

FABIANA CRISTINA MEIRA ZAPAROLI

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ,
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

Tese apresentada ao Instituto de
Geociências e Ciências Exatas
do Campus de Rio Claro, da
Universidade Estadual Paulista
"Júlio Mesquita Filho".
Departamento de Pós-
Graduação em Geociências e
Meio Ambiente.

Orientador: José Cândido Stevaux
Co-orientador: Pablo Vidal Torrado

Rio Claro SP
2015

FABIANA CRISTINA MEIRA ZAPAROLI

**EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ,
PANTANAL MATO-GROSSENSE**

Tese apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio Mesquita Filho”. Como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geociências e Meio Ambiente.

Membros da Comissão Examinadora

Pro^a Dr.^a Dilce de Fátima Rossetti

Pro. Dr. Raphael Moreira Beirigo

Prof. Dr. Mario Luis Assine

Prof. Dr. Francisco Sergio Ladeira

Pro.Dr. José Cândido Stevaux (orientador)

Rio Claro, 10 de abril de 2015

551.4a Zapparoli, Fabiana Cristina Meira
Z35e Evolução geomorfológica da Planície do Rio Cuiabá,
Pantanal Mato-Grossense / Fabiana Cristina Meira Zapparoli. -
Rio Claro, 2015
157 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: José Cândido Stevaux
Coorientador: Pablo Vidal Torrado

1. Geomorfologia. 2. Mudanças climáticas. 3. Holoceno.
4. Planície fluvial. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

Dedico

*À minha família, que sempre me apoiou e me encorajou,
que sempre esteve ao meu lado nos momentos felizes e nas dificuldades,
se cheguei até aqui, devo isso à toda a minha querida e amada*

Família.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido com o apoio de instituições, orientadores, amigos e profissionais citados abaixo. Da mesma forma agradeço àqueles que não foram citados, mas que acreditaram e me apoiaram durante esse período.

Ao orientador Dr. José Cândido Stevaux pela oportunidade, amizade, confiança e orientações.

Ao co-orientador Dr. Pablo Vidal Torrado pela oportunidade conhece-lo, de participar de seu grupo de estudos, pelo auxílio técnico e financeiro, pela confiança e pelos conselhos que transcenderam o âmbito acadêmico.

Ao Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP, Campus Rio Claro). Em especial à Dr. Paulinia Setti Riedel (atual coordenadora do programa), ao Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto (ex-coordenador) e à Rosangela Vacello (secretária), que nunca mediram esforços em auxiliar nas questões à eles pertinentes.

Ao Serviço Social do Comércio (SESC), Estância Ecológica Pantanal, pelo financiamento parcial e a todas as pessoas que direta ou indiretamente colaboraram, gerência, guardas-parques, auxiliares de serviços gerais e funcionários temporários da RPPN SESC Pantanal.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa de doutorado e financiamento parcial.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão parcial de bolsa de doutorado.

À participação no projeto e grupo de pesquisa coordenado pelo Dr. Mario Luis Assine durante o período de 2010 a 2014.

Ao Departamento de Ciências do Solo da Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz” (ESALQ/USP), pela oportunidade e disponibilidade dos laboratórios. Da mesma forma agradeço aos laboratoristas e todos os funcionários que direta ou indiretamente auxiliaram.

Ao GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente – Universidade Estadual de Maringá) pela utilização das instalações e equipamentos.

Agradeço aos professores e amigos do GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente – Universidade Estadual de Maringá) pelo apoio e auxílio nos momentos necessários.

Ao Prof. Dr. Marcelo Metri Corrêa, pela ajuda na pesquisa e nos campos.

Ao Prof. Dr. Raphael Moreira Beirigo, pela amizade, ajuda na pesquisa e nos campos.

À Prof^a Dr^a Naomi Ussami do Departamento de Geofísica (IAG/USP) pela ajuda.

Aos amigos Édipo, Vanessa, Alexandre, Isabel e Valdir que me ajudaram em campo e na discussão do tema de pesquisa.

Aos amigos, em especial, Simone, Sofia e Fanny, e a todos os outros que não estão citados aqui, mas que fizeram meus dias mais felizes em Rio Claro.

E à minha amada família, em especial às minhas filhas e aos meus pais.

Minha eterna gratidão!

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Localização da área do estudo	11
Figura 2	Contexto geológico da área do estudo. (IBGE)	13
Figura 3	Temperatura média mensal para os meses de janeiro e julho (HASENACK et al., 2010)	15
Figura 4	Precipitação média mensal da estação Barão do Melgaço (ANA –Agência Nacional das Águas, dados de 1969 a 2010)	16
Figura 5	Fitofisionomia da área do estudo	18
Figura 6	Perfuração do terreno utilizando a técnica de vibro-testemunhador; Retirada do testemunho do terreno utilizando talha manual	20
Figura 7	Aparelho ADCP e desenho esquemático sobre o seu funcionamento, dividindo a coluna líquida em células (Fonte: RDI, 2002)	22
Figura 8	ADCP fixado em um flutuador preso a um barco	22
Figura 9	Processamento, no software Winriver II, dos sinais captados pelo ADCP	23
Figura 10	Características morfológicas, em planta, de leque aluvial. Fonte: Cremon, (2012), baseado em Bull (1964) e Assine (2008)	30
Figura 11	Relação entre morfologia de leques aluviais com a posição do nível de base. (HARVEY, 2002)	32
Figura 12	Classificação de leques aluviais segundo Stanistreet& McCarthy (1991) e Assine (2010)	34
Figura 13	Relação entre suprimento sedimentar, gradiente e vazão na determinação de padrões de drenagem de sistemas fluviais distributivos. Fonte: Hartley et al. (2010)	35
Figura 14	Modelo de sedimentação em leques aluviais. Fonte: Zani et al. (2009), baseado em Denny (1967), Bull (1977) e Schumm (1977)	36
Figura 15	Modelo esquemático para a evolução de megaleques fluviais e sua rede de drenagem à montante. Fonte: Horton DeCelles (2001)	38
Figura 16	Distribuição de megaleques. (ZANI, 2009, adaptado de LEIER et al., 2005)	40
Figura 17	Fases glaciais/interglaciais a partir do Pleistoceno Tardio (CREMON, 2012).	42
Figura 18	Registros de oscilações climáticas quaternárias para o Cerrado (LIMA-RIBEIRO, 2006)	44
Figura 19	Mapa das anomalias Bouguer com unidades tectônicas (FISSEHA, 2003)	48
Figura 20	Modelo de blocos crustais da região do Pantanal (FISSEHA, 2003)	49
Figura 21	Lineamentos estruturais no Pantanal (PARANHAS FILHO et al., 2013)	50
Figura 22	Modelo esquemático representando tensão de compressão	51
Figura 23	Principais províncias geológicas, sismicidade e tensões (ASSUMPÇÃO e SACEK, 2013)	52
Figura 24	Padrões de canais aluviais	61
Figura 25	Classificação de sistemas multi-canais (NANSON e KNIGHTON, 1996)	68
Figura 26	Compartimentação do megaleque do rio Cuiabá (PUPIM, 2014)	71
Figura 27	Compartimentação geomorfológica da planície do rio Cuiabá	73
Figura 28	Perfis sedimentares: Planície Indiferenciada	76
Figura 29	Seção topográfica transversal do trecho anabranching da planície do rio Cuiabá	77

Figura 30	Perfis sedimentares: Cinturão de Meandros Antigo	78
Figura 31	Depósito de <i>point bar</i>	80
Figura 32	Formação de barra lateral no canal do rio Piraim	81
Figura 33	Características do compartimento geomorfológico	82
Figura 34	Perfis sedimentares: Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno	84
Figura 35	Tracejado vermelho indica o padrão de orientação N/NE-SW dos paleocanais e lagoas dos compartimentos “Planície I” e “Planície II”	85
Figura 36	Perfil sedimentar: Planície I	86
Figura 37	Feições do compartimento “Planície III	88
Figura 38	Pontos 7, 8 e 9, distribuídos num canal formado por rompimento de dique marginal. Imagem de satélite (SPOT, 2006)	90
Figura 39	Perfis sedimentares descritos no compartimento “Planície III”	91
Figura 40	Perfil sedimentar do compartimento “Planície IV”	92
Figura 41	Feições do compartimento “Planície IV”	93
Figura 42	Perfil sedimentar do compartimento “Planície II”	95
Figura 43	Lineamentos da drenagem	97
Figura 44	Isolinhas de anomalia Bouguer em mGal (fonte: Bancos de dados IAG-USP) indicando um alto gravimétrico no setor anabranching do rio Cuiabá	99
Figura 45	Blocodiagrama com a distribuição das falhas geológicas	100
Figura 46	Localização dos paleossolos estudados	104
Figura 47	Exemplos de paleossolos	105
Figura 48	Perfis: Paleossolo A (desenvolvido no compartimento “Planície II”); Paleossolo B (desenvolvido no compartimento “Planície III”).	107
Figura 49	Feições redoxomórficas distribuídas nos horizontes do paleossolo A	108
Figura 50	Feições distribuídas nos horizontes do paleossolo B	112
Figura 51	Valores de $\delta^{13}\text{C}$ para - (A) Paleossolo A; (B) Paleossolo B	117
Figura 52	Segmentos da planície confinada do rio Cuiabá	122
Figura 53	Localização dos terrenos com ocorrência de camada litoplúntica que funciona como leito rochoso para os canais secundários	123
Figura 54	Imagem (SPOT, 2006) ilustrando os segmentos da planície (meandranes e anabranching)	125
Figura 55	Hidrograma com os dados de vazão das estações Barão do Melgaço e Porto Cercado	126
Figura 56	Perfil longitudinal do rio Cuiabá na planície confinada	126
Figura 57	Fluxograma com as confluências de canais no segmento anabranching, apresentando o <i>stream power</i> específico (ω), vazão e razão largura/profundidade (w/d)	128
Figura 58	Camada litoplúntica no leito dos canais do Cuiabá (foto)	129
Figura 59	<i>Stream power</i> específico (ω) em função da declividade hidráulica	131
Figura 60	Razão largura/profundidade (w/d) em função do número de canais da seção	132
Figura 61	<i>Stream power</i> específico (ω) em função do número de canais da seção	133
Figura 62	Hidrografia, lineamentos estruturais da planície do rio Cuiabá e perfis transversais dos canais medidos com ADCP	134

SUMÁRIO

SUMÁRIO	IX
RESUMO.....	XI
ABSTRACT.....	XII
1. INTRODUÇÃO	8
2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DO ESTUDO.....	9
2.1. GEOLOGIA REGIONAL E PREENCHIMENTO SEDIMENTAR	12
2.2. CLIMA.....	14
2.3. FITOFISIONOMIA	16
3. MEIOS E MÉTODOS.....	19
3.1. LEVANTAMENTOS DE CAMPO.....	19
3.2. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ	20
3.3. DINÂMICA FLUVIAL: LEVANTAMENTO DE CAMPO, PROCEDIMENTOS DE LABORATÓRIO E GABINETE.....	21
3.4. ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS E QUÍMICAS DE SOLOS.....	27
3.5. DATAÇÕES	28
3.6. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA ($\Delta^{13}\text{C}$) E DETERMINAÇÃO DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL	28
4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	30
4.1. SISTEMAS DEPOSICIONAIS	30
4.1.1. <i>Leques aluviais</i>	30
4.1.2. <i>Megaleques fluviais</i>	38
4.2. <i>Mudanças Paleoclimáticas no Brasil Durante o Quaternário Tardio</i>	40
4.3. <i>Tectônica no Pantanal</i>	46
4.4. PALEOSSOLOS EM PLANÍCIES FLUVIAIS	53
4.4.1. <i>Feições Redoxomórficas (mosqueados e nódulos) Petroplintização em Paleossolos</i>	55
4.4.2. <i>Acúmulo de Sódio em Paleossolos</i>	56
4.5. <i>Análise isotópica</i>	57
4.6.1. CANAIS MEANDRANTES	61
4.6.2. SISTEMA ANABRANCHING	62
5. COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ.....	70
5.1. INTRODUÇÃO	70
5.2. GEOMORFOLOGIA, SEDIMENTOLOGIA E GEOCRONOLOGIA DA PLANÍCIE CONFINADA DO RIO CUIABÁ.....	71
5.2.1. <i>Planície Indiferenciada</i>	75
5.2.2. <i>Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo</i>	76
5.2.3. <i>Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno</i>	81
5.2.4. <i>Planície I</i>	84
5.2.5. <i>Planície III</i>	86
5.2.6. <i>Planície IV</i>	91
5.2.7. <i>Planície II</i>	93
5.3. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA: PONDERAÇÕES SOBRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E EVIDÊNCIAS NEOTECTÔNICAS.....	95

5.4.	CONCLUSÕES	101
6.	PALEOSSOLOS: SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO E GEOMORFOLÓGICO PARA O HOLOCENO DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ, PANTANAL MATO-GROSSENSE.....	103
6.1.	INTRODUÇÃO	103
6.2.	RESULTADOS	104
6.2.1.	<i>Contexto Geomorfológico e Desenvolvimento dos Paleossolos</i>	106
6.2.2.	<i>Morfologia dos paleossolos</i>	107
6.2.3.	<i>Granulometria dos Paleossolos</i>	113
6.2.4.	<i>Atributos Químicos dos Paleossolos</i>	115
6.2.5.	<i>Isótopos de $\delta^{13}C$ nos Paleossolos</i>	116
6.3.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	117
6.4.	CONCLUSÃO.....	119
7.	GEOMORFOLOGIA E DINÂMICA FLUVIAL DO RIO CUIABÁ, PANTANAL MATO-GROSSENSE	120
7.1.	INTRODUÇÃO	120
7.2.	RESULTADOS	120
7.2.1.	<i>Morfologia da Planície</i>	120
7.2.2.	<i>Características hidrológicas dos canais</i>	125
7.3.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	135
7.4.	CONCLUSÕES.....	136
8.	CONCLUSÕES GERAIS.....	137
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	140

RESUMO

EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ, PANTANAL MATO-GROSSENSE

O Pantanal Mato-Grossense possui uma paisagem composta por um mosaico de feições geomorfológicas modeladas pela dinâmica fluvial. Este trabalho teve como finalidade analisar a evolução geomorfológica da planície do rio Cuiabá, situada no Norte do Pantanal Mato-Grossense. Para compreender a evolução geomorfológica da planície do rio Cuiabá, foi necessário: mapear os compartimentos de acordo com zonas homogêneas; estabelecer a geocronologia dos depósitos aluviais; verificar a influência de mudanças paleoclimáticas na paisagem; verificar a resposta do desenvolvimento de solos em relação às mudanças climáticas; verificar os padrões de canal desenvolvidos na área; verificar a influência da tectônica existente na área; e ponderar os fatores capazes de condicionar o desenvolvimento das feições geomorfológicas. Para isso foram interpretadas imagens de sensoriamento remoto, realizados levantamentos de campo com descrição morfológica de solos e sedimentos, análises da hidrodinâmica fluvial, datações por LOE e ^{14}C , análise de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$), análises granulométricas e químicas. Foram identificados sete compartimentos geomorfológicos: 1) Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo; 2) Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno; 3) Planície I; 4) Planície II; 5) Planície III; 6) Planície IV; 7) Planície Indiferenciada. Os depósitos da planície do rio Cuiabá são todos holocênicos. Inicialmente o rio Cuiabá possuía padrão de canal meandrante em toda a extensão da planície confinada, percorrendo o que é hoje um canal secundário no segmento médio (rio Piraim). Entretanto avulsões e migrações para na direção N-S, iniciadas em torno de 8.700 anos AP, impregnaram as planícies de paleocanais, muitos deles interconectados. Entre 5.500 e 4.300 anos AP, durante um longo período de estabilidade na paisagem, desenvolveram-se solos em grandes extensões, nos quais, posteriormente, formou-se uma camada litoplântica por grandes extensões, indicando rebaixamento do lençol freático. Valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) indicaram vegetação arbórea entre 5.500 e 4.300 anos AP e, gramíneas entre 4.300 e 2.250 AP. Entretanto, os registros de avulsões e abandono do paleocanal do rio Cuiabá tiveram início por volta de 8.710 anos AP. Assim recorreu-se a evidências de tectônica para a área, na qual registros de sismos apontam para instabilidade nessa região, falhas já mapeadas coincidem com a localização da planície confinada. A camada litoplântica localizada no segmento *anabranching* apresenta-se fraturada. Essas constatações levam à hipótese de um movimento tectônico com possível reativação de blocos. A dinâmica fluvial no trecho *anabranching* apresenta: diminuição na sinuosidade em relação ao segmento à montante; menor declividade longitudinal; o *stream power* específico aumenta conforme o rio se subdivide em múltiplos canais e dificuldade de ajuste da razão w/d dos canais no trecho onde se desenvolve a camada litoplântica.

Palavras-chave: Pantanal Mato-Grossense; Geomorfologia; Mudanças Climáticas; Paleossolos; Holoceno.

ABSTRACT

GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF CUIABÁ RIVER, MATO GROSSO PANTANAL

The Pantanal has a landscape composed of a mosaic of geomorphological features modeled by fluvial dynamics. Thus, this work had the aim to analyze the geomorphological evolution of the Cuiabá River alluvial plain, located in northern Mato Grosso Pantanal. To understand the geomorphological evolution of the Cuiabá River alluvial plain, it was necessary: to map the compartments according to homogeneous regions; establish the geochronology of alluvial deposits; check the influence of paleoclimatic changes in the landscape; check the soil for the development of response in relation to climate change; checking the channel patterns developed in the area; verify the influence of tectonic existing in the region; and consider the factors that may influence the development of geomorphological features. Were interpreted remote sensing images, field surveys carried out with morphological description of soils and sediments, analysis of river hydrodynamics, dating for LOE and ^{14}C (AMS), analysis of stable isotopes ($\delta^{13}\text{C}$), particle size and chemical analysis. Seven geomorphological compartments have been identified: 1) Ancient Meanders Belt; 2) Modern Meanders Belt; 3) Plain I; 4) Plain II; 5) Plain III; 6) Plain IV; 7) Undifferentiated Plain. River Cuiabá alluvial plain deposits are all Holocene. Initially the Cuiabá river had meandering channel pattern to the fullest extent of the contained plain, covering what is now a secondary channel in the middle segment (Piraim river). However avulsions and migrations in the North-South direction, which began around 8,700 years BP, produced an abundance of paleochannels of in floodplain, many of them bring. Between 5500 and 4300 years BP, over a long period of stability in the landscape, soils have developed over large areas, in which subsequently formed a litoplinthite layer for large regions, indicating lowering of the water table. Carbon isotope values ($\delta^{13}\text{C}$) indicated woody vegetation between 5500 and 4300 years BP and grasses between 4,300 and 2,250 BP. However, records of avulsions and abandonment of paleochannel River Cuiabá began around 8710 years BP. So we used the evidence of tectonics to the area where earthquakes records point to instability in the region, already mapped faults coincide with the location of the contained alluvial plain. The litoplinthite layer located in anabranching segment, is fractured. These findings lead to the hypothesis of a tectonic movement with possible reactivation blocks. The fluvial dynamics in anabranching section presents: decreased sinuosity in relation to the segment upstream; lower longitudinal slope; the specific stream power increases as the river is divided into multiple channels and reason difficulty setting w / d of channels in the stretch where develops litoplinthite layer.

Key Words: Mato Grosso Pantanal; Geomorphology; Environmental Climate Change; Paleosoils; Holocene.

1. INTRODUÇÃO

O Pantanal Mato-Grossense é uma depressão tectônica com sedimentação ativa desde o início do Pleistoceno. Apresentando área de 138.183 km², é uma das maiores planícies inundáveis do mundo, constituindo um mosaico de ambientes deposicionais, sustentando uma grande biodiversidade. Em 2000, foi reconhecido pela UNESCO como Reserva da Biosfera Mundial. Seus sedimentos depositados na forma de extensos megaleques fluviais guardam testemunhos das oscilações climáticas ocorridas no Quaternário, constituindo, dessa forma, um importante registro para a compreensão de mudanças climáticas passadas, cuja reconstituição pode colaborar com prognósticos para mudanças climáticas futuras.

Os megaleques do Pantanal Mato-Grossense vêm sendo estudados há várias décadas (BRAUN, 1977; AB'SABER, 1988) e tem sido crescente o número de publicações que enfatizam os processos relacionados à gênese principalmente considerando causas climáticas (ASSINE & SOARES, 2004; ASSINE et al., 2005; ZANI, 2008; ZANI & ASSINE, 2008; ASSINE & SILVA, 2009; SILVA, 2010; KUERTEN, 2010; CORRADINI, 2011; KUERTEN & ASSINE, 2011; MERINO, 2011; CORRADINI & ASSINE, 2012; ZANI et al., 2012; PUPIM et al., 2012; KUERTEN et al., 2013; MERINO et al., 2013; MACEDO et al., 2014). Outros estudos vêm colaborando para a compreensão da evolução geológica e geomorfológica dos megaleques fluviais do Pantanal, como, por exemplo, os trabalhos de geofísica tectônica de Almeida (1964), Shiraiwa (1994), Ussami et al., (1999), Alvarenga et al. (2000), Shiraiwa e Ussami (2001) e Fisseha (2003). Adicionalmente, os estudos relacionados à gênese e evolução de solos do Pantanal Mato-Grossense podem acrescentar informações que colaborem para a compreensão da influência de mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário. Nesse sentido, destacam-se os trabalhos realizados no Norte, na sub-região de Barão do Melgaço pela equipe coordenada por Vidal Torrado (ESALQ/USP), (BEIRIGO, 2009, 2011 e 2013; NASCIMENTO, 2012; NASCIMENTO et al., 2013), na sub-região de Poconé (CORINGA et al., 2013) e no sul, na sub-região da Nhecolândia (BARBIÉRO et al., 2002, 2008). Compreender a dinâmica e evolução desse ambiente é

importante tanto do ponto de vista científico, como de preservação dos habitats e ocupação e uso do solo.

Este trabalho tem como finalidade analisar a evolução geomorfológica da planície holocênica confinada do rio Cuiabá que ocorre no setor proximal do megaleque formado por este rio. Esse megaleque ocupa área de aproximadamente 14.580 km², sendo que o trecho estudado abrange uma extensão de aproximadamente 1.850 km².

Para compreender a evolução geomorfológica da planície confinada do rio Cuiabá, foi necessário: mapear os compartimentos de acordo com zonas homogêneas; estabelecer a geocronologia dos depósitos aluviais; verificar a influências de mudanças paleoclimáticas na paisagem; verificar a resposta do desenvolvimento de solos em relação às mudanças climáticas; verificar os padrões de canal desenvolvidos na área; verificar a influência da tectônica existente na área; e ponderar os fatores capazes de condicionar o desenvolvimento das feições geomorfológicas.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DO ESTUDO

A bacia do rio Cuiabá, situada no estado do Mato Grosso, drena uma área aproximada de 36.000 km² (ANA - Agência Nacional das Águas). Essa bacia hidrográfica apresenta duas características distintas ao longo do seu percurso. Inicialmente o rio Cuiabá percorre uma superfície de erosão (superfícies aplainadas) comportando-se como um rio de planalto, extremamente controlado pela estrutura geológica, que resulta no aparecimento de diversas corredeiras, com algumas nascentes a 500 m de altitude. Ao adentrar no Pantanal Mato-Grossense, uma extensa depressão tectônica, passa a fazer parte de um sistema fluvial de aproximadamente 138.183 Km² (SILVA & ABDON, 1998), com altitudes que variam de 150 m a 90 m ao atingir o rio Paraguai. Nessas condições, a dinâmica e a velocidade de fluxo diminuem consideravelmente. Neste contexto, o rio Cuiabá passa a depositar os sedimentos transportados do planalto formando um complexo de planícies e configurando um extenso megaleque fluvial.

A área do estudo está situada no terço superior do megaleque do rio Cuiabá, no setor norte do Pantanal Mato-Grossense, abrangendo uma extensão de aproximadamente 1.825 km² (Figura 1).

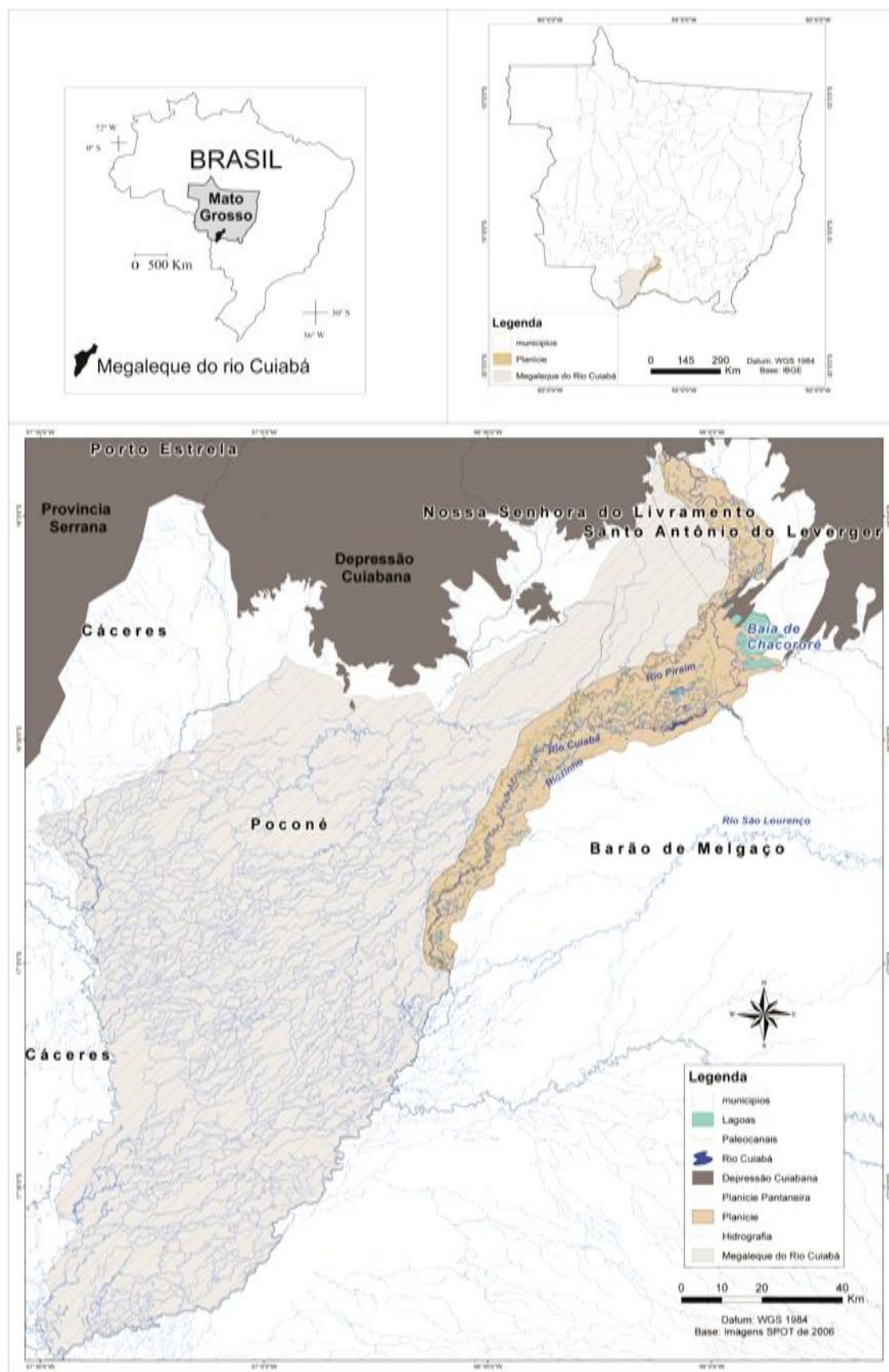


Figura 1: Localização da área do estudo correspondente à planície de inundação do rio Cuiabá (polígono marrom).

2.1. Geologia Regional e Preenchimento Sedimentar

A bacia do Pantanal Mato-Grossense é uma depressão tectônica formada por um sistema de grábens desenvolvidos entre o complexo cratônico Amazonas/Rio Apa, Paraná e a Faixa Paraguai (ALMEIDA, 1964; SHIRAIWA, 1994; USSAMI et al., 1999; ALVARENGA et al., 2000; SHIRAIWA & USSAMI, 2001; FISSEHA, 2003). É delimitada a leste e nordeste pelos metassedimentos e rochas magmáticas do Grupo Cuiabá, os quais se encontram recobertos por sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná. Ao norte e ao sul seus limites são os metassedimentos da Faixa Paraguai. As serras de Amolar e de Aguapé, que fazem parte do cráton Amazônico/Rio Apa, delimitam as bordas oeste e noroeste da bacia, respectivamente. Sedimentos siliciclásticos não consolidados, típicos de sistemas deposicionais de leques aluviais e megaleques, representam o principal preenchimento da bacia do Pantanal Mato-Grossense. Na porção central da bacia, a formação basal é constituída de areias finas a grossas com fragmentos de rochas carbonáticas provenientes de sequências plataformais da Faixa Paraguai. Sobreposto a esta unidade aflora um pacote de sedimentos arenosos com textura média a grossa, muitas vezes, cimentados por óxidos de ferro e intercalados com sedimentos compostos por silte e argila (Figura 2). Todo o pacote sedimentar é depositado discordantemente sobre os metassedimentos da Faixa Paraguai e sobre o cráton Amazônico e possui afinamento para o topo. Com base em evidências geomorfológicas e paleontológicas, Almeida (1964) sugeriu que a idade de sedimentação da Bacia do Pantanal seria Plio-Pleistocênica (~2,5 Ma).

Com base em observações regionais, verifica-se que os cursos dos rios Paraguai, Cuiabá, São Lourenço, Piquiri/Itiquira e Negro exibem mudanças abruptas de direção, sugerindo que esses rios são controlados por estruturas tectônicas. As direções dominantes dos canais fluviais são N-S, NE-SO e NO-SE, concordando com as principais direções das zonas de falha no embasamento (SHIRAIWA, 1994).

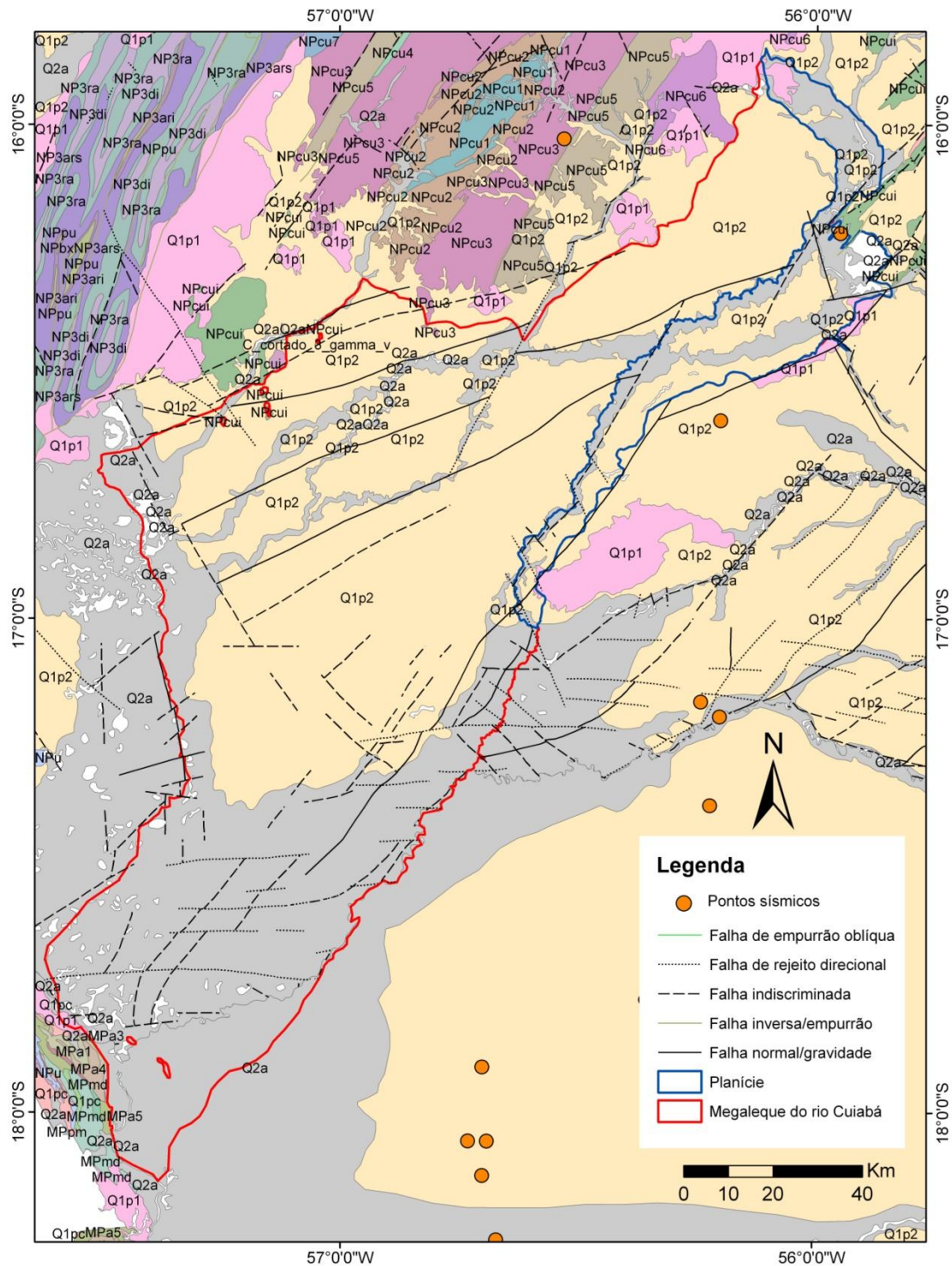


Figura 2: Contexto geológico da área do estudo. Q1pc – Pantanal – fácies depósitos coluvionares; Q1p1 – Pantanal – fácies terraços aluvionares; Q1p2 – Pantanal – fácies depósitos aluvionares; Q2a – Depósitos aluvionares; Mpa1 – Amolar, metagrauvaca; Mpa5 – Amolar, ortoquartzito; MPmd – Mandioré; NPcui – Cuiabá – Subunidade Indivisa; NP3di – Diamantino; NP3ra – Raizama; NPU – Urucum; NPcu2 – Cuiabá – Subunidade 2; NP3ars – Araras – Membro Superior; NPcu3 – Cuiabá – Subunidade 3; NPcu4 – Cuiabá – Subunidade 4; NPcu5 – Cuiabá – Subunidade 5; NPcu6 – Cuiabá – Subunidade 6; NPcu7 – Cuiabá – Subunidade 7 (IBGE).

Com relação à evolução geotectônica destacam-se, na região do Pantanal Mato-Grossense, os trabalhos desenvolvidos por Almeida (1964), Shiraiwa (1994), Ussami et al. (1999), Alvarenga et al. (2000), Fisseha (2003) e Shiraiwa e Ussami (2001).

Ussami et al. (1999) discutiram a importância de uma ante-ombreira (*forebulge*) na produção de soerguimento e extensão flexural na crosta superior frágil (durante o último evento compressivo de orogenia do Andes à aproximadamente 2.5 Ma), que mecanicamente reativou o embasamento Neoproterozóico/Cambriano – a faixa de dobramentos do Paraguai, dados reafirmados por Fisseha (2003). Esses trabalhos apresentam resultados de modelagem bi-dimensional flexural de deformação e tensões de dobramentos associados com dados geológicos, geofísicos (gravimétricos e sísmicos) e de poços.

De acordo com Ussami et al. (1999) o depocentro da bacia possui forma elíptica alongada na direção norte-sul, cujo eixo maior se estende por 200 km, com espessura máxima de aproximadamente 550 m. Porém profundidades máximas podem atingir até 800 metros em algumas áreas (FISSEHA, 2003).

2.2. Clima

As temperaturas no Pantanal oscilam no verão entre 26°C nas porções mais elevadas e 29°C nas porções mais baixas, ao centro e no extremo sul do Pantanal. No inverno, as temperaturas variam entre 20°C na borda leste e sul e 23°C no centro e no norte.

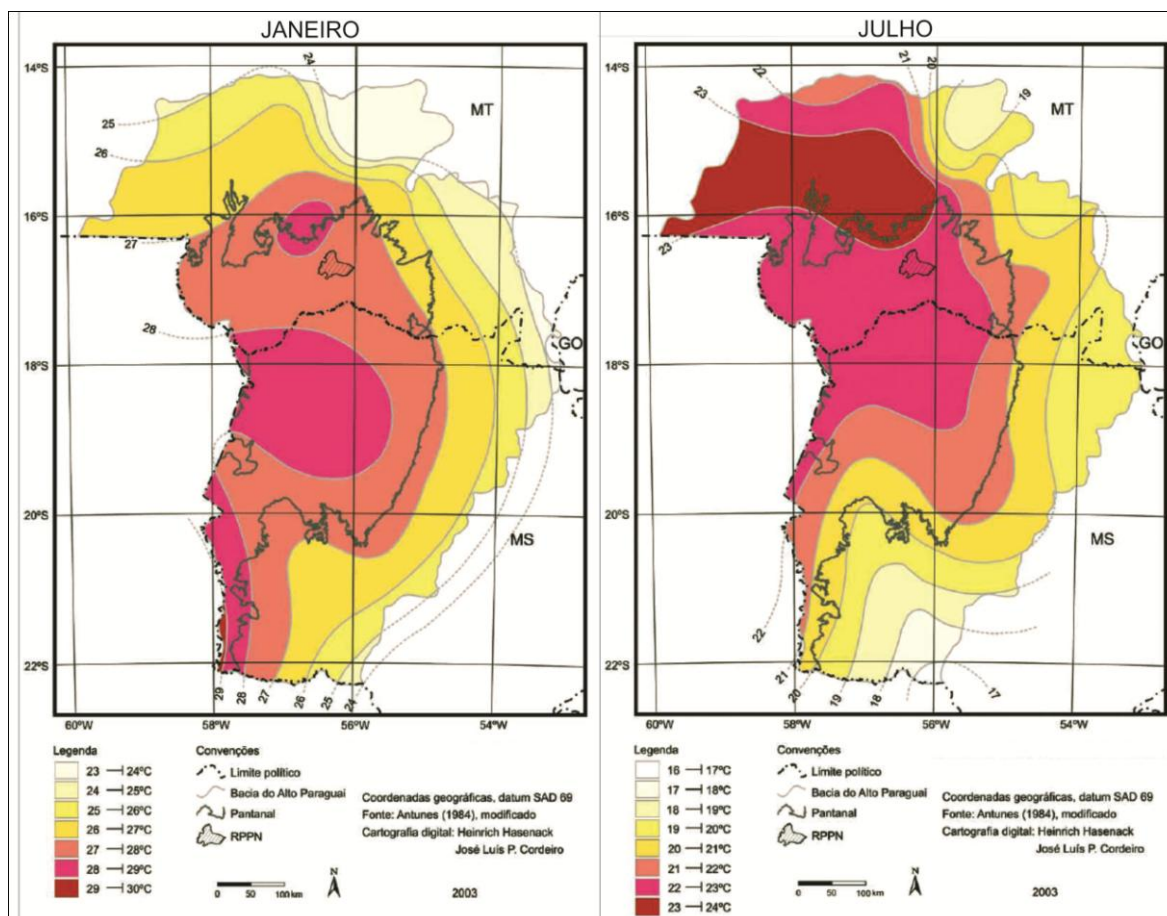


Figura 3: Temperatura média mensal para os meses de janeiro e julho (HASENACK et al., 2010).

A precipitação anual no Pantanal varia entre 1000 e 1500 mm, com média do mês mais seco inferior a 40 mm, apresentando gradiente do oeste do Pantanal em direção nordeste, leste e sudeste. No oeste a precipitação é inferior a 1000 mm e a máxima é de cerca de 1300 mm. No leste este gradiente chega a 1600 mm no limite da bacia do Alto Paraguai. Já ao norte da bacia, estes valores ultrapassam os 2000 mm. Também a concentração da precipitação durante os meses mais chuvosos ocorre no leste e, principalmente, no norte da bacia do Alto Paraguai. Já o déficit hídrico está relacionado à precipitação menor no Pantanal do que nos seus arredores e às elevadas temperaturas registradas em especial no verão na porção mais central, de menor altitude. Mesmo sendo o déficit maior nas porções mais baixas do Pantanal, a água antes deixa de estar disponível nas porções mais elevadas do Pantanal, pois é drenada para as porções mais baixas, compensando, de certa forma, este déficit hídrico (HASENACK et al., 2010). Dados coletados da média mensal de precipitação desde a década de 1960

nas estações de Barão do Melgaço e Porto Cercado no Pantanal norte apresentam características de inverno seco e verão chuvoso (Figura 4).

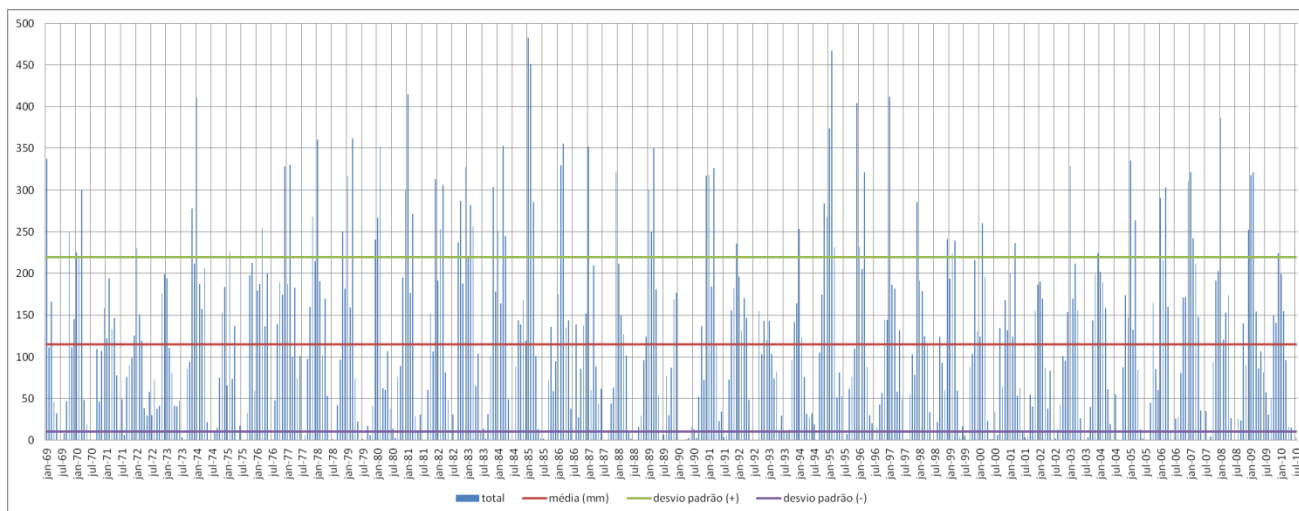


Figura 4: Precipitação média mensal da estação Barão do Melgaço (ANA –Agência Nacional das Águas, dados de 1969 a 2010).

O norte do Pantanal Mato-Grossense apresenta clima tropical úmido com inverno seco (Aw), de acordo com a classificação de Köppen. Embora o clima no Pantanal e arredores caracterize-se pela sucessão de invernos secos e verões chuvosos, parece haver um gradiente de norte para sul. Ao norte do Pantanal, em Cuiabá e Cáceres, por exemplo, o período chuvoso é mais curto e a seca, no inverno, mais severa. Já ao sul do Pantanal, o período chuvoso tem sua precipitação distribuída ao longo de um período maior que no norte, com volume de precipitação total similar (Corumbá e Aquidauana), evidenciando uma transição em direção sul para os climas sem estação seca.

2.3. Fitofisionomia

Hofmann et al. (2010) identificaram seis formações vegetais na região da planície do rio Cuiabá. Essas formações receberam denominações regionais. Tais denominações apresentam equivalência com o sistema fisionômico-ecológico do IBGE (2012).

- A) O Cambarazal, constitui uma formação densamente florestada e monodominante, ocorre em áreas alagadas sazonalmente, e dominada por Cambará, *Vochysia divergens* (Vochysiaceae), o indivíduo atinge uma média de 22 m de altura. Essa formação é equivalente ao Sistema

- Edáfico de Primeira Ocupação, com influência fluvial (IBGE, 2012), (Figura 5 A);
- B) A Mata com Acuri, fisionomia densamente florestada é classificada como Floresta Estacional Semidecidual de Terras Baixas (IBGE, 2012), onde o sub-bosque é dominado pela palmeira acuri, *Scheelea phalerata* (Arecaceae), (Figura 5 B).
- C) A Mata Seca, onde o estrato arbóreo emergente é esparsa, com presença de árvores caducas como Cedro, Angico *Andenanthera macrocarpa* e Aroeira *Astronium urundeuva* (Anacardiaceae), e com sub-bosque pouco desenvolvido, com presença de acuris com baixa densidade de indivíduos e com gravatás *Bromelia sp.* (Bromeliaceae), equivale à Floresta Estacional Decidual (IBGE, 2012), (Figura 5 C).
- D) O Tabocal, fisionomia florestal com estrato arbóreo emergente esparsa e sub-bosque dominado por taquaras *Guadua sp.* (Taboca/ Poaceae). Equivale à Savana Arborizada (IBGE, 2012), (Figura 5 D).
- E) A Mata Densa, fisionomia densamente florestada e com grande riqueza de espécies. Ocorre como floresta ripária e não inundada às margens dos rios. Equivalente à Floresta Estacional Semidecidual Aluvial ou à Floresta Estacional Semidecidual de Terras Baixas (IBGE, 2012), (Figura 5 E).
- F) Por fim, o Campo com Murunduns, formação savânica com fisionomia de cerrado, possui uma matriz herbácea e elementos arbóreos agregados em elevações do terreno, geralmente associadas aos cupinzeiros. Equivale à Savana Parque (IBGE, 2012), (Figura 5 F).

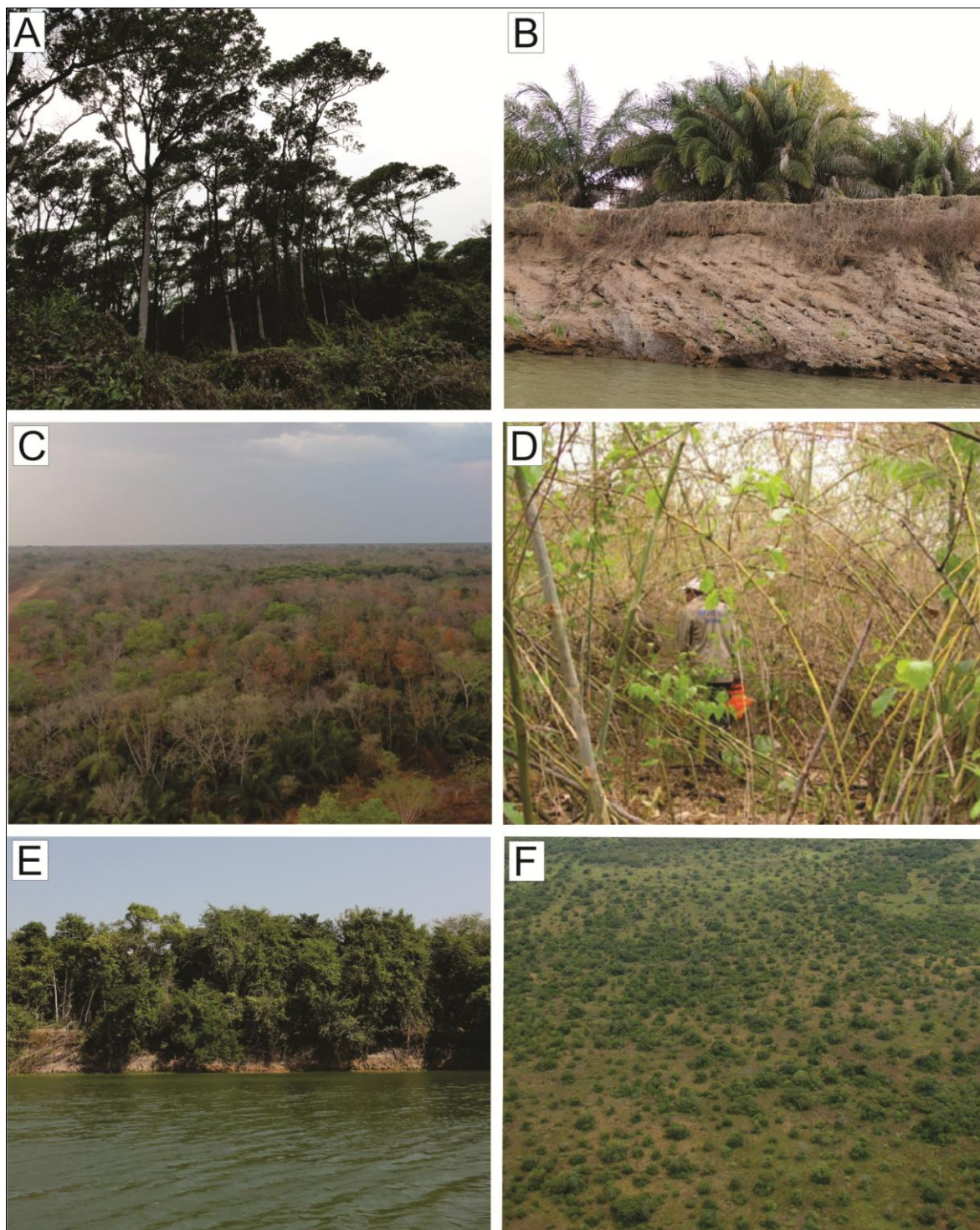


Figura 5: Fitofisionomia da área do estudo: (A) Cambarazal; (B) Mata de Acuri; (C) Mata Seca; (D) Tabocal (foto de I.P. Coelho, in Hofmann, 2010); (E) Mata Densa; (F) Campo com Murunduns.

3. MEIOS E MÉTODOS

3.1. Levantamentos de campo

Foram realizadas 5 campanhas de campo entre 2011 e 2013. A primeira teve o objetivo de reconhecer a área de estudo através de um sobrevôo (março de 2011). A segunda campanha que teve duração de 15 dias (setembro de 2011), foi realizada dentro da RPPN (Reserva Particular do Patrimônio Natural) SESC Pantanal, teve como objetivo reconhecer as feições geomorfológicas, realização de tradagens, bem como abertura de trincheiras para análise morfológica de solos conforme Santos et al. (2005) e coleta de material para posteriores análises em laboratório como datações, análises químicas e físicas.

Em setembro de 2012 foi realizada uma campanha com duração de 15 dias com o objetivo de coletar dados da hidrodinâmica dos canais fluviais, realização de perfurações com vibro-testemunhador (tipo *vibro-core*) e descrições sedimentológicas de perfis de barrancos expostos em todo o trecho estudado.

Em 2013, foram realizadas duas campanhas durante o mês de outubro, no primeiro campo, que ocorreu entre os dias 3 e 9 de outubro, foram levantados dados da hidrodinâmica fluvial do canal do rio Cuiabá. Assim, foram delimitadas seções no trecho com canal único e no trecho multicanal. Em cada seção foram coletados dados de velocidade, direção de fluxo, profundidade e vazão utilizando o Perfilador Acústico de Efeito Doppler (ADCP). Nas margens do canal foram descritos perfis de depósitos sedimentares de vários pontos representativos da planície em diferentes sub-ambientes deposicionais. Por fim, a segunda campanha de 2013 ocorreu entre os dias 17 e 23 de outubro em que foram realizadas sondagens com trado mecânico e descrições de perfis de solos nos barrancos do trecho multicanal e coletadas amostras para análise química, física e datações.

Nas sondagens de campo realizadas por meio da técnica de vibro-testemunhador (*vibro core*), foram utilizados tubos de alumínio de 6 metros e 3" (76 mm) de diâmetro, acoplados em mangote vibrador por braçadeiras e conectados a um motor estacionário de 4 tempos que transmite uma força vibratória ao tubo facilitando a perfuração do terreno, a retirada do tubo foi

realizada com talha manual acoplada a uma armação de madeira que funcionou como suporte (Figura 6). O procedimento de abertura dos tubos ocorreu em laboratório com a utilização de uma esmerilhadeira angular 4 1/2 - GWS 6-115 – Bosch, em ambiente sem presença de luz, sendo utilizado luz LED vermelha, para a retirada de sedimentos para datação pelo método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), em seguida foram realizadas as descrições das características sedimentológicas.



Figura 6: Perfuração do terreno utilizando a técnica de vibro-testemunhador; Retirada do testemunho do terreno utilizando talha manual

3.2. Compartimentação geomorfológica da planície do rio Cuiabá

A compartimentação geomorfológica da planície do rio Cuiabá foi realizada com base na análise e cruzamento de informações de diversos produtos de sensoriamento remoto, tais como: a) imagens do sensor TM/Landsat 5 de diferentes datas do ano de 2011, as quais foram processadas por análise de Componentes Principais, importantes na visualização de zonas homólogas de acordo com a metodologia descrita por Zaparoli e Riedel (2012); b) imagens multi-espectrais SPOT do ano de 2006 que foram úteis na vetorização de feições geomorfológicas de maior detalhe como drenagem, paleocanais, lagoas e crevasse splays; c) Mosaico GeoCover Landsat-7 (Circa 2000) que auxiliou na interpretação visual das zonas homólogas; e d) MDT (Modelo de Elevação Digital) SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), utilizado como base para gerar superfície de tendência e resíduos, na elaboração de perfil longitudinal do rio e perfis transversais ao longo do canal principal (rio Cuiabá), produtos úteis na interpretação da hierarquia cronológica dos paleocanais.

A interpretação dos compartimentos e dos processos geomorfológicos se baseou no reconhecimento de padrões de canal, morfometria da planície, morfologia das lagoas, distribuição de rompimentos de diques (*crevasses*), orientação e densidade de paleocanais e distribuição de solos e de vegetação, descrições sedimentológicas e datações.

3.3. Dinâmica fluvial: levantamento de campo, procedimentos de laboratório e gabinete

Para o levantamento de dados da dinâmica fluvial do canal do rio Cuiabá, foram delimitadas seções no trecho de canal único e no trecho multi-canal dentro dos limites da área de estudo. Em cada seção foram coletados dados de velocidade, direção de fluxo, profundidade e vazão utilizando o Perfilador Acústico de Efeito Doppler (ADCP). O aparelho utiliza o princípio do deslocamento Doppler (*Doppler shift*) onde um sensor emite pulsos sonoros através da água, onde a carga suspensa transportada e o leito do rio refletem tais pulsos para os sensores do instrumento, efetuando assim a leitura dos

dados citados acima (Figura 7). As unidades de medida utilizadas são cm.s^{-1} para a velocidade e graus magnéticos azimutais para o sentido da corrente.

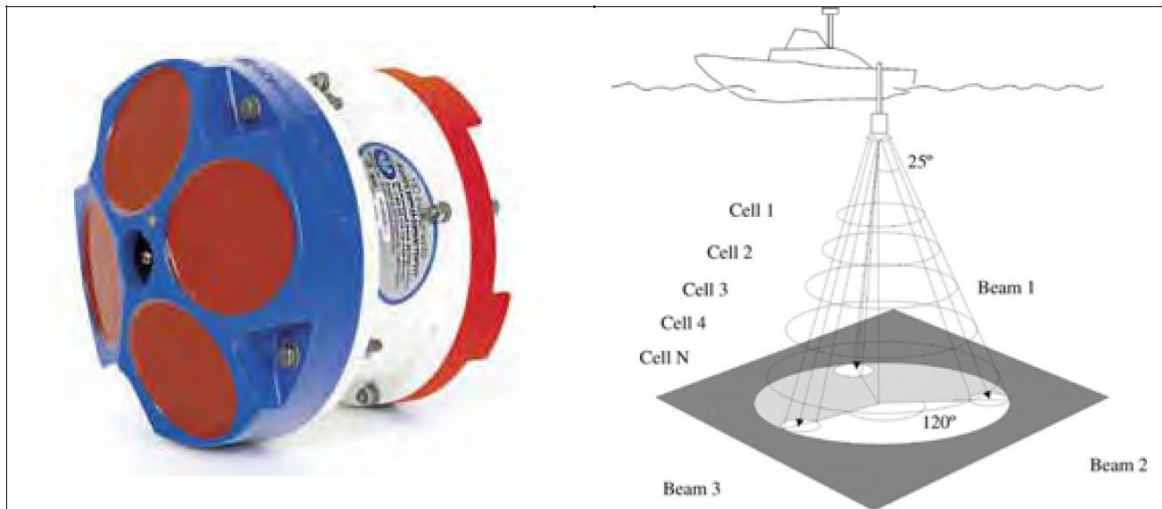


Figura 7: Aparelho ADCP e desenho esquemático sobre o seu funcionamento, dividindo a coluna líquida em células (Fonte: RDI, 2002)

O ADCP foi fixado em um flutuador acoplado a um barco (Figura 8) cujos sinais captados foram enviados à um computador por *bluetooth*. O processamento dos dados coletados pelo ADCP foi feito no *software Winriver*, modo *Acquire* (Figura 9).



Figura 8: ADCP fixado em um flutuador preso a um barco.

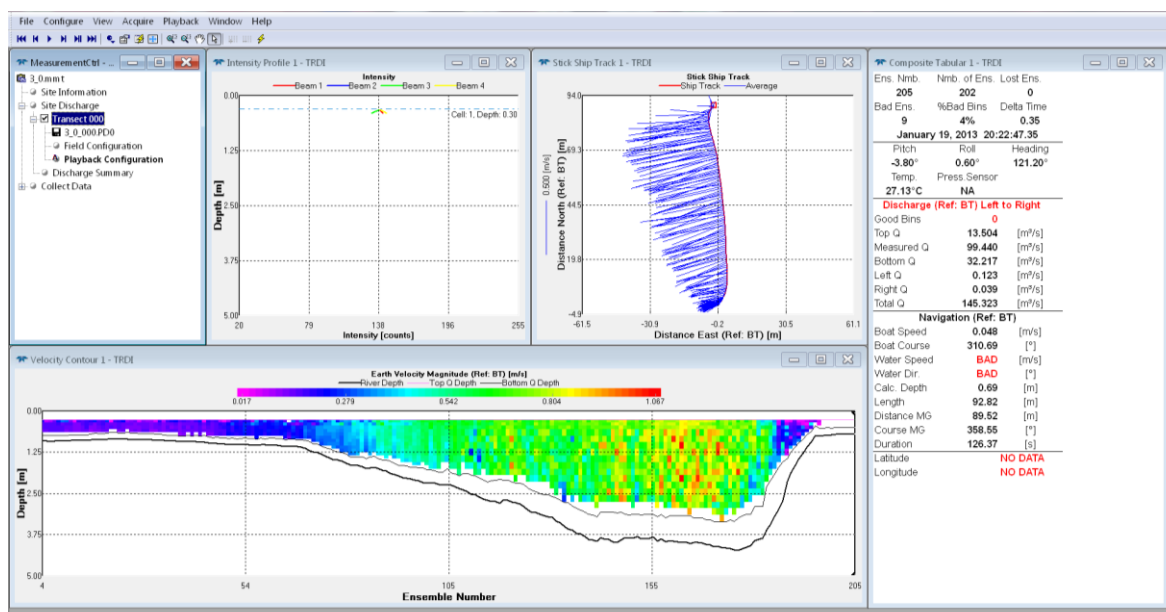


Figura 9: Processamento, no software Winriver II, dos sinais captados pelo ADCP.

Também foram coletadas amostras de sedimentos do fundo do canal de todas as seções utilizando amostrador de fundo adaptado, confeccionado com tubo de metal cilíndrico com 15 cm de diâmetro e 30 cm de comprimento, sendo uma das extremidades tampada e a outra anexada a uma corda. O material de fundo, depois de seco ao ar, foi submetido à análise granulométrica por peneiramento de acordo com Suguio (1973).

Os dados de campo foram adquiridos apenas no período de seca. Para compreender o comportamento do rio durante as cheias foram utilizados dados de vazão, cota e precipitação das estações Barão do Melgaço e Porto Cercado desde o ano de 1969 (fornecidos pela ANA – Agência Nacional das Águas).

Os dados hidráulicos foram tabulados e derivados para obter métricas comumente utilizadas em geomorfologia fluvial. As informações hidráulicas consideradas mais importantes foram vazão, velocidade do fluxo, raio hidráulico, perímetro molhado, raio hidráulico, valores de rugosidade (coeficiente de *Manning*), declividade (*slope*), potência de canal (*stream Power*) e potência de canal específica (*stream power* específico), além dos número de *Reynold* e *Froude*, cujos cálculos serão descritos a seguir.

Coeficiente de *Manning*:

Estabelece o valor de rugosidade do leito e é utilizado para obtenção da declividade hidráulica:

$$n = (n_0 + n_1 + n_2 + n_3 + n_4) \cdot m \quad \text{Eq.1}$$

Onde,

n = coeficiente de *Manning*, n_0 = material de fundo, n_1 = grau de irregularidade da seção, n_2 = variação da seção transversal, n_3 = obstrução, n_4 = presença de vegetação e, m = grau de meandramento (Tabela 1).

Tabela 1: Parâmetros utilizados para o cálculo do coeficiente de *Manning* (Fonte: BRAVARD e PETIT, 2000)

n_0 = material de fundo	Terra	0,020
	Areia grossa e cascalho fino	0,025
	Cascalho grosso	0,028
n_1 = grau de irregularidade da seção	Fraca	0,005
	Média	0,010
	Forte	0,020
n_2 = variação da seção transversal	Gradual	0,000
	Alternância ocasional	0,005
	Alternância frequente	0,010-0,015
n_3 = obstrução	Desprezível	0,000
	Fraca	0,010-0,015
	Apreciável	0,020-0,030
	Forte	0,040-0,060
n_4 = presença de vegetação	Fraca	0,005-0,010
	Mediana	0,010-0,025
	Importante	0,025-0,050
	Muito importante	0,050-0,100
m = sinuosidade (comprimento do vale/comprimento talvegue)	Fraco	1,00
	Apreciável	1,15
	Forte	1,30

Declividade (*slope*):

Além de ser útil na caracterização do canal, a declividade hidráulica é utilizada na equação para obtenção do *stream power*. Ela foi obtida por meio da equação de *Manning*, expressa a seguir.

$$V = d^{0,67} \cdot S^{0,5} / n \quad \text{Eq. 2}$$

Onde,

v é a velocidade média da seção, d a profundidade média, S a declividade e n o coeficiente de *Manning*.

Stream power e *stream power* específico:

O *stream power* (potência de canal) representa a energia que o sistema possui para transportar água e sedimento, erodir margens, etc. Este parâmetro tem influência significativa em várias formas e processos atribuídos ao sistema fluvial (Eq. 4, Bagnold, 1966). Já o *stream power* específico (potência de canal específica), (Eq. 5), representa o valor da potencia de canal dividida pela largura do canal, ou o trabalho despendido ou a energia gasta pelo canal devido ao regime de fluxo. Assim, rios com alto *stream power* (p.e. Rio Amazonas) podem ter *stream power* específico pequeno devido à sua largura.

$$\Omega = \gamma \cdot Q_b \cdot s \quad \text{Eq. 3}$$

Onde,

Ω = *stream power* ; Q_b = vazão da seção (geralmente a vazão de margens plenas); γ = peso específico da água e s = gradiente hidráulico.

A aplicação do *stream power*, contudo requer seu valor em função da extensão do canal, ou seja, o *stream power* específico:

$$\omega = \gamma \cdot Q \cdot s / w \text{ ou } \Omega / w \quad \text{Eq. 4}$$

Onde,

w é a largura do canal e ω é o *stream power* específico.

O perímetro molhado (Eq. 6) consiste na soma dos segmentos da seção transversal do canal (paredes e fundo do canal) e foi calculado para a obtenção do raio hidráulico (Eq. 7) que mede a eficiência do fluxo do canal fluvial. Quanto maior o perímetro de um canal, maior será a superfície de atrito entre a água e as paredes. Assim, há relação com a velocidade e eficiência do canal.

$$U = 2.d + w \quad \text{Eq.5}$$

Onde,

U= perímetro molhado (m), d= profundidade média do canal (m), w= largura da seção (m)

$$R = d.w/U \quad \text{Eq.6}$$

Onde,

R= raio hidráulico (m), d= profundidade média do canal (m), w= largura da seção (m)

U= perímetro molhado (m)

Reynold

A diferenciação entre o fluxo laminar e turbulento é definida pelo número de *Reynold* (Re). O número de *Reynold* caracteriza a mudança na velocidade e expressa a relação entre as forças de inércia e as forças viscosas, das quais depende o escoamento. No estudo de canais, este número adimensional é expresso por:

Eq. 7

$$Re = \frac{VR}{\nu}$$

em que V é velocidade média na seção considerada, R o raio hidráulico da seção e ν a viscosidade cinemática da água.

O número de *Reynold* permite classificar os escoamentos livres em três tipos:

- A) Laminar $Re < 500$;
- B) Turbulento $Re > 2000$; e
- C) De transição $500 < Re < 2000$.

Froude

Outro número adimensional muito utilizado em estudos de canais é o número de *Froude*, que expressa a relação entre as forças de inércia e gravitacionais (força peso), definindo como dimensão característica a altura hidráulica da seção, de modo que pode ser expresso como:

Eq. 8

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gH}}$$

em que g é a aceleração gravitacional, H profundidade média.

O número de *Froude* permite classificar os escoamentos livres em três tipos:

- A) Subcrítico ou fluvial $Fr < 1$;
- B) Supercrítico ou torrencial $Fr > 1$; e
- C) Crítico $Fr = 1$.

3.4. Análises granulométricas e químicas de solos

As análises químicas, utilizadas para caracterizar os solos, foram realizadas nos laboratórios destinados à pesquisa do Departamento de Ciência do Solo da ESALQ/USP de acordo com os métodos descritos no manual de métodos de análise de solo (EMBRAPA, 1997).

O pH foi medido em uma suspensão obtida pela relação solo/água de 1:1; Cálcio, Mg, Al trocáveis extraídos com solução de KCl 1 mol/l, sendo Ca e Mg quantificados por espectrofotometria de absorção atômica (AAS) e o Al por titulação com solução NaOH 0,025 mol/l. A matéria orgânica ou carbono orgânico foram determinados pelo método dicromato/titulométrico. Potássio e Na trocáveis e P disponível foram extraídos com solução de HCl 0,05 mol/l + H₂SO₄ 0,0125 mol/l (Mehlich-1), sendo K e Na determinados por fotometria de chama e P por colorimetria (EMBRAPA, 1997).

As análises granulométricas foram realizadas no laboratório de sedimentologia e pedologia do Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente da Universidade Estadual de Maringá (GEMA/UEM). As análises

granulométricas das frações finas (argila e silte) dos solos e sedimentos foram realizadas pelo método da pipeta (USDA, 1996), enquanto as granulométricas das frações mais grossas (areia e cascalho) foram analisadas de acordo com Suguio (1973).

3.5. Datações

Para obter as idades absolutas dos diferentes níveis dos depósitos, do pacote sedimentar foi utilizada a luminescência opticamente estimulada (LOE). Os testemunhos foram coletados de acordo com as fácies sedimentares e paleossolos encontrados, dos quais foram escolhidas camadas arenosas, com o objetivo de datar os grãos de quartzo. Tais amostras não podem receber a luz solar. Dessa forma as coletas de campo foram realizadas com alguns cuidados: em paredes de perfis de solo e barrancos do canal fluvial, as amostras foram coletadas com tubos de PVC opacos ou de alumínio que foram fincados utilizando marreta, retirados e tampadas as suas extremidades; já as amostras dos tubos coletados com vibrotestemunhador, foram abertas em sala com luz vermelha. As datações pelo método LOE foram realizadas pelo laboratório DATAÇÃO, LTDA.

As datações por ^{14}C (MAS) foram realizadas em depósitos que continham quantidade significativa de matéria orgânica para utilização do método. Essas datações foram realizadas no Laboratório de Radiocarbono Beta Analytcs.

3.6. Composição isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) e determinação de carbono orgânico total

A análise de $\delta^{13}\text{C}$ que determina a composição isotópica e o teor de carbono orgânico total (COT) do material estudado foi realizada no Laboratório de Isótopos Estáveis – CENA/USP, em um espectrômetro de massa acoplado a um analisador elementar ANCA SL, *Europa Scientific*. Foram coletadas e analisadas amostras do solo de 5 em 5 centímetros, até a profundidade de 165 cm na trincheira apresentada nesse trabalho. Os resultados de COT foram expressos em gramas por quilograma (g. Kg^{-1}) de peso seco e os da

composição isotópica são apresentados em unidade de δ (‰), determinada em relação ao padrão internacional PDB e referem-se à média de duas determinações, com precisão aproximada de 0,2‰.

Eq. 9

$$\delta^{13}\text{C} = (\text{RAmostra} - \text{RPDB}) / \text{RPDB} * 1000$$

onde $R = {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$ para razão isotópica do carbono

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.7. Sistemas deposicionais

3.7.1. Leques aluviais

Leques aluviais são definidos como sistemas deposicionais em forma de leque ou de cone, caracterizados por canais fluviais predominantemente distributários de grande mobilidade lateral. Formam-se em planícies ou vales largos onde rios provenientes de relevos mais elevados adjacentes, se espalham adquirindo padrão radial devido ao desconfinamento do fluxo. O gradiente topográfico decresce das cabeceiras para a base, dando origem a perfis longitudinal côncavo e transversal convexo para cima (MIAL, 1990; ASSINE, 2010; HARVEY, 2002), (Figura 10).

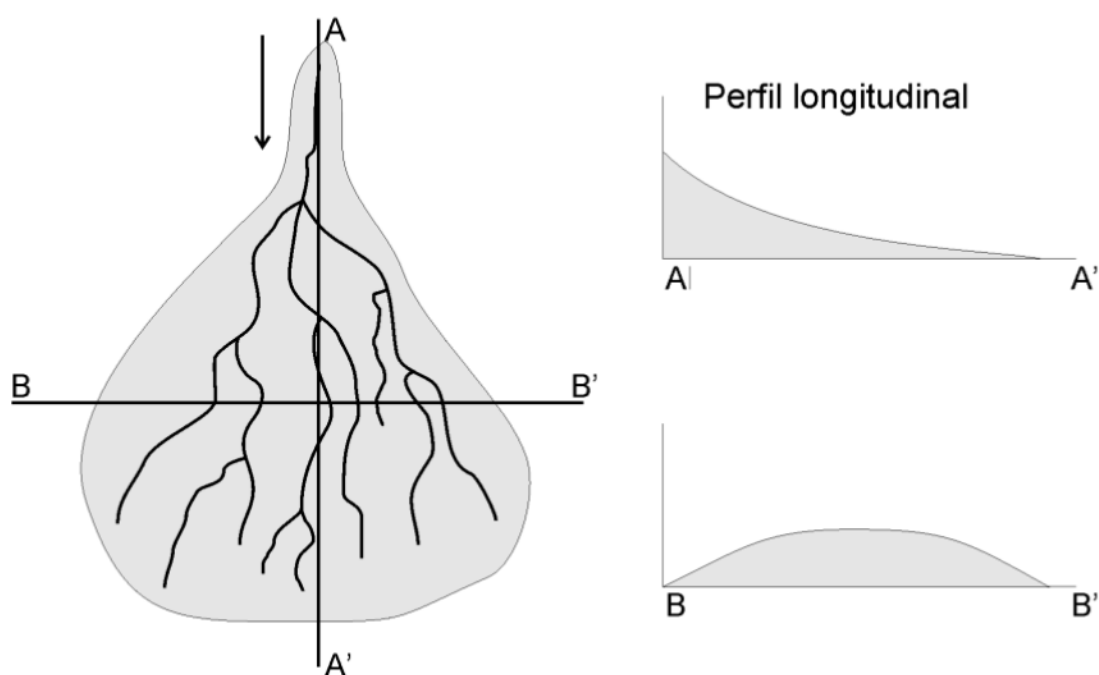


Figura 10: Características morfológicas, em planta, de leque aluvial, com seus perfis altimétricos longitudinal (A-A') e transversal (B-B'). (Cremon, 2012, baseado em Bull, 1964 e Assine, 2008)

Para a formação de leques aluviais é necessária a existência de um espaço de acomodação e de material disponível para seu preenchimento. Estas condições são obtidas por meio de movimentos tectônicos e/ou por mudanças nas condições hidráulicas do sistema (MIALL, 1996), que interferem

no suprimento sedimentar e nos agentes com capacidade para o transporte. Portanto, a sedimentação em forma de leque ocorre quando há a expansão de um fluxo previamente confinado para um local de menor gradiente, com espaço de acomodação disponível (LEEDER, 1999).

A manutenção do espaço de acomodação ocorre em função do nível de base, seja por processos autogênicos (preenchimentos sedimentares dos canais), ou por processos alogênicos (por exemplo, tectônicos, mudanças climáticas, entre outros). O nível de base pode ser entendido como um plano teórico abaixo do qual o sistema possui menor energia e tende a ocorrer processos de sedimentação com maior intensidade (SCHUMM, 1993).

Harvey (2002) aponta que a resposta de leques aluviais às condições de nível de base pode assumir três condições. Em ambiente com nível de base estável ocorre progradação sedimentar na porção distal do leque e preenchimento do canal principal (Figura 11 A). Quando o nível de base se mantém estável por um longo tempo, processos de avulsão ocorrerão com maior frequência podendo provocar a migração lateral do lobo deposicional. Quando ocorre queda no nível de base, a resposta morfológica é a incisão na porção distal do leque (Figura 11 B) e o estabelecimento de um padrão meandrante na zona proximal. Esta mudança de padrão fluvial ocorre em resposta à alteração do perfil longitudinal do canal. Por outro lado, o aumento do nível de base acentua a declividade do perfil longitudinal do canal resultando em incisões à montante do leque (Figura 11 C).

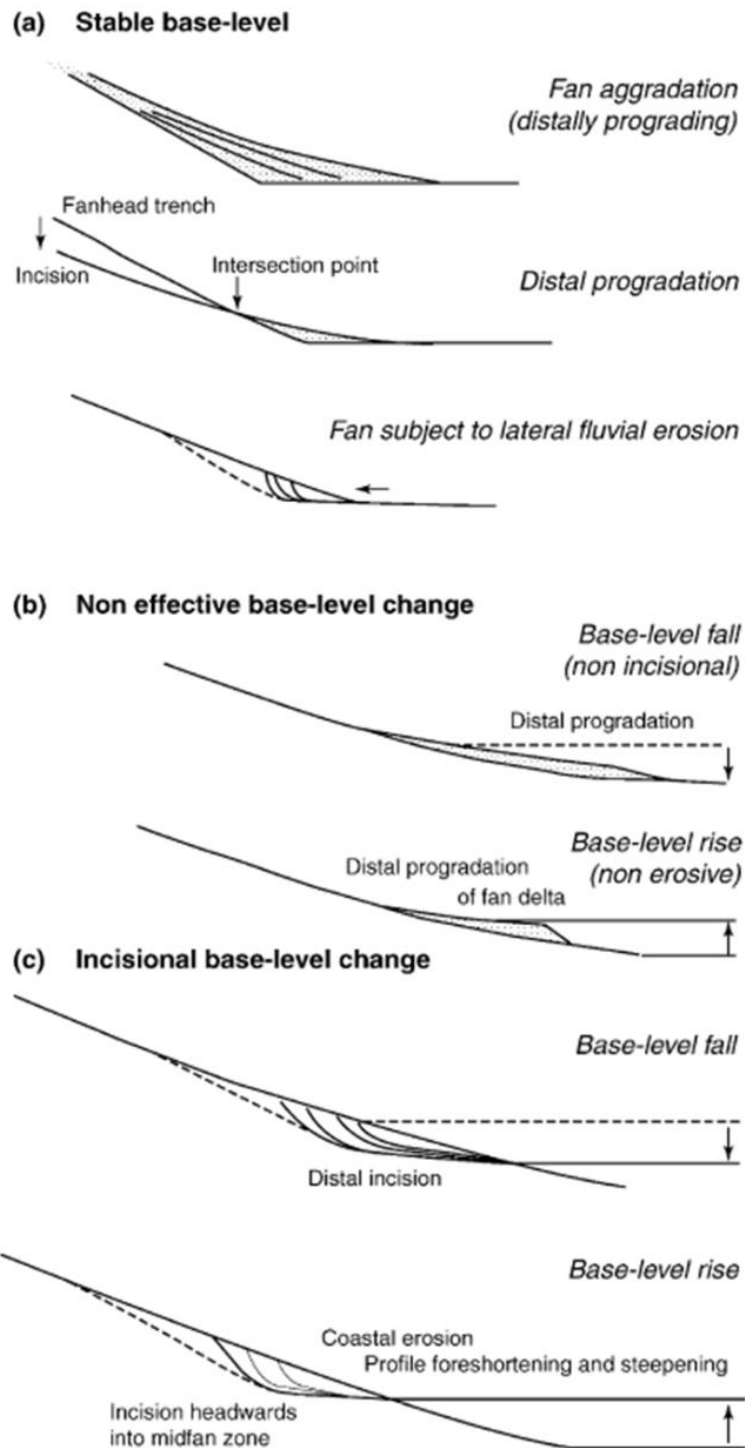


Figura 11: Relação entre morfologia de leques aluviais com a posição do nível de base. (Fonte: HARVEY, 2002).

A classificação mais utilizada atualmente para leques aluviais é a de Stanistreet & McCarthy (1993). Os autores estudando a dinâmica sedimentar e geomorfológica do rio Okavango, propuseram o modelo conhecido como leque “*losimean*” (*low sinuosity/meandering*). Os autores unificaram os demais

modelos existentes em leques dominados por fluxo de detritos e leques de rios entrelaçados.

Assine (2008) utilizou os modelos propostos por Stanistreet e McCarthy (1991), reagrupando-os em dois grandes grupos: leques dominados por fluxos de gravidade (declive $> 1,5^\circ$; gradiente $> 0,026 \text{ m/m}$) e leques fluviais (declive $< 0,4^\circ$; gradiente $< 0,007 \text{ m/m}$). No primeiro estão os sistemas resultantes da ação de processos gravitacionais, e com menor intensidade, os fluviais (Figura 12 A). No segundo grupo estão os sistemas de baixo gradiente topográfico, subdividido em leques de rios entrelaçados e leques de rios meandrantess / baixa sinuosidade (Figura 12 B e C).

Assine (2010) acrescenta que leques dominados por fluxos de detritos podem ser classificados como leques dominados por fluxos de gravidade, já que o fluxo de detritos é só um dos processos que envolvem os fluxos sedimentares de gravidade.

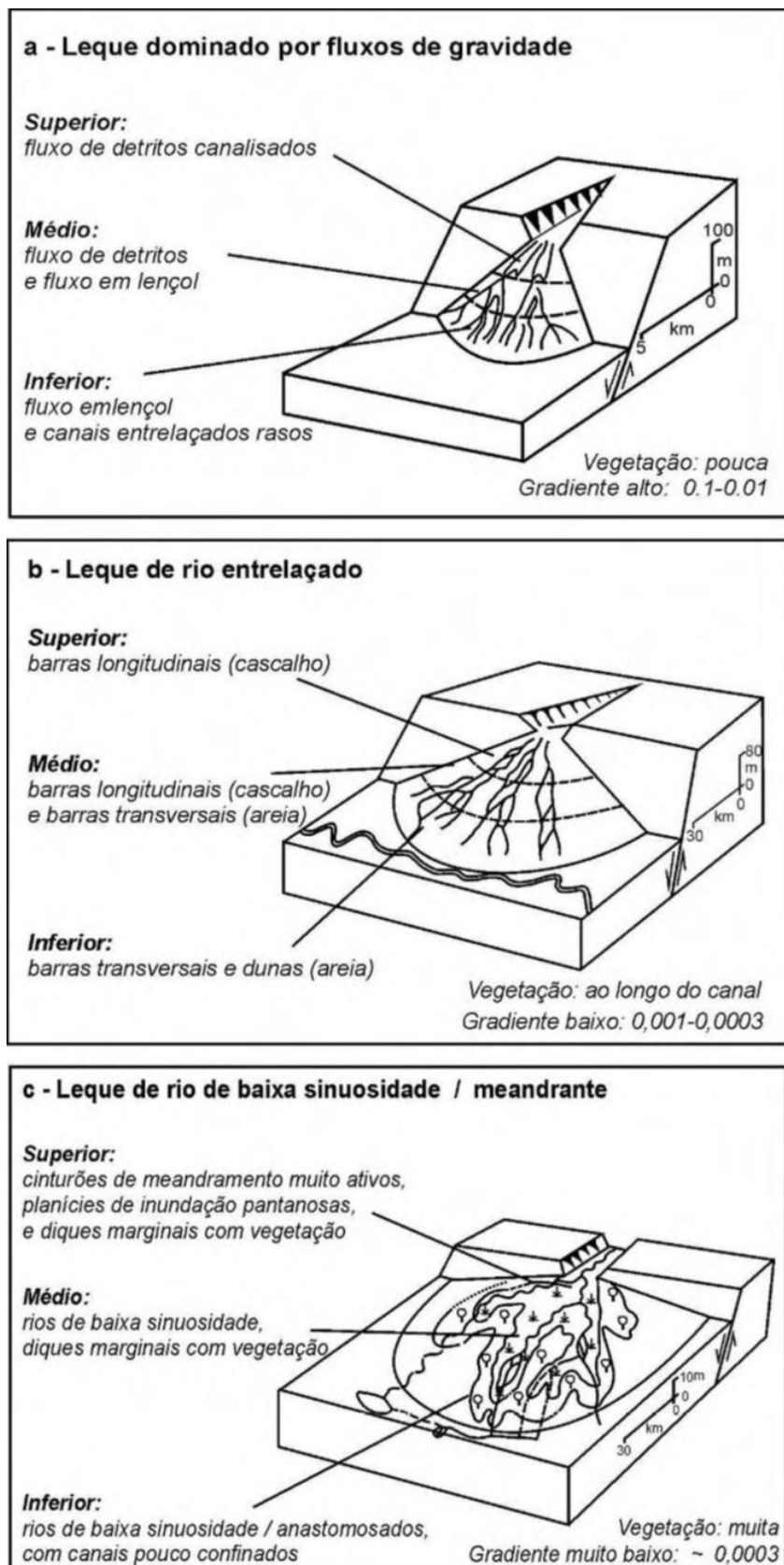


Figura 12: Classificação de leques aluviais segundo Stanistreet & McCarthy (1991) e Assine (2010).

Hartley et al. (2010) sugerem que padrões de drenagem em sistemas fluviais distributários podem variar de entrelaçado a sinuoso, de acordo com suprimento de sedimentos, gradiente topográfico e vazão. Rios de grandes vazões e variabilidade e alto suprimento sedimentar, aliados a gradientes topográficos de maior declive, tendem a formar canais entrelaçados com bifurcações (Figura 13).

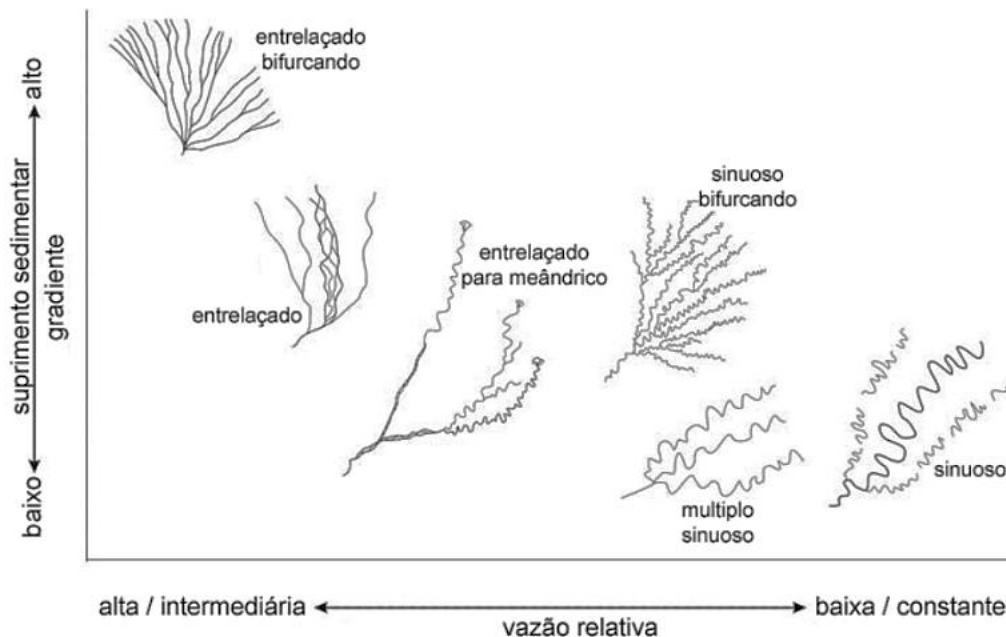


Figura 13: Relação entre suprimento sedimentar, gradiente e vazão na determinação de padrões de drenagem de sistemas fluviais distributivos. Fonte: Hartley et al. (2010)

A evolução sedimentar em ambientes de leques ocorre através do abandono e entrincheiramento dos leques primários pelos canais alimentadores de leques secundários. Neste ambiente os processos de progradação e aggradação sedimentar ocorrem em posições topograficamente inferiores às áreas adjacentes. A superfície destes corpos sedimentares é composta por feições abandonadas (mais velhas), onde predominam processos erosivos, e feições com sedimentação ativa (mais recentes) onde está ocorrendo aggradação ou progradação sedimentar. Dessa forma, o que é encontrado na planície aluvial, são canais e paleocanais, na sua maioria, resultantes de processos de avulsão. Em áreas de baixo gradiente topográfico essa dinâmica faz com que a sedimentação fluvial promova aggradação, até que determinado trecho do canal esteja topograficamente mais elevado em relação à sua planície (DENNY, 1967; GIBLING, 2006). Durante as cheias sazonais,

ou por erosão marginal, o dique do rio é rompido. A diferença de gradiente topográfico entre o canal e sua planície de inundação possibilita a produção de energia potencial para que o fluxo passe a correr em outro local desta bacia de inundação num primeiro momento formam-se leques adjacentes ao rompimento (leques de *crevasses*) e à medida que o fluxo para a planície se organiza ocorre a formação de novo canal levando ao abandono do canal antigo (Figura 14). Com a repetição desses processos, o rio passa por diferentes mobilidades laterais, o que pode resultar em depósitos com geometria radial cônica ou triangular. Deste modo, leques aluviais têm, como registro sedimentar, fluxos canalizados e fluxos desconfinados, produto dos processos avulsivos.

Zani et al. (2009) apresentaram um modelo adaptado de Denny (1967), Bull (1977) e Schumm (1977) (Figura 11) no qual mostram a sucessão da sedimentação e erosão por processos avulsivos que leva à formação de lobos deposicionais.

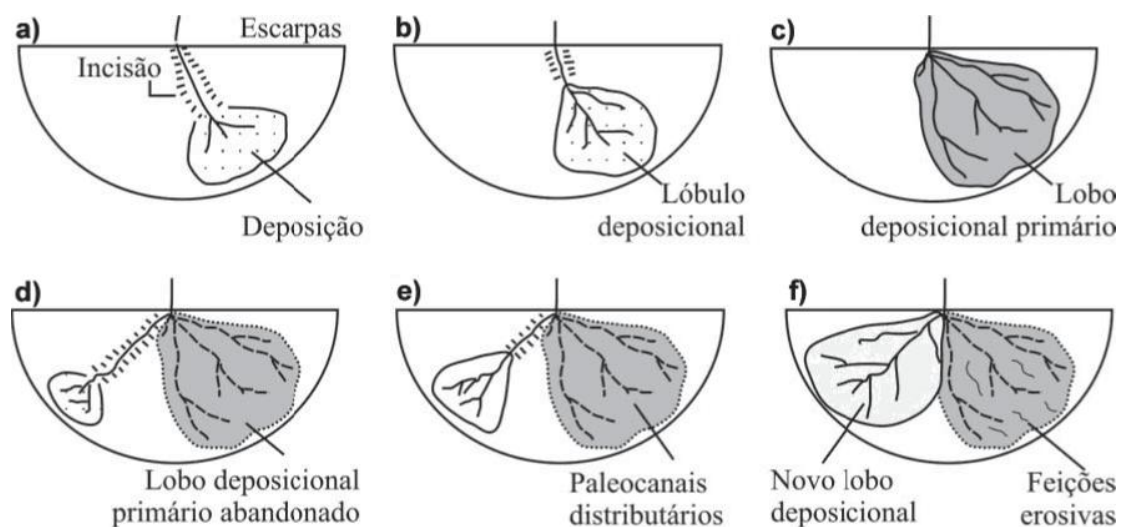


Figura 14: Modelo de sedimentação em leques aluviais. a) incisão e entrincheiramento da zona proximal e início da deposição na zona distal; b) preenchimento sedimentar do canal à montante e progradação sedimentar para jusante; c) preenchimento do canal e aumento da rede distributária; d) abandono do lobo primário com incisão à montante do novo canal e deposição na zona distal; e-f) progradação sedimentar, aumento da rede distributária e formação de novo lobo deposicional. Fonte: Zani et al. (2009), baseado em Denny (1967), Bull (1977) e Schumm (1977).

Em áreas tectonicamente ativas, os leques são dominados por fluxo de gravidade e alto gradiente topográfico, produzindo espessos pacotes sedimentares. Em áreas deposicionais com baixas taxas de subsidência, processos sedimentares progradacionais são dominantes e produzem leques

de grande extensão espacial, mas com reduzida espessura sedimentar. Horton e DeCelles (2001) propõem um modelo para explicar a gênese de leques extensos (megaleques) na Planície do Chaco. Inicialmente sistemas fluviais com alto *stream power* entalharam a cordilheira andina e estabeleceram bacias hidrográficas isoladas no altiplano. Com o processo orogenético de arqueamento da região, estes sistemas tiveram suas direções de fluxo orientadas para o interior do continente. Nesta primeira etapa houve o estabelecimento de redes de drenagens, criação do espaço de acomodação e o início dos processos deposicionais (Figura 15 A). No estágio intermediário processos de captura de drenagem iniciaram a integração entre as redes hidrográficas do altiplano; paralelamente processos orogenéticos promoveram o aumento das bacias hidrográficas. Com isto a carga sedimentar aumentou e predominaram processos progradacionais (Figura 15 B). O estabelecimento dos megaleques ocorreu com o estabelecimento de uma grande rede hidrográfica a montante (Figura 15 C). A sazonalidade climática da região também foi fundamental para o transporte dos sedimentos e a manutenção dos processos deposicionais. Nota-se então que os megaleques estão ligados ao tamanho da rede de drenagem fonte de sedimentos (HORTON e DeCELLES, 2001).

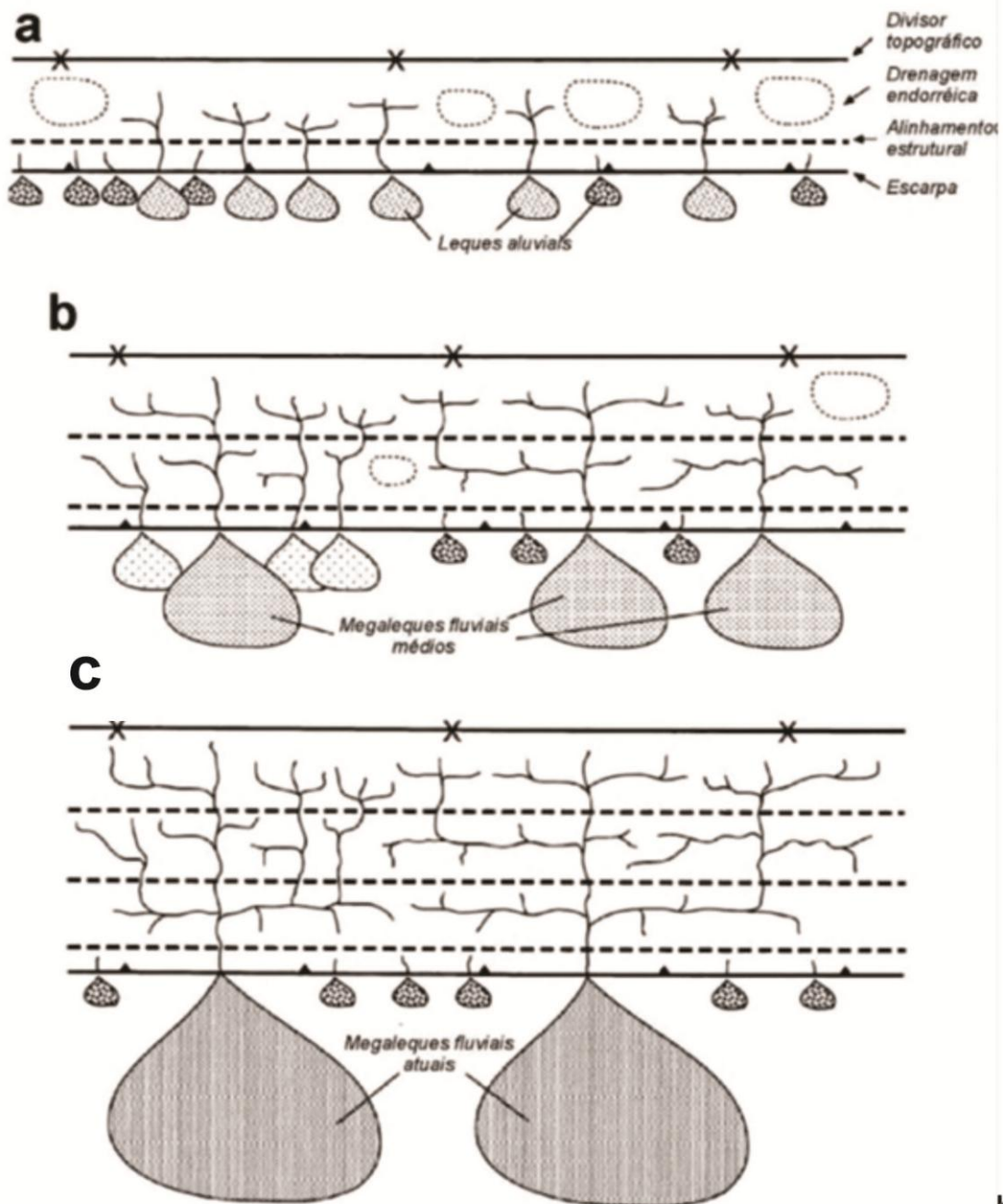


Figura 15: Modelo esquemático para a evolução de megaleques fluviais e sua rede de drenagem à montante. Fonte: Horton DeCelles (2001).

3.7.2. Megaleques fluviais

Assim como os leques dominados por fluxo de gravidade, os megaleques fluviais também apresentam dinâmica sedimentar relacionada a mecanismos de criação de espaço de acomodação e disponibilidade de sedimentos. Entretanto, a diferença está nas suas dimensões e nas condições

ambientais necessárias para seu desenvolvimento (DeCELLES e CAVAZZA, 1999). Embora compartilhem algumas características com leques aluviais, megaleques fluviais têm características geomorfológicas distintas, como sua área excepcionalmente grande, geralmente maior que 10^3 km^2 , em contrapartida com os leques aluviais que apresentam área $< 100 \text{ km}^2$. Os megaleques apresentam também baixo gradiente, em geral $\sim 0.1^\circ$ a 0.01° , enquanto os leques aluviais, $\sim 1^\circ$ a 4° . A textura sedimentar em megaleques fluviais varia de cascalho no setor proximal a silte e argila na porção distal, desenvolvem vários lobos deposicionais distais ao longo do tempo (DeCELLES e CAVAZZA, 1999; LEEDER, 1999; HORTON e DeCELLES, 2001; LEIER et al., 2005).

Em um estudo de síntese Leier et al. (2005) examinaram um total de 202 rios em todo o mundo. Foram compiladas informações de vazão, precipitação, modelos numéricos de elevação e dados de publicações anteriores. Leier et al (2005) verificaram que é necessária uma descarga mínima de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ para o estabelecimento de megaleques fluviais. Constatou também que rios provenientes de grandes bacias de drenagem com relevo mais elevado, podem ou não formar megaleques, dessa forma os megaleques estariam associados a outro fator além do tamanho da bacia de drenagem fonte. Leier et al. (2005) perceberam então que os megaleques estão associados a flutuações sazonais de descarga. Os rios que não conseguem construir megaleques apresentam descargas relativamente constantes ao longo do ano, independentemente da vazão média anual, tamanho da bacia de drenagem e espaço de acomodação de sedimentos. Quase que a totalidade dos megaleques fluviais (Figura 16) está disposta simetricamente entre as latitudes 15° e 35° em ambos os Hemisférios (LEIER et al, 2005).

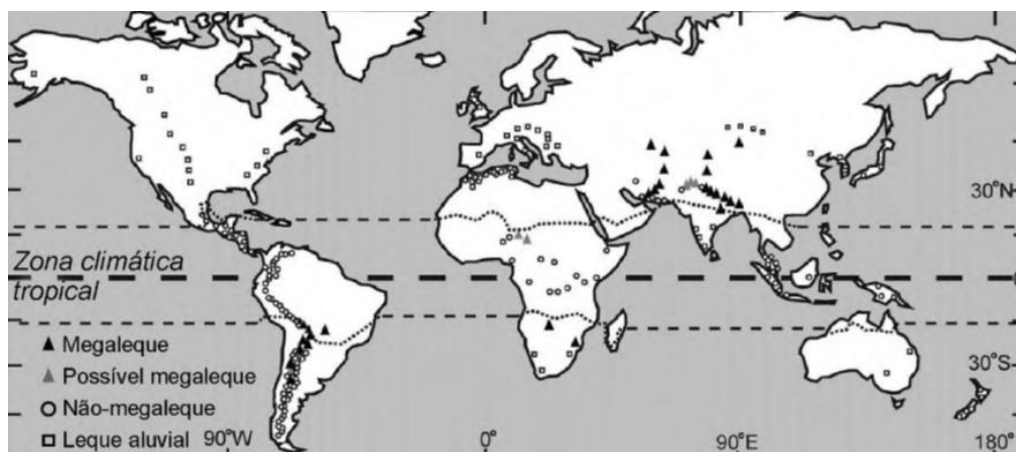


Figura 16: Distribuição de megaleques. Os autores observaram que a sazonalidade climática extratropical pode favorecer a formação de megaleques. (Zani, 2009, adaptado de Leier et al., 2005)

Alguns exemplos modernos de megaleques são encontrados em associação com os rios Kosi, Gandak e Tista na bacia sedimentar do Himalaia (WELLS e DORR, 1987; DeCELLES; CAVAZZA, 1999; SINHA et al. 2005, CHAKRABORTY et al., 2010; CHAKRABORTY; GHOSH, 2010) e Okavango em Botswana (STANISTREET; MCCARTHY, 1993; GUMBRICHT et al., 2005). No Brasil, pode-se citar, como exemplos, os megaleques do Pantanal Mato-Grossense, como os formados pelos rios Taquari (BRAUN, 1977; ASSINE e SOARES, 2004; ASSINE, 2005; ZANI, 2009), São Lourenço (CORRADINI, 2011) e Cuiabá (PUPIM et al., 2012), na Amazônia, os megaleques do rio Demini e no Parque Nacional do Viruá (CREMON, 2012; ZANI e ROSSETTI, 2012; ROSSETTI et al., 2012).

3.8. Mudanças Paleoclimáticas no Brasil Durante o Quaternário Tardio

O Quaternário é marcado por uma série de glaciações no hemisfério Norte, com avanços e recuo de geleiras. Entretanto no hemisfério Sul, as geleiras se restringiram à cordilheira Andina. Enquanto no hemisfério Norte, as oscilações climáticas são marcadas por avanços e recuos das geleiras, no Continente Sul-Americano as variações dizem respeito às oscilações no nível do mar e dos lagos andinos, às mudanças no modelamento do relevo e mudanças na composição e distribuição da vegetação (LIMA-RIBEIRO, 2006).

As oscilações climáticas desse período estão provavelmente relacionadas aos ciclos de Milankovitch, onde a excentricidade da órbita (periodicidade de 96.000 anos), inclinação axial ou obliquidade (periodicidade de 42.000 anos) e precessão dos equinócios (periodicidade de 21.000 anos) se repetem durante todo o Quaternário (LOWE & WALKER, 1984 ;SALGADO-LABOURIAU, 1994; SUGUIO, 1999). Nas regiões tropicais os ciclos de Milankovitch resultaram em sucessões de fases mais secas (durante as glaciações) e fases mais úmidas (HAFFER e PRANCE, 2002).

A maioria dos registros paleoclimáticos na América do Sul se refere ao último glacial Würm/Wisconsin, iniciado por volta de 90.000 anos AP (LIMA-RIBEIRO, 2006). Esta última glaciação foi dividida na região andina em Glacial Inferior (90.000a 75.000 anos AP), Pleniglacial (75.000 a 13.000 anos AP), subdividido em Pleniglacial Inferior (75.000 a 60.000 AP), Pleniglacial Médio (60.000 a 28.000 AP) e Pleniglacial Superior (28.000 a 13.000 AP), (Figura 17). Para o Pleniglacial Superior é definida uma fase denominada Último Máximo Glacial - UMG (*Last Glaciation Maximum* -LGM), a partir de quando as modificações nas condições climáticas se tornam muito acentuadas com evidências de queda na precipitação e na temperatura, afetando toda a região tropical. Esta fase teria se iniciado entre 20.000 e 18.000 anos AP se estendendo até 13.000 anos AP sendo seguida pelo Glacial Tardio (Tarde glacial) ou fase de degelo (13.000 a 10.000 AP) que marca o final do Pleistoceno e início do Holoceno (VAN DERHAMMEN, 1974, 1991).

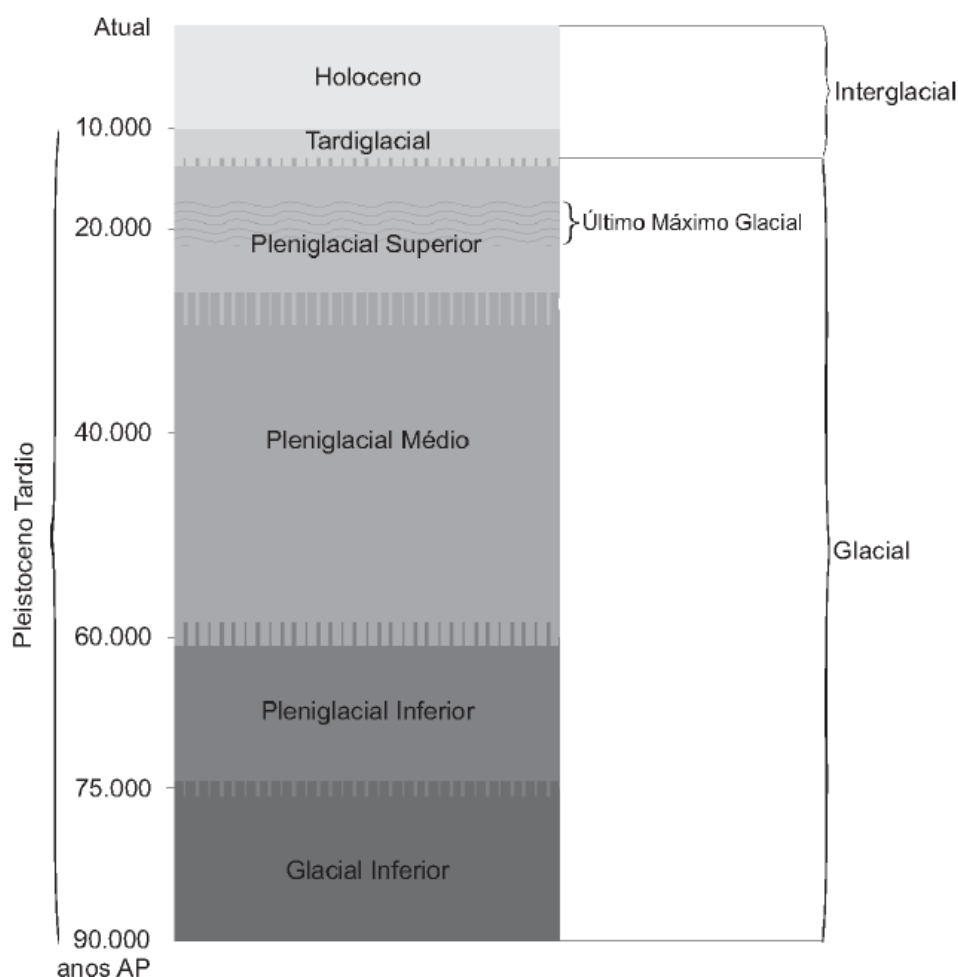


Figura 17: Fases glaciais/interglaciais a partir do Pleistoceno Tardio (CREMON, 2012).

No bioma Cerrado, foram registradas diversas modificações na vegetação ao longo do Pleistoceno Tardio. Durante o Pleniglacial Médio, entre 60.000 e 40.000 anos AP, registros apontam para alta biodiversidade no conjunto de vegetação, indicando condições amenas de temperatura, semelhantes às atuais, porém com umidade mais elevada (Do CARMO et al., 2003; RUBIM, 2003; LIMA-RIBEIRO, 2006). Já por volta de 32.000 anos AP, ocorrem registros de condições mais úmidas e mais frias, entretanto oscilações para valores semelhantes aos atuais também foram registrados em algumas áreas (SALGADO-LABOURIAU et al., 1997; BARBIERI, 2001). Essas oscilações continuam no início do Pleniglacial Superior, por volta de 28.000 anos AP, tendendo para o aumento da umidade, atingindo valores mais acentuados em torno de 23.000 anos AP, apresentando uma biodiversidade e vegetação bem diferente da atual (FERRAZ VICENTINI, 1993; SALGADO-LABOURIAU et al., 1997), enquanto a umidade aumenta, a temperatura diminui (BARBIERI, 2001).

Em direção ao Último Máximo Glacial, entre 20.000 e 18.000 anos AP, verifica-se uma queda acentuada tanto na precipitação quanto na temperatura. No Glacial Tardio, ocorre uma tendência para o aumento da umidade, porém sem aumento da temperatura. Ocorrem oscilações entre períodos mais secos e mais úmidos. No início do Holoceno, desaparecem as espécies de clima frio, diminui a diversidade em relação ao conjunto presente no Pleniglacial Superior. Lima-Ribeiro (2006) apresenta um quadro no qual sintetiza os trabalhos de vários autores a respeito das mudanças na vegetação, temperatura e precipitação a partir do Último Máximo Glacial no bioma Cerrado (Figura 18).

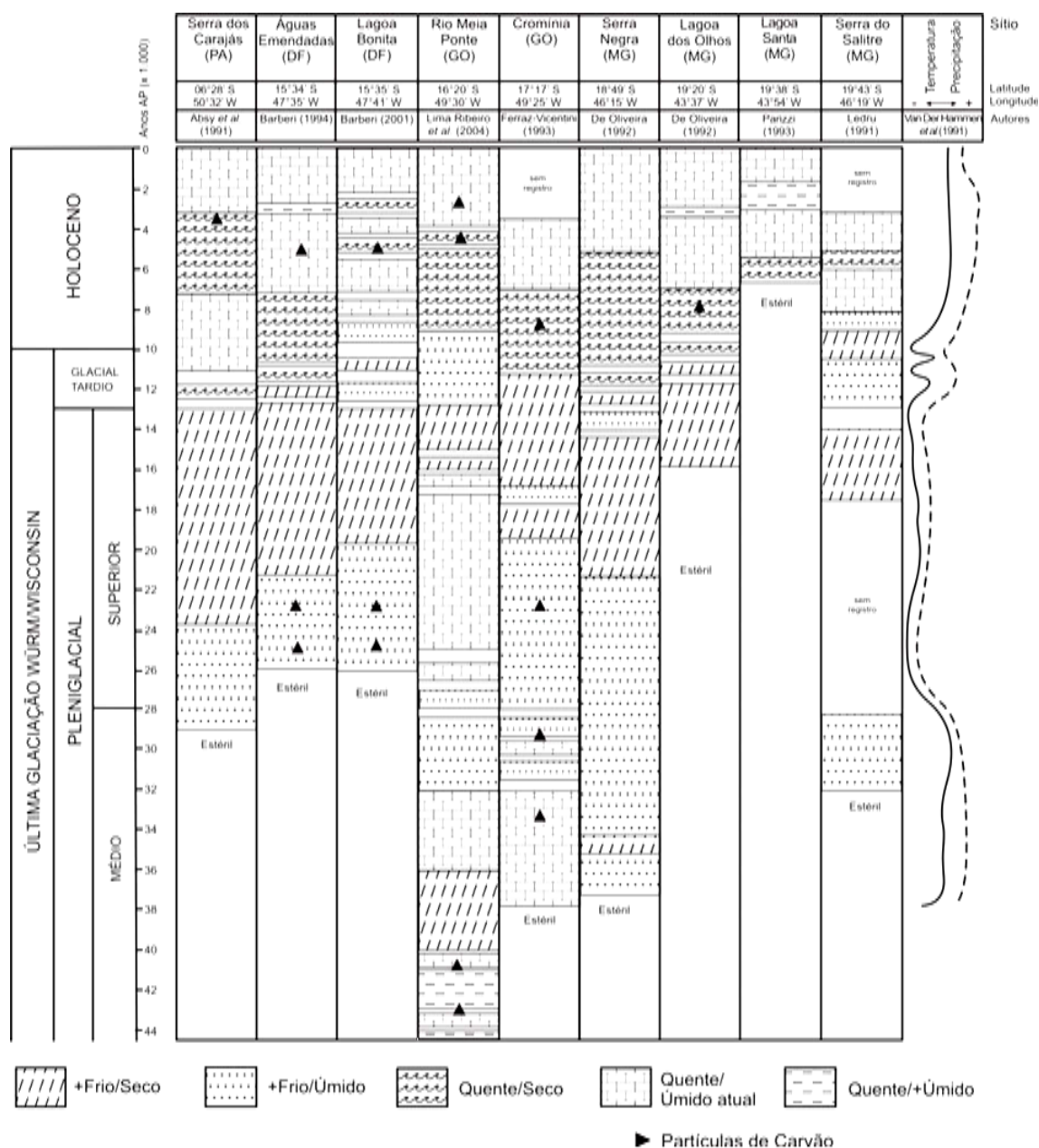


Figura 18: Registros de oscilações climáticas quaternárias para o Cerrado (LIMA-RIBEIRO, 2006)

Para a Amazônia foram identificadas alterações na vegetação durante o UMG (LATRUBESSE e RAMONEL, 1994; FRANZINELLI e LATRUBESSE, 1998; LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2005; D'APOLITO JÚNIORS, 2010, CORDEIRO et al., 2011). Estas alterações representaram maior sazonalidade entre as estações, com condições mais frias e úmidas entre 60.000 e 32.000 anos AP. A partir de então o clima se tornou mais seco até 15.300 AP, com aumento de temperatura e pluviosidade entre 11.500 e 5.290 anos AP. Carneiro Filho et al. (2002) analisando paleodunas nas proximidades do rio

Negro, constatarem dois períodos secos ou com maior sazonalidade, entre 17.000 e 15.000 AP e outro em torno de 6.000 AP e uma fase mais úmida em torno de 4.000 AP, identificado em um paleossolo.

Na região Sul, Stevaux (1994; 2000) analisando sedimentos de terraços e planícies do rio Paraná entre as coordenadas 22°43'S e 53°10'W, infere três eventos climáticos: um evento seco no qual foram registradas datações com idades de 41.580, 40.000, 31.140 e 20.000 anos AP com presença de sedimentos arenosos e fácies de cascalho, típicos de rios entrelaçados, ausência de matéria orgânica e presença de pólen de vegetação de savana; Um episódio úmido com datações com idade de 8.000, 5.290, 4.870 e 3230 anos AP, com presença de material orgânico, pólenes de floresta e sedimentos finos; Um segundo episódio seco entre 3.500 e 1.500 anos AP, no qual ocorreu diminuição da matéria orgânica, depois desse período o clima se tornou úmido como o atual. Outros dados como, por exemplo, na Argentina se correlacionam com essas idades (IRIONDO e GARCIA, 1993, IRIONDO, 1994). Esses dados de Stevaux (1994, 2000) corroboram com as oscilações constatadas tanto no Centro-Oeste, bioma Cerrado atual, quanto com as ocorridas na Amazônia.

No Pantanal, Bezerra e Mozeto (2008) analisando sedimentos de fundo de lagoas que circundam o rio Paraguai na região de Corumbá, identificaram sedimentos arenosos predominantes na base, com idade de 11.500 anos AP e maior deposição de matéria orgânica entre 11.500 e 4.500 anos AP, indicando um sistema mais fechado e mudança no regime hidrológico. Os autores atribuíram essas condições às mudanças climáticas ocorridas entre o Pleistoceno e Holoceno.

McGlue et al. (2012) analisaram sedimentos, diatomáceas e espículas de esponjas do rio Paraguai, no Pantanal e sugeriram uma fase sazonal no pulso de inundações do rio entre 11.000 e 6.200 AP com erosões pontuais e fluxos derivados de *crevasses splay*, nesse período o nível dos lagos estavam mais baixos que o atual, estimulando a oxidação dos sedimentos, entre 6.200 e 5.300 anos AP as inundações se tornaram mais frequentes, entre 5.300 e 2.600 anos AP foi constatada uma fase mais seca com confinamento do rio Paraguai em seu canal e forte dissecação em torno de 4.700 e a partir de 2.600 anos AP nova fase úmida com transgressão das lagoas e cheias intensas, as inundações ganham impulso em torno de 440 AP.

McGlue et al. (2012) apresenta uma tabela (Tabela 2) na qual realizam uma comparação entre seus dados e de diversos outros estudos para as mudanças paleoclimáticas no Pantanal. A maioria dos dados sugere aridez durante o Pleistoceno e maior variabilidade ambiental durante o Holoceno.

Tabela 2: Resumo dos registros Quaternários para o Pantanal (fonte: McGlue et al., 2012)

Region	Site	Age range (method)	Paleoenvironments	Reference
Northern Pantanal	Rio Paraguay fan	Pleistocene-present (relative)	Paleo-channels, incision patterns linked to dry terminal Pleistocene and wet, variable Holocene	Assine and Silva (2009)
Central Pantanal	L. Gaíva	~45,000 cal yr BP to present (^{14}C on terrestrial, bulk OM)	Pollen, diatoms suggest transition to savanna vegetation and wet climate at ~12,900 cal yr BP; moderate drought ~10,000–3000 cal yr BP	Whitney et al. (2011)
	L. Negra and L. Castelo	~18,600 cal yr BP to present (^{14}C on bulk OM)	TOC in lake sediments linked to a wet Holocene, with a "climatic optimum" at ~6500 cal yr BP	de Oliveira Bezerra and Mozeto (2008)
	L. Gaíva and L. Mandioré	~11,000 cal yr BP to present (^{14}C on <63 μm OM)	Multiple lake sediment and biological indicators suggest sporadic, weak PR flooding in early-mid Holocene; drought 5300–2600 cal yr BP; stronger flood pulse after ~2600 cal yr BP	This study
	Rio Taquari	8650 ^{14}C yr BP (charcoal)	Floodplain incision, sand sheet deposition linked to wet early Holocene following dry late Pleistocene	Soares et al. (2003)
Southern Pantanal	Miranda and Aquidauana	3820 ^{14}C yr BP (shell CaCO_3)	Mollusk shells embedded in fluvial strata linked to a dry climate around 4000 cal yr BP	Assine and Soares (2004)
	Rio Nabileque	Pleistocene–present (relative)	Abandoned meander belt, incision patterns linked to Holocene climatic variability	Kuerten and Assine (2011)
	Bodoquena	~3800 cal yr BP to present (U-series on speleothems)	Speleothem growth bands, geochemistry indicate more frequent instances of drought from ~3800 to 2500 cal yr BP	Bertaux et al. (2002)
	Rio Aquidaban	~3700–1900 cal yr BP (^{14}C on tufa)	Tufas linked to dry climate in late Holocene	Boggiani et al. (2002)
	Bodoquena	~6500–2700 cal yr BP (^{14}C on tufa)	Elevated fluvial dam-type tufas linked to strong riverine baseflow from ~6500 to 2700 cal yr BP	Sallun Filho et al. (2009)
	Nhecolândia	~11,400 cal yr BP to present (^{14}C on soil OM)	Carbon isotopes in soils suggest transition to savanna landscape between ~11,400 and 4600 cal yr BP	Victoria et al. (1995)
	Nhecolândia	Pleistocene (relative)	Deflation pans, lunettes linked to dry Pleistocene	Klammer (1982)

Metcalf et al. (2014) analisaram sedimentos, pólenes e diatomáceas da laguna La Gaiba, localizada ao oeste da parte superior da bacia do rio Paraguai no Pantanal. Os autores descrevem oscilações climáticas a partir do UMG até o Holoceno. Em torno de 12.000 anos AP ocorreu uma elevação no nível da água, entre 10.000 e 6.400 anos AP ocorreu uma fase mais seca e sazonal, a partir de então ocorrem registros de condições mais estáveis com aumento na umidade por volta de 4.000 anos AP e, a partir de 2.000 anos AP as condições climáticas se tornaram semelhantes à atual.

3.9. Tectônica no Pantanal

A região do Pantanal tem sido alvo de estudos ligados à neotectônica, vários trabalhos investigaram os sismos e o comportamento da crosta e manto tentando explicar a evolução geotectônica dessa região (ALMEIDA, 1964; SHIRAIWA, 1994; USSAMI et al., 1999; ALVARENGA et al., 2000; SHIRAIWA e USSAMI, 2001; FISSEHA, 2003).

Fisseha (2003) utilizando dados geofísicos como gravimétricos, magnetotélúricos e sísmicos, sugerindo que regiões com anomalias Bouguer positivas consiste em descontinuidade de densidade que separa blocos crustais (Figura 19). Com base nesses dados o autor propõe um modelo de blocos crustais resultante do cruzamento dos dados num transecto entre Coxim e Corumbá, passando pelo megaléque do rio Taquari (Figura 20).

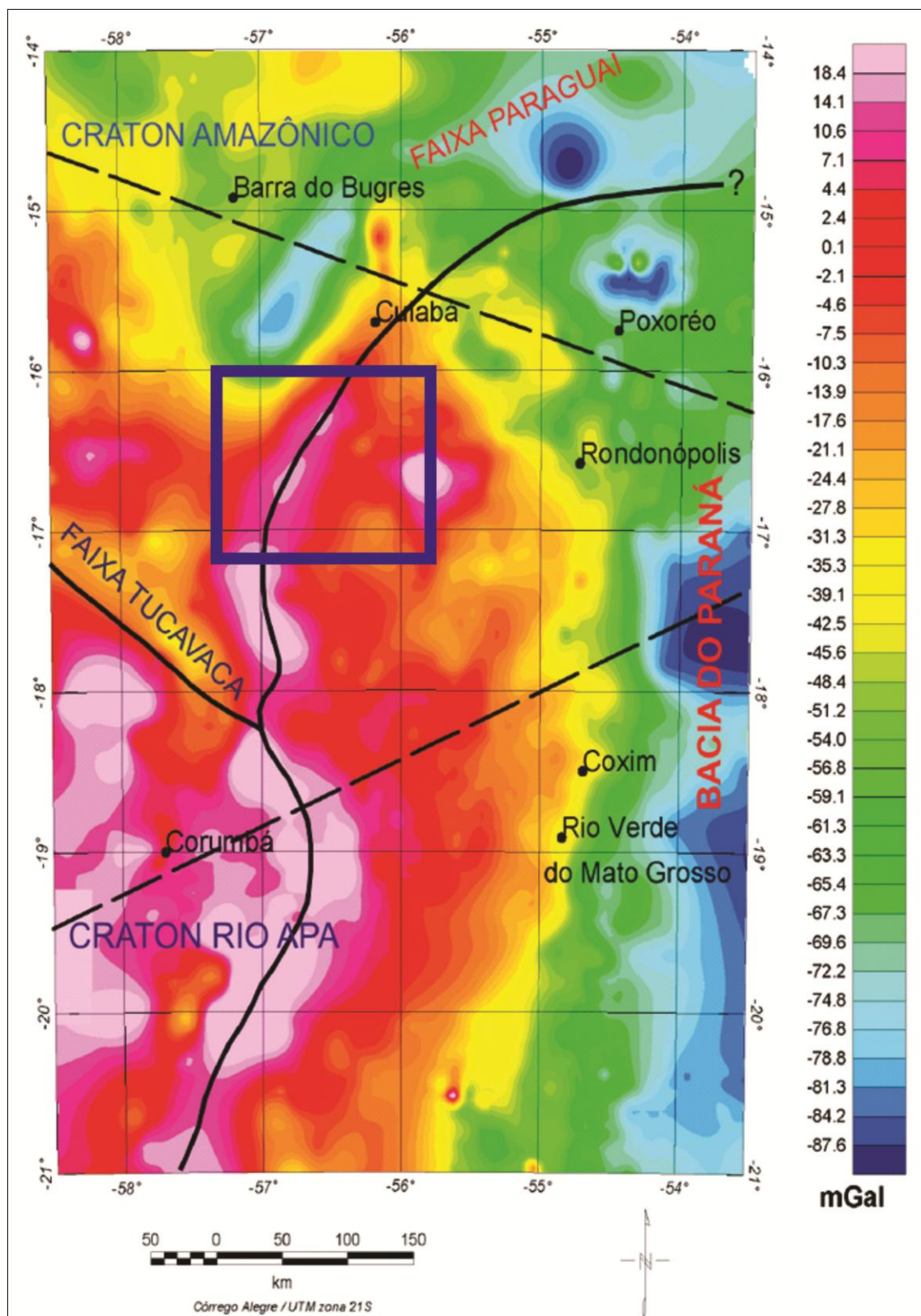


Figura 19: Mapa das anomalias Bouguer com unidades tectônicas (FISSEHA, 2003). Retângulo azul: quadrante da área do estudo desta tese.

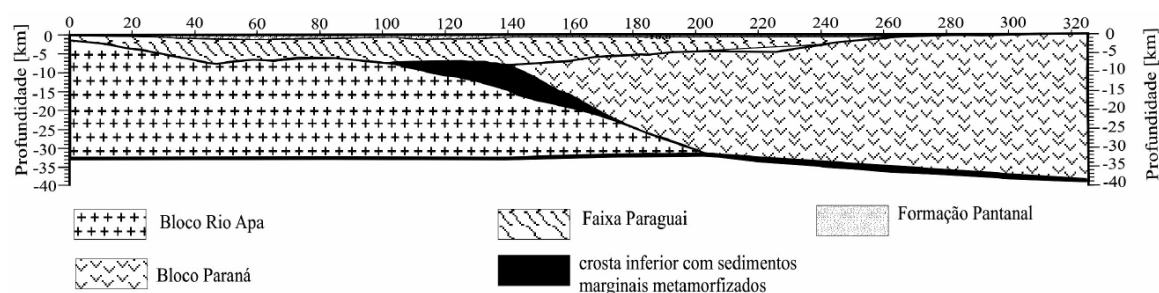


Figura 20: Modelo de blocos crustais da região do Pantanal, baseado na inversão 2D dos dados MT e modelagem 2.5D dos dados gravimétricos (FISSEHA, 2003).

Tanto Carvalho (2000) como Shiraiwa e Ussami (2001) e Fisseha (2003), apontam uma anomalia gravimétrica positiva na localidade da área de estudo, planície do rio Cuiabá, assunto que será tratado mais adiante.

A anomalia positiva indicada nos trabalhos dos autores citados acima foi interpretada como um possível arco magmático, que corresponderia a uma zona de sutura colisional entre os blocos litosféricos do Rio Apa e do Paraná.

Verificam-se além da anomalia *Bouguer*, atividades sísmicas recentes nas proximidades da planície do rio Cuiabá (SHIRAIWA e USSAMI, 2001; FACINCANI, 2011).

Paranhas Filho et al. (2013) realizaram um mapeamento dos lineamentos morfoestruturais no Pantanal (Figura 21), utilizando dados de sensoriamento remoto e controle de campo. Os principais traçados coincidem com os limites dos cratons e/ou com as anomalias *Bouguer* positivas que constam no trabalho de Fisseha (2003).

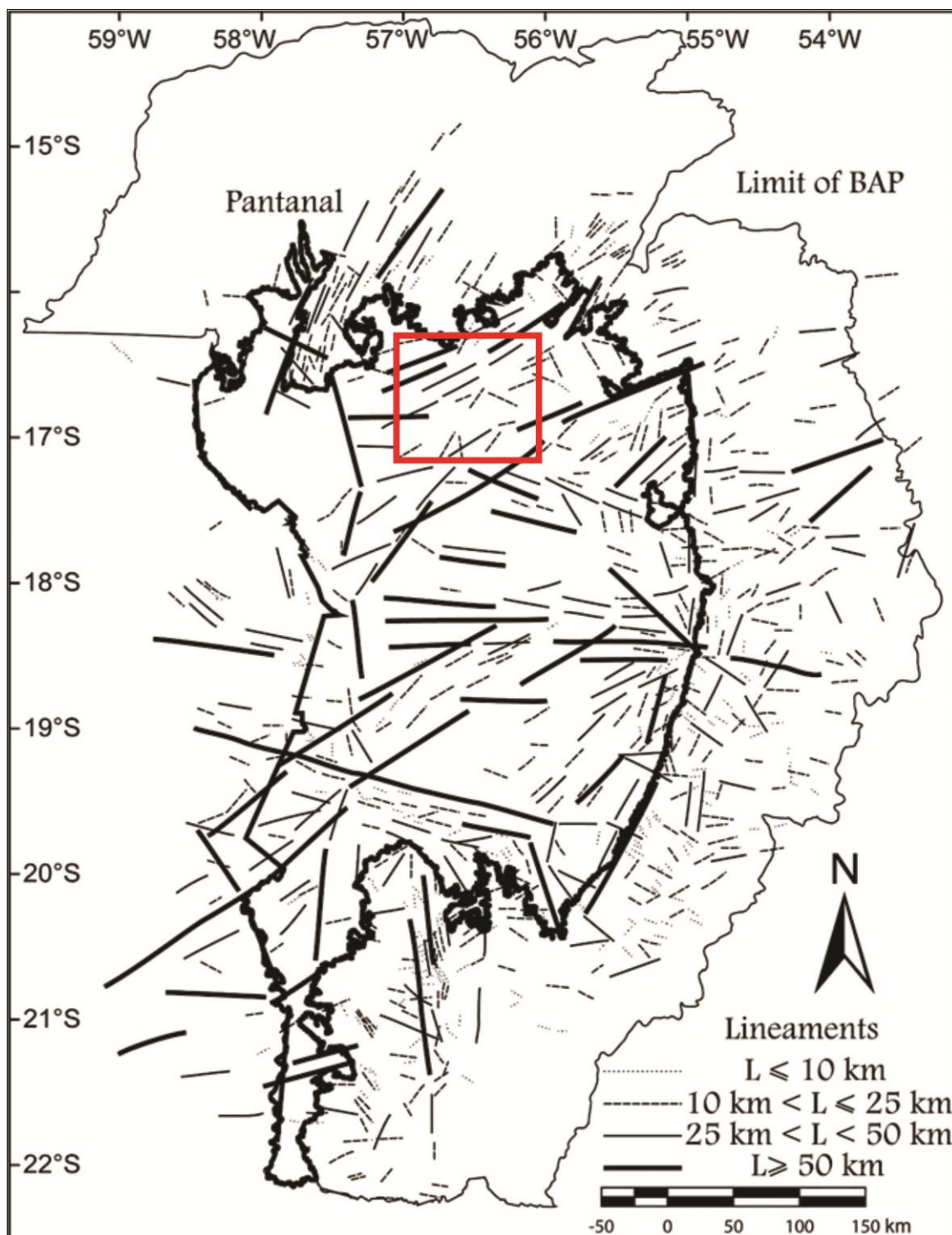


Figura 21: Lineamentos estruturais no Pantanal (PARANHAS FILHO et al., 2013). Retângulo vermelho: quadrante da área do estudo dessa tese.

Assumpção e Sacek (2013) explicam que a sismicidade intraplaca, no caso do Brasil central, está relacionada à deformação flexural da crosta, esse processo ocorre principalmente em zonas de fraqueza, como falhas de antigas orogenias. Um exemplo importante são os sismos na direção SW-NE, do Lineamento Transbrasiliiano. Nessas regiões, a carga de alta densidade, das

rochas rasas do manto, provocam tensões de compressão na crosta superior menos densa (Figura 13), de até 100 Mpa nos 200 km de largura da zona sísmica. Longe da zona central de compressão horizontal, tensões extensionais apresentam-se equilibradas por conta de protuberâncias periféricas, configurando zonas assísmicas. As zonas de tensões de compressão coincidem com as regiões com valores altos gravimétricos (anomalia Bouguer) e baixas altitudes.

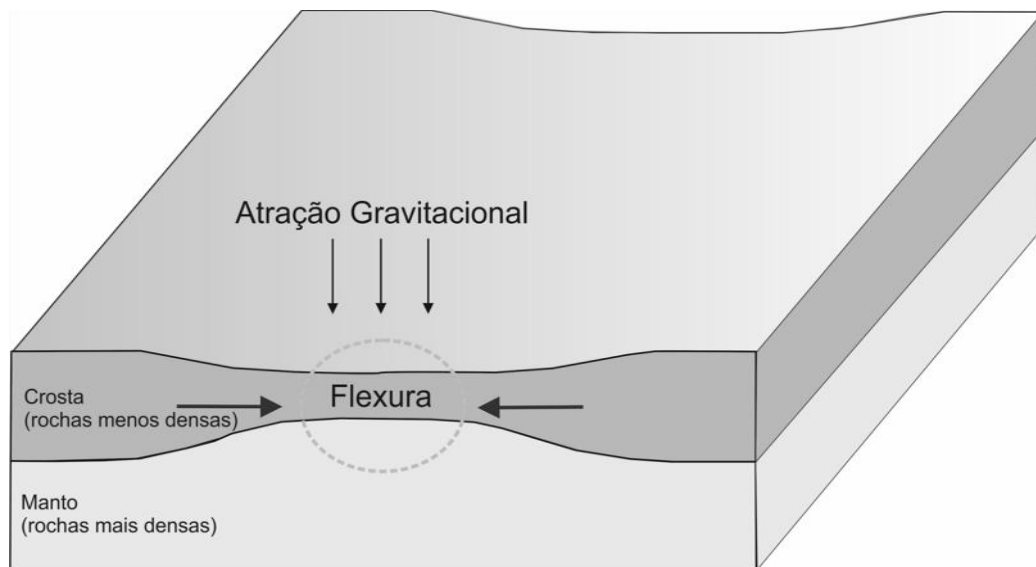


Figura 22: Modelo esquemático representando tensão de compressão, resultado da atração gravitacional exercida pelo manto mais denso, provocando uma flexura na crosta, mais fina e menos densa.

Como se pode observar no mapa de Assumpção e Sacek (2013), ocorre uma tendência de distribuição das zonas sísmicas no Brasil nos limites dos crátons (Figura 14). Os autores ainda observam que no caso do Pantanal, as zonas sísmicas possuem orientação N-S, entre as latitudes 16°S e 25°S ao longo das longitudes 56-58°W.

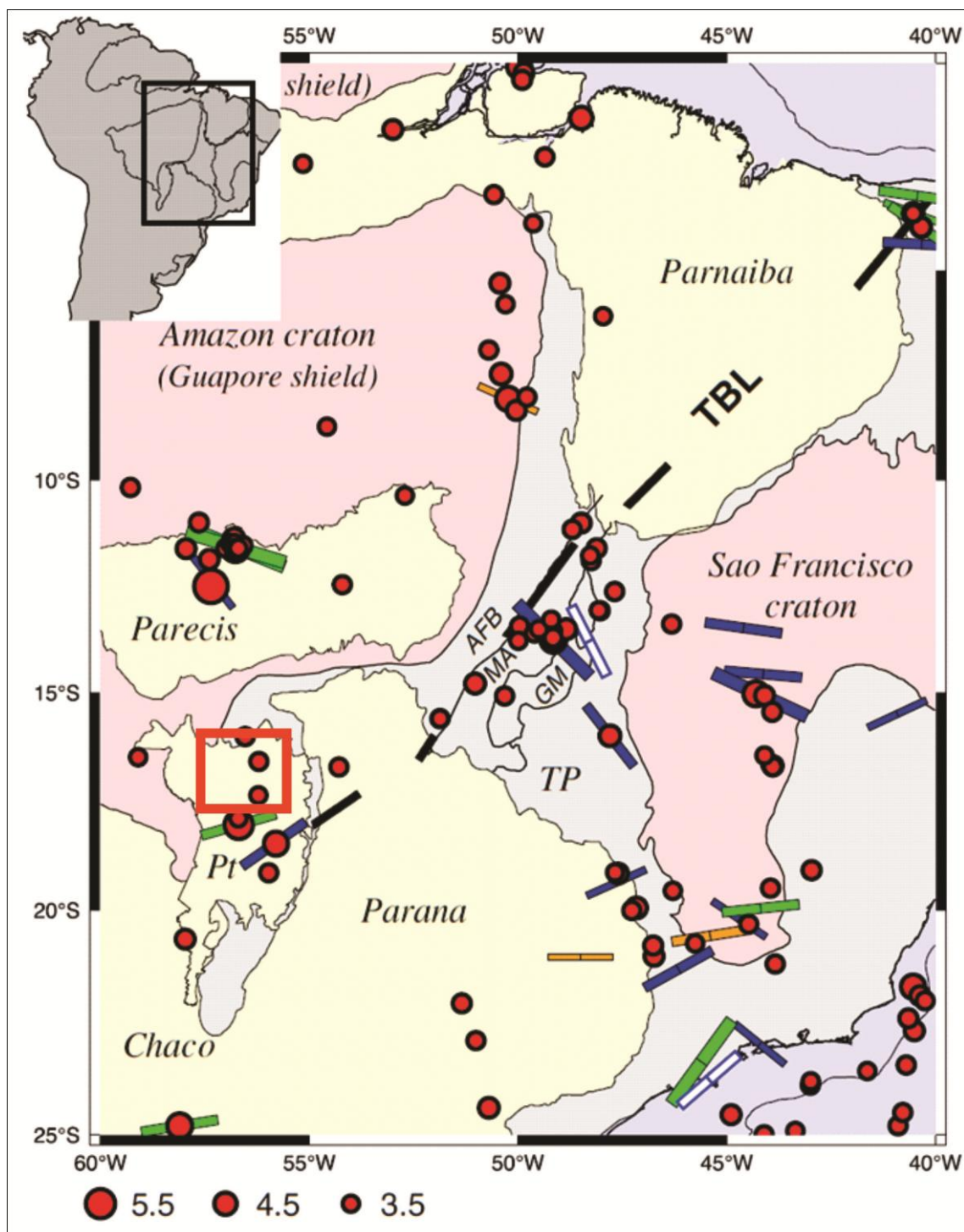


Figura 23: Principais províncias geológicas, sismicidade (círculos vermelhos), e tensões. Áreas de rosa são cratons Arqueano para Paleoproterozóica, cinza são cinturões de dobramento Neoproterozóico / Paleozóico (como a Província Tocantins, TP), e amarelo são as principais bacias fanerozóicas (Pt = Bacia do Pantanal). TBL é o Lineamento Transbrasiliiano. Na Província Tocantins, AFB = cinturões de dobramento Araguaia, MA = Arco Magmático NeoProterozóico, e GM = Maciço Arqueano Goiás. Os tamanhos dos círculos denotam as magnitudes 3,5-6,2. Barras azuis, verdes e amarelas são as estimativas de direções horizontal máxima de stress (SHmax) de reverso, transcorrente, e mecanismos normais com falha, respectivamente, com o tamanho que denota a qualidade dos dados. As barras azuis são dados hydrofractais (ASSUMPÇÃO e SACEK, 2013). Retângulo laranja: quadrante da área do estudo dessa tese.

3.10. Paleossolos em Planícies Fluviais

É comum encontrar paleossolos em sequências estratigráficas de depósitos fluviais, pois nesses ambientes ocorre a alternância entre períodos de deposição de sedimentos e períodos de desenvolvimento de solos (PIPUJOL e BUURMAN, 1998). Os solos de planície fluvial oferecem oportunidades únicas para a interpretação de mudanças ambientais ocorridas no passado, porque suas propriedades representam uma integração da geomorfologia e processos pedológicos (DANIELS, 2003). Eles também fornecem informações sobre a taxa de sedimentação da planície. O desenvolvimento desses solos está ligado à dinâmica climática que condiciona a intensidade das cheias, à dinâmica fluvial e ao fornecimento de sedimentos, por exemplo, os depósitos de acreção lateral e depósitos de *overbank*.

Paleossolos são definidos como solos antigos, desenvolvidos sob condições ambientais e climáticas pretéritas. Podem fazer parte de rochas sedimentares ou depósitos inconsolidados e constituem antigas superfícies de relevo. Os paleossolos contêm registros da ação do clima, da cobertura vegetal, das formas de relevo e da taxa de sedimentação, temperatura e precipitação vigentes na época de sua formação (KRAUS, 1999). Muitos autores consideram que paleossolos são solos desenvolvidos em superfície de relevo do passado (RETALLACK, 1990; ANDREIS, 1981) outros consideram que sua gênese está ligada a outras condições climáticas que não são as vigentes atualmente (Meyer, 1987) e tais solos fósseis estão sob rochas ou depósitos mais jovens, caso contrário, se expostos, estes solos, por não estarem em equilíbrio com o meio ambiente atual, tendem a se degradar.

Ladeira e Santos (2005), apresentam uma classificação de paleossolos baseada nos estudos de Andreis (1981). Eles dividem os paleossolos em três tipos:·solos reliquiaes que correspondem aqueles que permaneceram expostos, desde sua formação em ambientes antigos até os dias de hoje, assim, suas propriedades resultam da somatória de processos pedológicos superpostos que se sucederam neste espaço de tempo;·solos soterrados são aqueles formados em uma superfície de relevo pretérita, recobertos por depósitos sedimentares, sendo sua gênese independente das condições ambientais existentes na superfície atual, pois suas características pedológicas ficaram preservadas pelo soterramento. Paleossolos podem ter se desenvolvido em

condições ambientais similares às atuais, porém, os mesmos podem ter passado por processos posteriores que o afetaram, como alterações decorrentes da superposição de diferentes processos pedogenéticos sucessivos (perfis poligenéticos e/ou policíclicos) e/ou da ação de processos diagenéticos posteriores (ANDREIS, 1981). Assim, é relevante o esforço em distinguir as feições do solo resultantes da dinâmica hídrica superficial (lençol suspenso, com estabelecimento de condições estagnicas) e as feições resultantes da dinâmica hídrica subterrânea (oscilações do lençol freático). As feições redoximórficas, por exemplo, podem estar associadas à oscilação do lençol freático atual, posterior à paleopedogênese e até à diagênese, dentro do próprio pacote sedimentar.

Para Andreis (1981), o desenvolvimento de solo, dentro de uma seqüência sedimentar, implica ambientes com baixa energia de sedimentação e um período relativamente longo de estabilidade na paisagem, pois ambientes com forte a moderada energia de sedimentação são desfavoráveis à sua formação, uma vez que não haveria tempo para a formação de solos, outra característica importante é a espessura do solo desenvolvido que irá variar conforme os ciclos de deposição/não deposição em determinado local. Episódios de não deposição de curta duração estão, na maioria das vezes, relacionados a fatores locais e não causam grandes hiatos deposicionais, enquanto episódios longos estão relacionados a fatores extrínsecos mais abrangentes, tais como grandes flutuações do nível do mar, atividade tectônica e alterações climáticas regionais (KRAUS, 1992).

O desenvolvimento de solos em ambientes agradacionais é dependente do balanço entre taxa de sedimentação e taxa de pedogênese, que por sua vez depende de processos autogênicos, inerentes à dinâmica sedimentar da bacia, como por exemplo, processos avulsivos, e de processos alogênicos, como tectônica e clima (KRAUS, 1999).

Rios em sistemas deposicionais migram lateralmente e sofrem avulsões, criando condições de baixa sedimentação em determinadas partes da planície, condicionando processos pedogenéticos favoráveis ao desenvolvimento de horizontes B, por outro lado uma crevasse pode depositar sedimentos rapidamente formando sucessões de camadas nas quais a pedogênese se desenvolve por curtos períodos de tempo, isso propicia condições para a

formação de solos compostos por várias camadas de sedimentos poucos pedogenizados, que podem ser mais ou menos espessos de acordo com os intervalos de tempo entre os depósitos. Dessa forma ocorrem paleossolos sobrepostos com diferentes características sem processos alogênicos operantes. Por outro lado, processos alogênicos podem favorecer o desenvolvimento de solos truncados, níveis de terraços com solos distintos, horizontes com descontinuidade lateral, entre outros. Esses exemplos podem refletir o controle de fatores alogênicos tais como flutuação do nível do mar, tectônica regional ou mudanças climáticas (KRAUS, 1999).

Ladeira e Santos (2005), Andreis (1981), Retallack (1990; 1997), Morrison (1967), Wricht (1992) e Kraus (1992) destacam que há um consenso sobre os fatores relevantes para as análises de paleossolos, que são: a) as propriedades macroscópicas e sua descrição são essenciais para a identificação de um paleossolo em campo; b) para ser considerado um paleossolo, um determinado “estrato” deve apresentar mais de uma característica pedogênica ou horizontes formados muitas vezes por fatores distintos dos atuais; c) é indispensável a combinação de informações de campo com as de laboratório, especialmente a micromorfologia, a fim de se obter a caracterização completa dos paleossolos; d) salvo as modificações produzidas pela diagênese, os paleossolos apresentam características macroscópicas e microscópicas semelhantes às encontradas em solos atuais, ou seja, devem ser estudados através dos mesmos métodos adotados na Pedologia.

3.10.1. Feições Redoxomórficas (mosqueados e nódulos) Petroplintização em Paleossolos

Em ambientes que sofrem inundações periódicas, como no Pantanal Mato-grossense, os solos mostram os efeitos da flutuação do nível de água, como a redistribuição de ferro e manganês, processo que recebe o nome de redoximórfico (VEPRASKAS, 1996). Esse processo gera solos com matriz com cores pálidas em regiões onde a redução e depleção de ferro foi mais severa e regiões mosqueadas com cores amarelo avermelhadas onde o ferro e manganês se concentraram. Em solos que permanecem constantemente saturados com água com baixa concentração de oxigênio, as cores são mais

claras, podendo ocorrer até a total remoção de ferro e de manganês, em solos com oscilações sazonais das condições de oxidação e redução, o ferro e o manganês oxidam e precipitam toda vez que ocorre aumento do potencial redox devido ao rebaixamento do lençol freático e, ou, drenagem da água do lençol suspenso, assim os mosqueados são cada vez mais impregnados por ferro e/ou manganês, formando nódulos com concentrações cada vez maiores (VEPRASKAS, 1996; BREEMEN e BUURMAN, 2002;). Os nódulos de ferro e/ou de manganês ou plintitas tendem a endurecer caso ocorra um período longo sem condições redutoras no sistema formando assim as petroplintitas, essas feições podem se formar num curto espaço de tempo, em menos de dois anos, desde que ocorra o rebaixamento do lençol freático, neste caso os nódulos de ferro e manganês endurecem (PHILLIPS, 2000).

A formação de feições redoximórficas está associada a dois processos, a dois mecanismos formação de lençol suspenso com estagnação de água pluvial (epissaturação) pseudogley ou gleização por água superficial. Gleização por oscilação do lençol freático (endossaturação) se desenvolve através de processos que estão ativos todo o ano, enquanto a gleização por água superficial é restrita à estação chuvosa (PIPUJOL e BUURMAN, 1994).

3.10.2. Acúmulo de Sódio em Paleossolos

Alguns solos da região norte da planície pantaneira apresentam elevada saturação por sódio no complexo de troca, pH ligeiramente abaixo de 7 e baixa condutividade elétrica. Nos limites da RPPN SESC Pantanal, cerca de 27% dos solos da planície, são Planossolos Nátricos ou com caráter solódicos, a presença do sódio está associada ao complexo de troca do solo e tem sido atribuída a climas pretéritos onde a paisagem do norte do Pantanal apresentava um sistema de lagoas fechadas que permitiam a concentração das águas por evapotranspiração (BEIRIGO, 2013; OLIVEIRA-JUNIOR, 2014) e não a um processo atual como verificado por Barbiero et al. (2008) e Furquim et al. (2010) nas lagoas salinas da Nhecolândia no sul do Pantanal. Os solos do Pantanal são compostos por caulinita com presença minoritária de minerais 2:1, esmectita e mica (CORINGA et al., 2012).

No norte do Pantanal estes solos ocorrem predominantemente em paleodiques (ORIOLI et al., 1982; ZEILHOFER; SCHESSL, 1999; BEIRIGO et al., 2011, NASCIMENTO, 2012), mas devido aos processos de avulsão fluvial podem ocorrer soterrados em diques atuais. Solos sódicos geralmente ocorrem em depressões na paisagem ou em áreas de baixa declividade, onde o clima favorece a evaporação em detrimento à lixiviação, possuem baixa permeabilidade, baixa condutividade hidráulica e instabilidade dos agregados. Mesmo pequenas quantidades de Na, são capazes de dispersar a argila do solo, fazendo com que ela migre para o horizonte Bt, tornando-o praticamente impermeável, dessa forma o sódio pode ser considerado um agente cimentante (SCHAETZL e ANDERSON, 2005).

3.11. Análise isotópica

Todos os seres vivos são constituídos por basicamente C, H, O, N, P e S. A maior diferença é a participação de cada elemento nos processos metabólicos de cada ser vivo. Assim, os elementos se combinam de formas diferentes, sendo encontrados em proporções variadas e formando compostos diversos, os biopolímeros (BENNET e FRIEDEN, 1971, apud NAZÁRIO, 2008). De uma maneira geral, os polímeros orgânicos mais importantes são as proteínas, lipídios e carboidratos, além da presença de ligninas em vegetais superiores (KILLOPS e KILLOPS, 2005). Tais compostos podem ser chamados marcadores biogeoquímicos (OREM et al., 1997).

Os isótopos estáveis ocorrem naturalmente na atmosfera, hidrosfera, litosfera e biosfera. Existem átomos do mesmo elemento com massa diferente. Cada elemento tem um isótopo dominante "leve" (^{12}C , ^{14}N , ^{16}O , ^{32}S e ^1H) e um ou mais isótopos "pesados" (^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , ^{33}S e ^2H) (PESSENDA et al., 2005). Nas plantas, há a discriminação dos isótopos do carbono nos processos biológicos do ciclo da fotossíntese e na fixação do nitrogênio ^{15}N (BERRIER e PROSSER, 1996). O uso de isótopos estáveis em estudos ambientais baseia-se no fato de que a relação isotópica varia de uma forma previsível conforme o elemento recicla-se na natureza.

A composição isotópica do Carbono é comumente expressa pela relação entre a concentração de átomos de ^{13}C sobre a concentração de átomos de

^{12}C presentes em uma amostra qualquer. Essa relação, muito pequena, é expressa em partes por mil (‰), e definida pela equação:

Eq. 10

$$\delta^{13}\text{C} = (\text{RAmostra} - \text{RPadrão}) / \text{RPadrão} * 1000$$

onde RAmostra é a relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ da amostra e RPadrão é a relação isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do padrão.

O padrão universalmente considerado é o PDB (Pee Dee Belemnite), distribuído pelo NBS (National Bureau of Standards) com um conteúdo de ^{13}C determinado por Craig (1957) igual a $\delta^{13}\text{C}$ NBS-20/PDB = -1,06. Como o material biológico tem uma relação isotópica menor que a do padrão, o valor de δ torna-se negativo (ZOCATELLI, 2005). Em termos isotópicos, quando as plantas fazem fotossíntese, por razões de diferença de massa entre os isótopos, discriminam o mais pesado em favor do isótopo mais leve. Assim, as plantas tendem a ficar isotopicamente mais leves em relação à atmosfera. Este fracionamento é constante para as plantas de um mesmo ciclo fotossintético. A razão entre os isótopos estáveis de carbono pode indicar que tipo de vegetal deu origem ao material estudado, uma vez que seus valores são resultado de como o produtor primário assimilou o CO_2 , ou seja, a trajetória assimilatória utilizada e o isótopo referencialmente assimilado (KILLOPS e KILLOPS, 2005).

A análise $\delta^{13}\text{C}$ da MOS possibilita a identificação da formação vegetal que a originou como do tipo C3 (na maioria árvores) ou C4 (na maioria gramíneas). Diferentes mecanismos de assimilação do carbono permitem a distinção das fontes de MO, através da avaliação dos sinais obtidos para a composição isotópica do carbono. De uma maneira geral, plantas C3, representadas pela maioria das plantas lenhosas (vegetação arbórea e arbustiva), assimilam CO_2 através do ciclo de Calvin-Benson, apresentando valores $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -32 a -22‰, com uma média de -27‰, uma vez que assimilam preferencialmente moléculas do isótopo ^{12}C . Gramíneas utilizam o ciclo de Hatch-Slack e apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -9 a -17‰, com uma média de -13‰. Existem ainda plantas CAM (Metabolismo Ácido das Crassuláceas), como as Crassulaceae, Euphorbiaceae, Orchidaceae, Bromeliaceae e Cactaceae, que apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -10 a -28‰ (CAM facultativas), sendo que para algumas espécies CAM obrigatórias os

valores isotópicos foram comparáveis aos de plantas C4 (BOUTTON, 1996). O fitoplâncton, que utiliza o carbonato dissolvido na água para realizar a fotossíntese, apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a -20‰ (GLEIXNER et al., 2002; KILLOPS e KILLOPS, 2005). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em solos e sedimentos muitas vezes podem se mostrar intermediários aos encontrados na literatura, de acordo com o tipo de fonte (HEDGES e PARKER, 1976). Esse fato indica como sedimentos são heterogêneos e que, na maioria das vezes, ocorre a mistura de matéria orgânica de diversos tipos de fonte (NAZÁRIO, 2008).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ utilizados nas análises isotópicas se referem às fontes (plantas) e podem sofrer variações no solo (por exemplo, uma planta -30‰ ao cair no solo pode transformar seu sinal em -27‰, devido à decomposição do N e liberação do CO_2). Na interpretação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ da MOS, presume-se que as variações isotópicas menores que 3 a 4‰ estão associadas ao fracionamento isotópico que ocorre durante a decomposição da matéria orgânica e das variações na composição isotópica do carbono do CO_2 atmosférico (BOUTTON, 1996). Somente aquelas maiores que 3 a 4‰ são associadas às mudanças de comunidades de plantas (DESJARDINS et al., 1996).

3.12. Canais Aluviais

Apesar da vasta variedade de padrões de canais encontrada atualmente na literatura, a classificação mais adotada é a de Leopold e Wolman (1957) na qual os canais são divididos em três tipos básicos: retos, meandantes e entrelaçados (Figura 24). A morfologia dos canais é o resultado da interação entre o *stream power* (produto da descarga e gradiente do canal), carga de sedimentos e controle geológico.

Os canais retilíneos (*straight*) são geralmente caracterizados por controle estrutural, mas em ambientes de baixa energia, onde o *stream power* não é suficiente para erodir as margens (KNIGHTON, 1998). Eles podem apresentar barrar alternadas nas laterais, com a linha do talvegue ligeiramente sinuosa, mas com o canal como um todo retilíneo.

Os canais meandantes apresentam morfologia do canal em planta, bastante sinuosa. São caracterizados por índice de sinuosidade maior que 1,3,

baixa declividade e moderada razão largura/profundidade. A erosão e mobilidade lateral consistem nos principais processos dos rios meandrantos. Apresentam um trabalho contínuo de erosão na margem côncava (local de maior velocidade da corrente) e deposição na margem convexa (local de menor velocidade).

Já os rios entrelaçados (*braided*) apresentam múltiplos e instáveis canais, além de barras efêmeras formadas por intenso transporte de carga de fundo (ASHWORTH, 2013) composta por sedimentos grossos. Possuem margens erodíveis, alta potência de canal (*stream power*) e vazão altamente variável (HUGGETT, 2007; CHARLTON, 2008). A erosão e mobilidade lateral é um dos principais processos desse tipo de padrão de canal na construção de sua planície de inundação. O grau de entrelaçamento expresso pelo número de canais aumenta conforme o aumento da declividade, os canais são rasos e largos (KNIGHTON, 1998). Geralmente para uma mesma vazão, rios entrelaçados apresentam maior declividade em relação aos meandrantos (GOUDIE, 2006). Geralmente se desenvolvem em leques aluviais, regiões deltaicas ou regiões de degelo. Para que se desenvolvam é necessária abundância de carga de fundo, margens com material facilmente erodível, vazões com alta variação e alta declividade do vale, entretanto esta última não é um fator limitante, uma vez que se encontra esse padrão em grandes rios de baixa declividade (KNIGHTON, 1998)

No canal anastomosado (SCHUMM, 1968), inicialmente inserido na categoria de rios entrelaçados (LEOPOLD e WOLMAN, 1957), o fluxo é dividido em multi-canais por ilhas relativamente estáveis e vegetadas. Os canais divididos possuem geralmente baixo *stream power* (potência de canal), baixa erodibilidade e médio a alto suprimento de sedimentos. Dessa forma, a capacidade de transporte é insuficiente, induzindo à formação de barras compostas por sedimentos finos, que se estabilizam e são vegetadas.

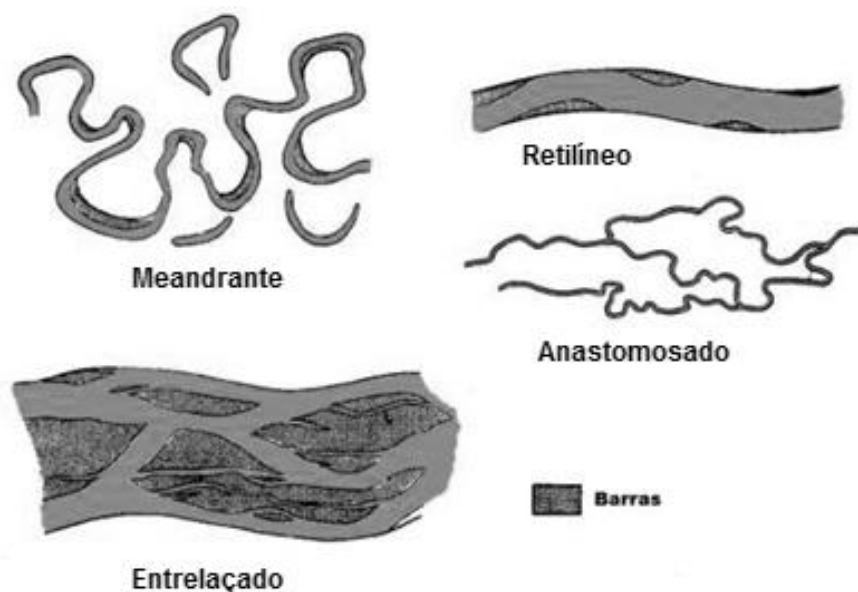


Figura 24: Padrões de canais aluviais

Entretanto, ao analisar rios multicanais foram observados que uma variedade de casos não se encaixava com a definição clássica de rios anastomosados e entrelaçados, e desde então um padrão mais genérico foi criado, os rios *anabranching* (NANSON e KNIGHTON, 1996).

3.12.1. Canais Meandantes

Canais meandantes são comuns em qualquer latitude do globo terrestre, podendo se formar até mesmo a partir da água de derretimento de geleiras ou em ambientes submarinos. Eles possuem uma semelhança visual, independente da sua escala, isso se deve a proporções geométricas aparentemente comuns entre os rios meandantes, a relação entre o comprimento do canal e o comprimento do cinturão, ou vale.

De modo geral, os rios meandantes evoluem progressivamente sobre suas amplas planícies aluviais, raramente apresentando estabilidade em suas formas ou características morfológicas (HOOKE, 1984; GÜNERALP e MARSTON, 2012). Dessa forma, a planície formada por esses rios apresentam uma heterogeneidade de paisagens.

O índice de sinuosidade acima de 1,3, obtido pela relação comprimento do talvegue/comprimento do vale (LEOPOLD e WOLMAN, 1957), é o critério mais utilizado para classificar canais meandantes (KNIGHTON, 1998).

O desenvolvimento de meandros é explicado pela tendência dos rios em estabelecer uma declividade de canal mínima para uma dada condição de entrada de fluxo e materiais, ou seja, uma forma de dispersar energia (CHANG, 1988). Este padrão de canal permite que o rio realize seu trabalho pelo esforço mínimo.

A migração lateral do meandro imprime em sua planície uma série de formas, dentre elas as mais importantes são:

- Diques marginais (*natural levees*): bancos de sedimentos construídos nas margens dos canais durante o transbordamento, geralmente de granulometria maior que os sedimentos da planície;
- Meandro abandonado (*oxbow lake*): meandros desconectados do canal principal separados pelo corte do pendúnculo (*cut off*);
- Cicatriz meândrica (*meander scar*): meandros abandonados completamente colmatados pela sedimentação da planície;
- Barra em pontal (*point bar*): barras de sedimentação localizadas na parte convexa dos meandros;
- Barras de rolagem (*scroll bars*) ou espiras de meandros: formadas pela migração do meandro, ou seja, conforme o meandro aumenta sua curvatura erodindo o lado côncavo, a barra em pontal (*point bar*) gradualmente cresce, formando sucessões de barras convexas;
- Depósitos de rompimento de dique (*crevasse splay*): depósitos de transbordamento formados durante as cheias, quando ocorre o rompimento do dique marginal, são compostos por areia silte e argila, com sedimentos de textura mais grossa na parte proximal e mais fina na parte distal do depósito. Formam-se na parte côncava das curvas de meandros onde a energia do fluxo é maior;
- Pântanos (*backswamps*): depressões alagadas dentro da planície.

3.12.2. Sistema Anabranching

Sistemas *anabranching* (multicanais) podem ser definidos como um conjunto de canais interconectados separados por ilhas aluviais estáveis no qual o fluxo se subdivide (NANSON e KNIGHTON, 1996; KNIGHTON, 1998). Porém, excluem-se de sistemas *anabranching* os canais que se dividem e não voltam a se conectar como canais deltaicos, ilhas separadas por canais com leito rochoso ou áreas de aluviões antigos (NANSON e KNIGHTON, 1996). Esses sistemas ocorrem em praticamente todo tipo de ambiente e clima, desde regiões montanhosas e fluxos controlados pelo degelo, planícies tropicais úmidas, planícies semi-áridas a grandes sistemas monçônicos, e suas ilhas podem ser formadas por qualquer tipo de sedimento, desde cascalho até lama e matéria orgânica, sempre num sistema deposicional, seja em deltas costeiros, em leques aluviais, entre outros.

Qualquer padrão de canal (reto, meandrante ou entrelaçado) pode se subdividir formando um sistema *anabranching*. Embora seja o padrão menos compreendido, os cinco maiores rios do mundo (Amazonas-Solimões, Congo, Orinoco, Chang Jiang, e Padma-Jamuna-Brahmaputra) constituem padrão de canal *anabranching* ao longo de mais do que 90% (em extensão longitudinal) de seus trechos aluviais (JANSEN e NANSON, 2004).

Makaske (2001) relacionou a geomorfologia da planície com o padrão de canal, definindo os rios anastomosados como formados por dois ou mais canais interconectados dentro da bacia de inundação. Esta definição exclui os rios entrelaçados. Para Makaske (2001) a estabilidade lateral está ligada ao padrão multicanal dos rios anastomosados, em termos de padrão de canais, estes podem ser retos, meandrantos, e entrelaçados, enquanto que em escala maior qualquer um pode ser anastomosado.

Depósitos aluviais de rios anastomosados têm uma arquitetura caracterizada por uma grande proporção de depósitos de *overbank* (depósito de planície), o qual encerra corpos de canais arenosos lateralmente. Os depósitos de *overbank* são formados por abundantes *crevasse splays* e depósitos de diques. Depósitos lacustres e matéria orgânica são comuns em planícies de rios anastomosados. Mas nenhuma dessas características é exclusiva de rios anastomosados.

No passado rios anastomosados eram considerados como multicanais com alta sinuosidade (>1.5), (RUST, 1978), mais tarde percebeu-se que rios

anastomosados podem ter sinuosidade variada (SMITH, 1983) e até rios retos podem formar multicanais. Yonechi e Maung (1986) observaram que as bifurcações dos rios entrelaçados formam ângulos agudos no sentido do fluxo, enquanto os anastomosados podem formar qualquer tipo de ângulo inclusive obtuso, entretanto essa diferença não é suficiente para distinguir entre rios entrelaçados e anastomosados. Outra diferença entre esses dois padrões de canal está no tamanho das ilhas (de avulsão), em rios anastomosados elas são grandes em relação ao canal (KNIGHTON e NANSON, 1993) e o fluxo de um segmento é independente do fluxo do segmento adjacente. Nanson e knighton (1996) consideraram rios anastomosados um subgrupo do *anabranching*. Para eles *anabranching* não é definido pelo tamanho das ilhas aluviais ou algum outro padrão de canal, mas pela estabilidade das margens do rio. Assim, os sistemas *anabranching* foram definidos como rios com ilhas estáveis até a altura de margens plenas e com baixa energia.

Acreditava-se que a vegetação era um fator preponderante, mas depois se observou que ocorrem rios anastomosados em ambientes áridos. Notou-se também que a presença de *point bar* (barra em pontal), *scroll bars* (barras de rolagem), entre outras feições morfológicas de meandros eram encontradas em rios anastomosados, mas como relictos de sistemas anteriores onde o canal secundário estava se aproveitando do canal existente.

Outra observação foi que ilhas de rios entrelaçados têm topografia convexa para cima, enquanto as ilhas de anastomoses formam depressões planas, mal drenadas, delimitadas por barragens naturais de canais abandonados ou ativos, entre outras formas dentro da bacia de inundação. Além disso, os rios anastomosados possuem vários canais ativos ou abandonados e os entrelaçados um único canal com vários talwegues. Para distinguir entre rios anastomosados e entrelaçados, Friend e Sinha (1993) definiram a equação a qual a média da soma do comprimento de todos os segmentos de canais é dividida pelo comprimento médio do canal mais largo. O canal é considerado entrelaçado se a razão for >1.5 , todavia, esse valor é arbitrário uma vez que foram encontrados canais entrelaçados entre 1.0 e 1.5.

Enquanto os rios retos, meandantes e entrelaçados refletem processos que ocorrem dentro do canal como erosão marginal, formação de barras, os

rios anastomosados resultam de processos extracanal, mais precisamente na formação de planície por depósito de *overbank* e avulsão.

Makaske (2001) define avulsão como o desvio do fluxo a partir de um canal já existente para a planície de inundação, eventualmente, formando um novo cinturão de canal. Como produto de avulsões, rios anastomosados formam-se basicamente de duas formas: 1) pela formação de pontes, quando canais antigos anulados permanecem ativos por um período; 2) através da divisão do fluxo por avulsão, formando múltiplos canais contemporâneos dentro da planície. Ambos podem coexistir, mas enquanto o primeiro tem uma longa existência dentro da planície, o segundo representa apenas um estágio do processo de avulsão, restrito a parte da planície. A velocidade de construção e abandono de canal, é variável, pode ser rápida, ocorrer numa centena de anos, ou lenta, entre 500 e 1000 anos. Canais jovens geralmente são aprofundados, enquanto os antigos são sedimentados verticalmente. A longevidade do anastomose é provocada pelas frequentes avulsões e o lento abandono de antigos canais. Avulsões são conduzidas principalmente por aggradação do canal e/ou perda da capacidade de deposição do canal. Ambos os processos são favorecidos pelo baixo gradiente da planície. As avulsões também podem ser desencadeadas por cheias extremas, compotas de gelo e dunas eólicas, elevação do nível do mar e tectônica. O rápido aumento no nível de base conduz ao anastomosamento do rio, mas essa não é uma condição necessária.

Não há uma fórmula capaz de prever a avulsão de um canal, mas existem condições favoráveis: 1) superelevação da superfície da água e maior velocidade em curvas externas, levando a um maior poder de erosão; 2) inércia do fluxo na curva exterior dirigindo o fluxo em *overbank* a alto ângulo em relação ao canal; 3) diques na curvatura exterior que tendem a diminuir devidos à erosão lateral e apresentam a planície de inundação com declive para seu interior.

Smith et al. (1989) descreveu um modelo de avulsão e formação de canais num sistema anastomosado. Os autores explicam que o cinturão de avulsão começa com uma pequena *crevasse splay* lobada que gradualmente desenvolve um grande complexo alongado de *crevasse splays* com formas altamente irregulares. Ocorre a progradação de *crevasse* para o interior da planície e começa a formar bifurcações de canais que passam a construir o

dique a partir da parte conectada com o canal antigo que originou a *crevasse*. Mas esse modelo é válido para sistemas com rápida aggradação, onde ocorre grande fornecimento de sedimentos, em sistemas com aggradação lenta a avulsão é um processo predominantemente erosivo sem a prévia formação de *crevasse splay*s, apenas com pequenas *crevasses* (RUST, 1981) e os canais permanecerem estáveis por longos períodos. As avulsões também podem ocupar canais abandonados desconectados dentro da planície de inundação devido à alta taxa de aggradação do canal principal que posteriormente pode se conectar ao paleocanal formando um novo curso.

Uma das explicações para o desenvolvimento do sistema *anabranching*, em algum segmento de um rio de canal único, consiste na busca de maior eficiência para o transporte de sedimentos, no qual o rio ajusta as condições hidráulicas (largura, profundidade, velocidade e declividade da água) em busca de um equilíbrio dinâmico, ajustando o sistema às novas condições (JANSEN e NANSON, 2004).

Para Huang e Nanson (2007) a explicação para o desenvolvimento de sistema *anabranching* é baseada nas relações endógenas de resistência de fluxo e transporte de sedimentos no sistema a partir de um auto-ajuste, no qual é preciso transportar a carga de sedimentos fornecidos com a quantidade exata de energia disponível necessária para manter o equilíbrio estacionário. Em sistemas aluviais de baixa declividade alguns rios podem melhorar a eficiência de fluxo através do desenvolvimento de ilhas e cordilheiras a fim de reduzir a razão de largura/profundidade do canal. Este ajustamento endógeno, no entanto, pode manter o *anabranching* apenas com o auxílio de vegetação ciliar adequada, uma variável exógena, e, em alguns casos com deposição de sedimentos relativamente coesivos, nas margens dos canais e ilhas.

Ao aumentar o número de canais (*anabranching*), reduções na relação largura/profundidade podem aumentar a capacidade de transporte do fluxo. No entanto, a relação é complexa porque, a partir de certo ponto, um aumento no número de *anabranches* pode na verdade causar uma diminuição na capacidade de transporte. Pode ser, por isso, que *anabranching* é dominado por um ou dois grandes *anabranches* que atingem mais a eficiência do transporte (HUANG e NANSON, 2007). De modo geral os sistemas *anabranching* aumentam a capacidade de fluxo com a redução da largura em

relação à profundidade sem ajustes na declividade. Se a largura não pode ser reduzida significativamente, ocorre queda no transporte de sedimentos e rápido acréscimo vertical e consequente sedimentação da planície.

Jansen e Nanson (2004) verificaram que o canal se subdivide para aumentar a eficiência de fluxo, aumentando o transporte de sedimentos em comparação com um único canal com a mesma descarga total, mantendo o equilíbrio global de fluxo de sedimento. Quando o rio não pode aumentar sua inclinação estes diminuem sua sinuosidade. Sistemas *anabranching* podem ser tanto formas em equilíbrio dinâmico como formas transitórias e, esses dois estados podem até coexistir no mesmo rio.

Nanson e Knighton (1996) classificam os sistemas multicanais em seis tipos com base no fluxo de energia, tamanho dos sedimentos e características morfológicas (tabela 3 e figura 25).

Tabela 3: Tipos de rios *anabranching*

Tipo 1 Rios <i>anabranching</i> de sedimentos coesivos (clássico anastomosado)	Caracterizados por canais de baixa declividade, baixa granulometria, margens coesivas, baixa razão largura/profundidade. A potência do canal é muito baixa e os canais costumam apresentar processos agradacionais que levam a avulsão.
Tipo 2 Rios <i>anabranching</i> dominados por areia formando ilhas	Similar ao tipo 1, mas possui margens menos coesas; a estabilidade das margens é relacionada a baixa potência de canal e ao estabelecimento da vegetação.
Tipo 3 Rios <i>anabranching</i> de carga mista, lateralmente ativos	Transporta uma carga mista de areia, lama e ocasionalmente cascalhos finos; canais individuais geralmente migram cruzando a planície de inundação.
Tipo 4 Rios <i>anabranching</i> dominados por areia formando cristas	Caracterizados por canais subparalelos separados por estreitos cordões arenosos íngremes que são estabilizados por vegetação; fortemente dominado por deposição arenosa; potência do canal moderada.
Tipo 5 Rios <i>anabranching</i> dominados por cascalhos ativos lateralmente	Canais de leito cascalhento caracterizados por alta potência de canal que promove a migração lateral; os multicanais são amplamente produzidos por avulsões que incisam nos depósitos da planície ou o crescimento vertical de barras estabilizadas pela vegetação.
Tipo 6 Rios <i>anabranching</i> dominados por cascalhos e estáveis	Canais de leito cascalhento declividade elevada e alta potência de canal; margens estabilizadas por vegetação; os mecanismos para formação de multi-canais similares ao tipo 5.

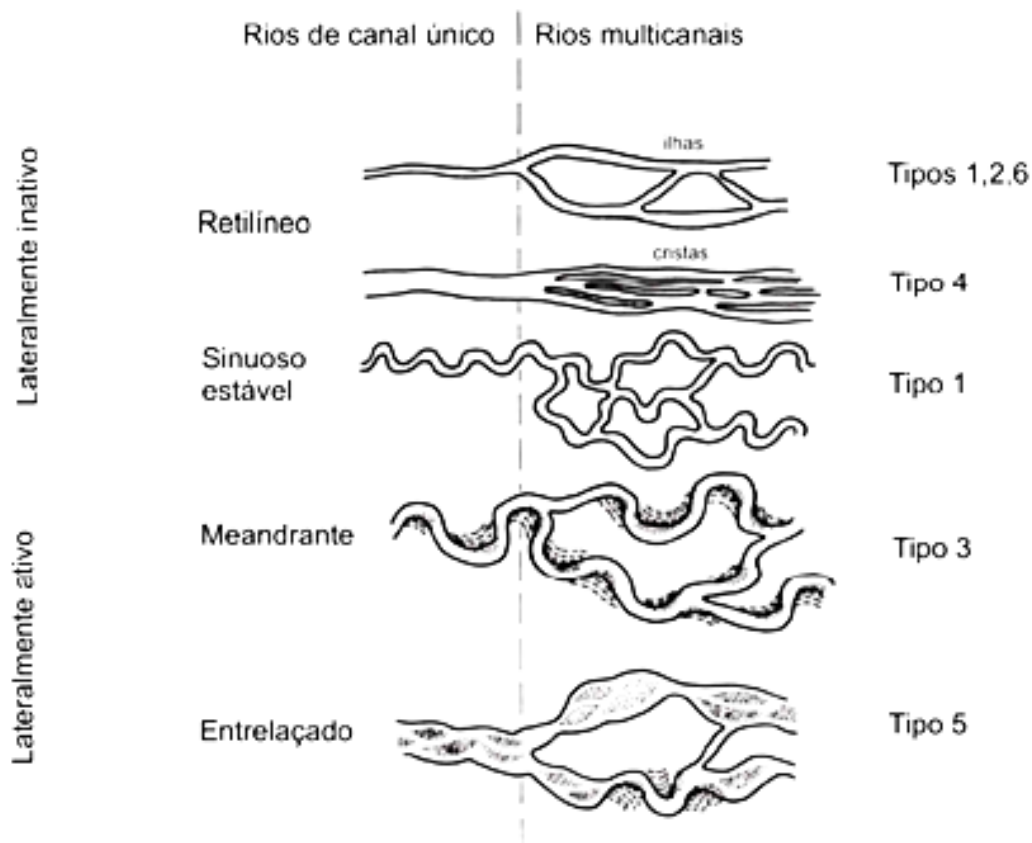


Figura 25: Classificação de sistemas multi-canal (NANSON e KNIGHTON, 1996)

Abbado et al. (2005) classificaram o rio Columbia de acordo com o número de canais. No trecho estudado foram feitos 29 transectos, esses transectos foram agrupados em trechos com 3 a 5 canais (altamente anastomosados), 1 a 3 canais (fracamente anastomosados) e trechos entrelaçados, com canal único, quando o rio Columbia atravessa o leque aluvial do rio Kicking Horse (que não foram discutidos no estudo). Os autores analisaram vários parâmetros morfológicos em cada transecto a fim de compará-los ao longo do perfil longitudinal, como número de canais, elevação, número e área de *crevasse splays*, relação área do vale e *crevasse splays*, largura do vale e leques aluviais e, média do tamanho dos sedimentos. Dessa forma concluíram que o trecho altamente anastomosado recebe um aporte maior de sedimentos de um afluente, neste trecho o gradiente do canal e o diâmetro dos sedimentos é maior e há maior ocorrência de avulsões e *crevasse splays*. Por outro lado, há uma diminuição no fluxo de sedimentos com o aumento do número de canais.

Jerolmack e Mohrig (2013) observaram que a ramificação em sistemas deposicionais é uma manifestação de avulsão, na qual a condição necessária para a ramificação é de que o movimento lateral dos canais através da erosão marginal é pequena em relação ao seu deslocamento vertical para a planície circundante via deposição de sedimentos focada nos leitos dos canais.

4. COMPARTIMENTAÇÃO E EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ

4.1. Introdução

O rio Cuiabá é o principal responsável pela construção de um extenso megaleque fluvial, sistema deposicional quaternário que ocupa área de aproximadamente 14.580 km². O megaleque do rio Cuiabá apresenta um gradiente de 0,16 m/km, caracterizando assim um leque fluvial com baixo gradiente topográfico (MIAL, 1990; HARVEY, 2002; ASSINE, 2010). O megaleque tem início no Norte do Pantanal Mato-Grossense, nas proximidades da cidade de Santo Antônio do Leveger, enquanto que sua porção distal faz limite com a planície do rio Paraguai, próximo à serra do Amolar (a oeste). Limita-se com os megaleques do São Lourenço a sudeste, e com leques fluviais de menor extensão e terrenos esculpidos em rochas metamórficas da Depressão Cuiabana a noroeste (PUPIM, 2014).

Pupim (2014) realizou a compartimentação geológica/geomorfológica desse sistema por meio de sensoriamento remoto e levantamento de campo, definindo assim os seguintes compartimentos: a) paleoleque do Cuiabá, dominado por paleocanais de padrão entrelaçado de idade pleistocênica; b) planícies fluviais confinadas, com canais meandantes (atual e paleo) e *anabranching*; c) planície fluvial desconfinada, dominadas por canais meandantes pré-atuais e atuais de idade holocência (Figura 26).

Este capítulo apresenta a análise da evolução geomorfológica das planícies fluviais confinadas, com canais meandantes (atual e paleo) e *anabranching* (PUPIM, 2014).

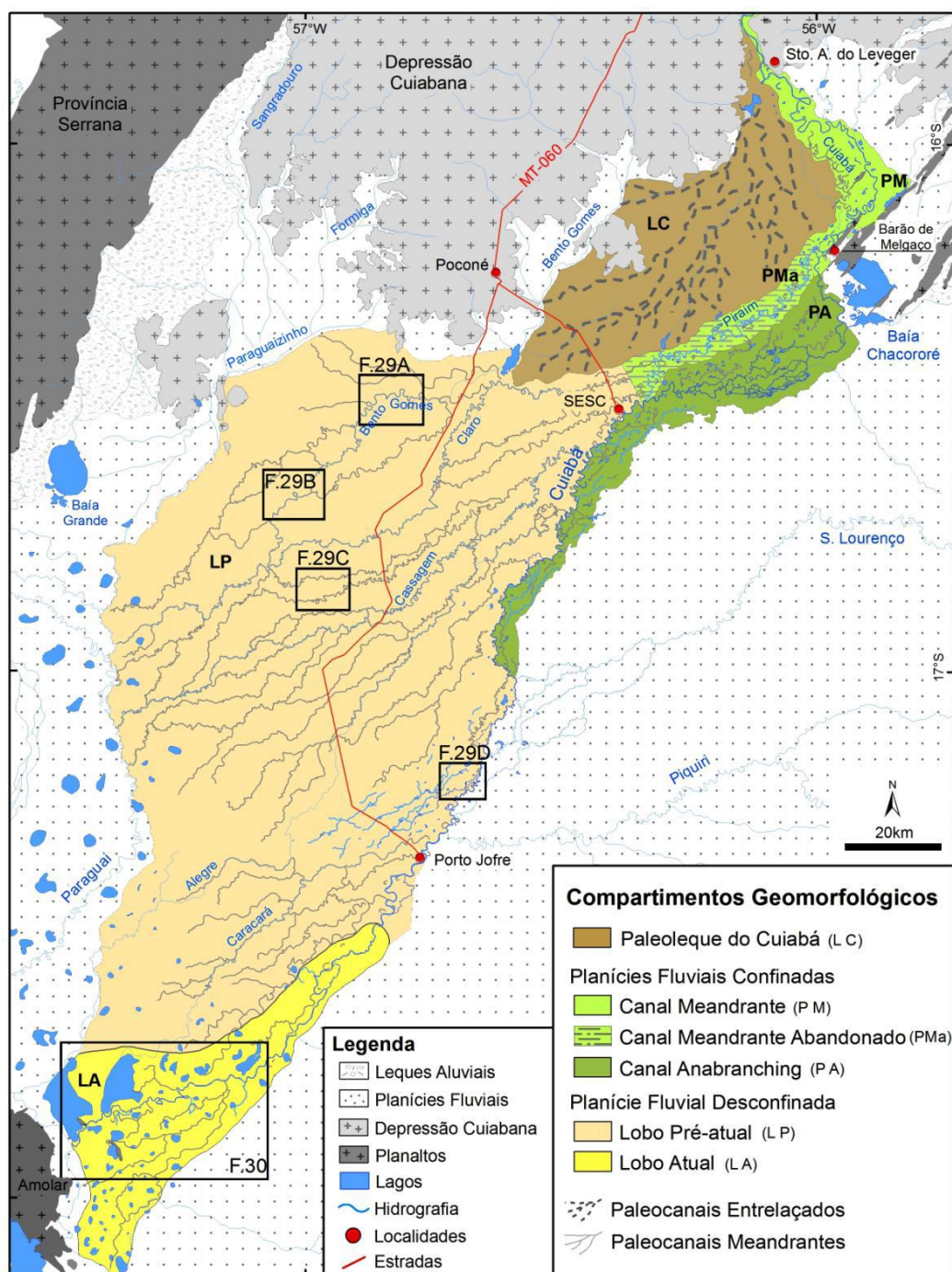


Figura 26: Compartimentação do megaleque do rio Cuiabá (PUPIM, 2014).

4.2. Geomorfologia, Sedimentologia e Geocronologia da Planície Confinada do Rio Cuiabá

Foi realizado um mapeamento com maior detalhe do que aquele apresentado por Pupim (2014), no qual os compartimentos foram

hierarquizados de acordo com regiões homogêneas, espacial e temporalmente, a partir de interpretação de imagens de sensoriamento remoto, caracterização sedimentológica e datações, a fim de discutir e ponderar as possíveis causas (climáticas e/ou tectônicas) da atual configuração desse trecho da planície do rio Cuiabá. Esse compartimento abrange uma extensão de aproximadamente 1.850 km².

A planície fluvial confinada do rio Cuiabá foi compartimentada em sete unidades (Figura 27): 1) Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo; 2) Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno; 3) Planície I; 4) Planície I; 5) Planície III; 6) Planície IV; 7) Planície Indiferenciada.

Foram descritos 17 perfis sedimentares distribuídos pelas unidades compartimentadas (Figura 27). As litologias variaram de argila a areia grossa com cascalho, predominando a fração arenosa. Em alguns compartimentos ocorrem camadas litoplínticas significativamente extensas. A partir desses perfis, 17 amostras foram selecionadas para datações, sendo que 10 amostras foram datadas pelo método ¹⁴C e 7 amostras por LOE (Tabela 4). Todas as idades obtidas abrangem o Holoceno, sendo que a mais antiga apresentou idade de 8.540 ± 50 anos cal. AP e a mais recente com cerca de 260 ± 30 anos.

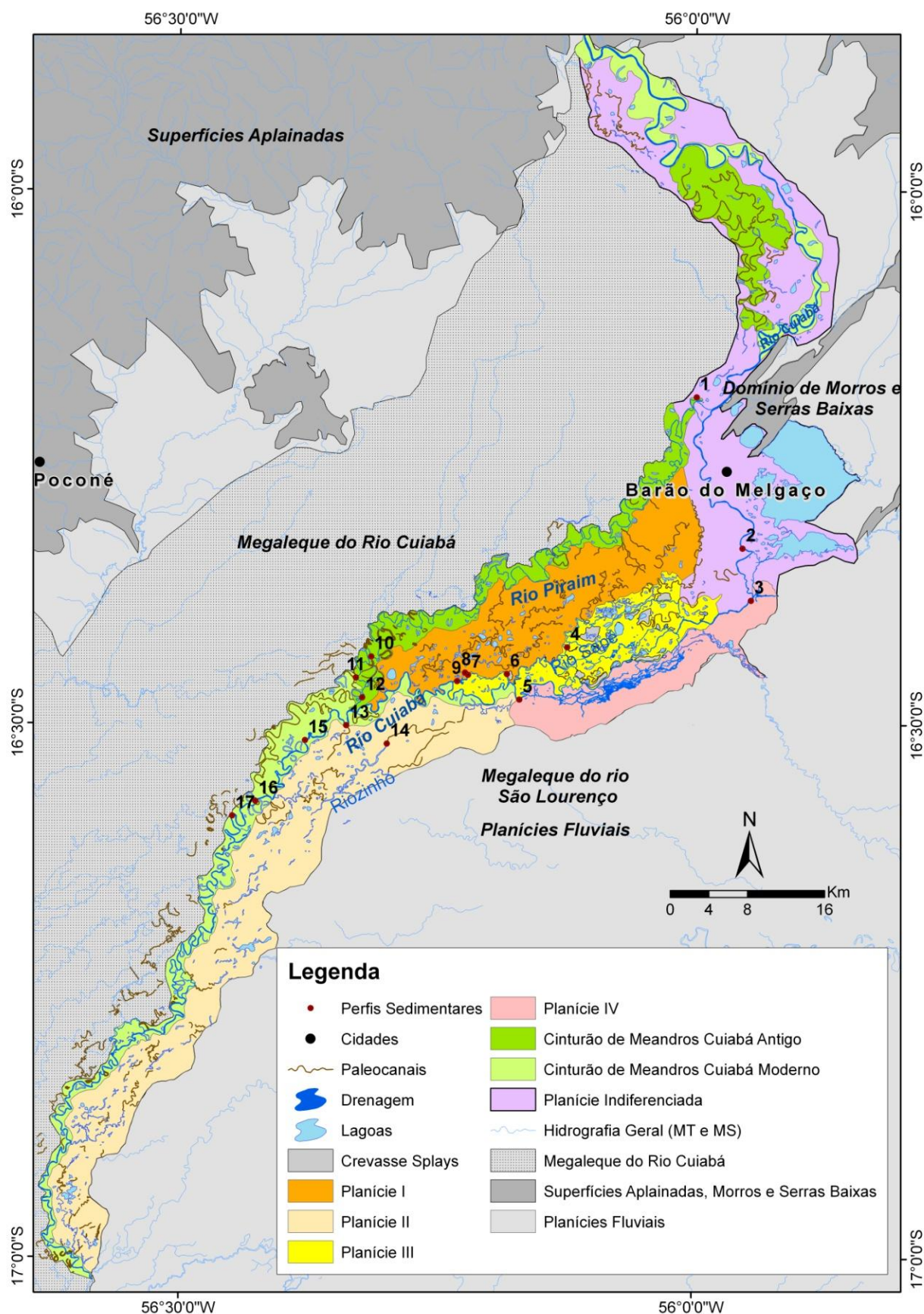


Figura 27: Compartimentação geomorfológica da planície do rio Cuiabá. Datum WGS 1984; bases: Imagens Spot (2006), Mosaico Geocover (2000), Mapa de Geodiversidade de Mato Grosso (CPRM), dados SRTM e Mapa Geológico (IBGE).

Tabela 4: Compartimentos geomorfológicos e datações

COMPARTIMENTO	PONTO	COORDENADA		PROF. (CM)	OBSERVAÇÕES	IDADE
1) Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo	1 (¹⁴ C)	16°11'34,5"S	55°59'54,2"W	180	Desembocadura Cuiabá/cabeceira do Piraim Material datado: argila com MO $\delta^{13}\text{C} = -15,3$ (gramíneas)	4.690 ± 30
	10 (LOE)	16° 26'15" S	56°18'49"W	445	Piraim - Antigo canal do Cuiabá Textura: areia média a grossa na base com granodrecrescência ascendente.	8.400 ± 1.350
	12 (LOE)	16°28'01.3"S	56°19'15"W	50	Barra lateral vegetada conectada ao ponto 12, formando planície atual do rio Piraim Textura: areia fina a muito fina e argila.	260 ± 30
2) Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno	13(¹⁴ C)	16°31'6,6" S	56°20'16"W	250	Meandro - Terço inferior Textura: argila Material datado: resto de plantas $\delta^{13}\text{C} = -17,6$ (gramíneas)	2.250 ± 20
	16 (LOE)	16°34'23"S	56° 25'31"W	160	Meandro - Terço inferior Textura: areia fina	6.300 ± 860
	17 (LOE)	16° 35'11"S	56° 26'55"W	220	Meandro - Terço inferior Textura: areia fina e argila	750 ± 120
	17 (LOE)	16° 35'11"S	56° 26'55"W	325	Meandro - Terço inferior Textura: areia média a fina	1.650 ± 250
3) Planície I	8 (LOE)	16°27'7,3" S	56°13'21"W	90	Anabranching Textura: argila, areia muito fina e matéria orgânica	3.700 ± 570
	8 (¹⁴ C)	16°27'7,3" S	56°13'21"W	140	Anabranching Textura: areia média Material datado: resto de plantas $\delta^{13}\text{C} = -25,5$ (arbórea)	8.710 ± 30
4) Planície II	14 (¹⁴ C)	16°32'19,7"S	56°16'55,7"W	150	Planície - Terço inferior Textura: argila e areia fina Material datado: argila com MO $\delta^{13}\text{C} = -19,03$ (arbustiva)	4.300 ± 90
	14 (¹⁴ C)	16°31'28"S	56°18'04,7"W	350	Planície - Terço inferior Textura: areia grossa a média Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -15,6$ (gramíneas)	8.540 ± 50
5) Planície III	7 (LOE)	16° 27'16,3"S	56° 13'10"W	60	Anabranching Textura: areia fina e argila	5.340 ± 730
	6 (¹⁴ C)	16°27'12,3"S	56°10'53,4"W	250	Anabranching Textura: argila Material datado: argila com MO $\delta^{13}\text{C} = -17,5$ (gramíneas)	3.220 ± 25
	4 (¹⁴ C)	16°25'40,9"S	53°28'20,4"W	120	Anabranching Textura: areia fina e argila com concentração de sódio e nódulos de petroplintita Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -22,6$ (arbórea)	5.040 ± 25
6) Planície IV	18 (¹⁴ C)	16°28'19,5"S	56°9'44,2"W	Leito do rio litoplíntico	Petroplintita Textura: areia fina a média cimentada por óxido de ferro Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -20,5$ (arbórea)	5.530 ± 30
	5 (¹⁴ C)	16°28'34,7"S	56°10'12,6"W	250	Acima da petroplintita Textura: argila, areia muito fina, nódulos de plintita e petroplintita Material datado: nódulos $\delta^{13}\text{C} = -19,3$ (arbustiva)	4.520 ± 30
7) Planície Indiferenciada	3 (¹⁴ C)	16°23'38.6"S	55°57'29"W	200	Meandro - Terço superior próximo da lagoa Chacororé, turfa delgada sobre petroplintita Material datado: resto de plantas $\delta^{13}\text{C} = -18,3$ (arbustiva) $\delta^{13}\text{C} = -18,3$ (arbustiva)	370 ± 25

4.2.1. Planície Indiferenciada

Este compartimento abrange o trecho norte da planície fluvial confinada, limita-se a noroeste com terrenos cristalinos do Grupo Cuiabá e leques aluviais formados na borda das escarpas dos planaltos. Fazem parte desse compartimento as baías de Chacororé e Mariana. Essas lagoas represam água de afluentes advindos dos planaltos situados a Nordeste e também advindas do rio Cuiabá. Próximo à baía Chacororé, devido a presença de serras orientadas na direção NE, acontece uma deflexão de 90° para SW no canal do rio Cuiabá. Neste trecho o canal do rio Cuiabá tende a retilíneo devido ao controle estrutural (Figura 27)

A Planície Indiferenciada é representada por dois perfis sedimentares, pontos 2 e 3 das figuras 27 e 28. O ponto 2 apresenta depósitos de planície (argilo-siltoso) intercalado com depósito de areia fina com *ripples* (depósito de dique), apresentando plintita a partir da profundidade de 3,5 m. O ponto 3 apresenta depósitos de planície com lentes de areia fina entre as profundidades de 1 e 2,5 m, imediatamente abaixo um depósito delgado de turfa (resto de plantas), com idade de aproximadamente 340 anos cal. AP (Tabela 4) seguido de depósito de dique e canal a partir da profundidade de 3,5 m. O depósito de canal apresenta nodulações de Fe e cimentação configurando uma camada maciça e impermeável similar ao que ocorre no compartimento Planície IV que será descrita posteriormente.

De modo geral esse compartimento está limitado pelos componentes estruturais do relevo, condicionando o rio a um estilo retilíneo. O índice de sinuosidade é baixo, em torno de 1,2 e o gradiente topográfico desse segmento está em torno de 0,22 m/km. A ocorrência de barras laterais é baixa, sendo que as barras em pontal atuais (*point bar*) são incipientes.

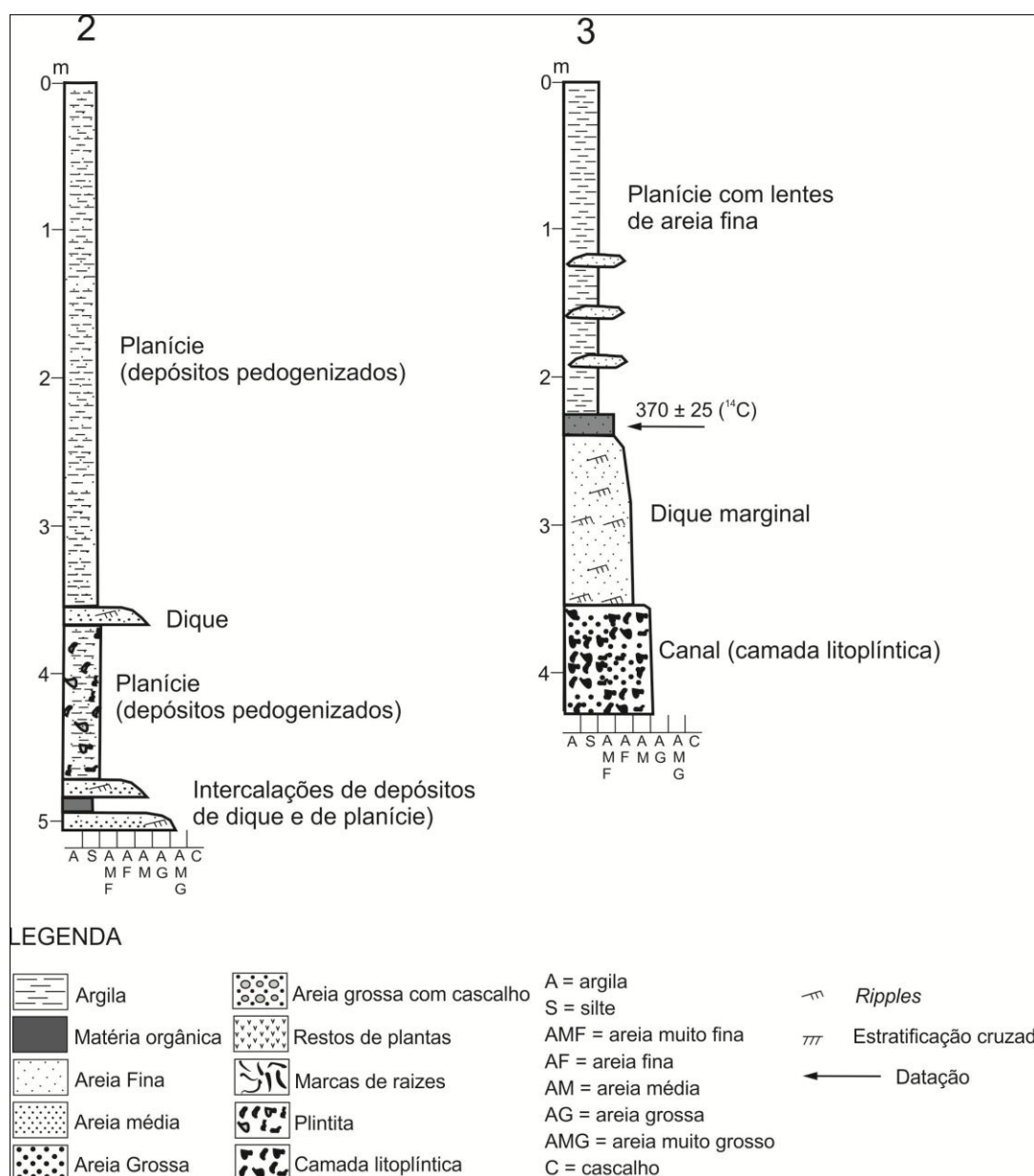


Figura 28: Perfis sedimentares: Planície Indiferenciada - (2) Interações de depósitos de diques com ripples e argilas com nódulos de Fe, na base e depósitos de planície pedogenizados para o topo. (3) Depósito de canal na base do perfil, cimentado por Fe constituindo camada maciça. Depósito de dique com ripples na profundidade de 3 metros sobrepostos por depósito orgânico com restos de plantas e raízes, para cima depósito de planície.

4.2.2. Cinturão de Meandros Cuiabá Antigo

O cinturão de Meandros Cuiabá Antigo (Figura 27) situa-se na borda do compartimento denominado por Pupim et al. (2014) como paleoleque, em dois trechos desconectados. Um no início da planície fluvial confinada e outro a jusante, onde flui atualmente um canal secundário denominado rio Piraim (Figura 27).

Sua posição é mais elevada do que o atual curso do rio Cuiabá, com perfil longitudinal variando de 155 a 140 metros de altitude no trecho à montante numa distância longitudinal de 20 km e gradiente topográfico de 0,83 m/km, logo que o rio Cuiabá adentra pela planície pantaneira, e, entre 138 a 128 metros de altitude no trecho a jusante quando tem início o rio Piraim (Figura 29) que percorre um paleocanal do rio Cuiabá, a partir de uma bifurcação, onde tem início o segmento anabranching da planície, totalizando um trecho de 88 km, com gradiente topográfico de 0,11m/km. Estes paleocanais, tanto o inativo à montante, quanto o ocupado pelo canal secundário do rio Cuiabá, o rio Piraim, apresentam sinuosidade alta ($S = 3$).

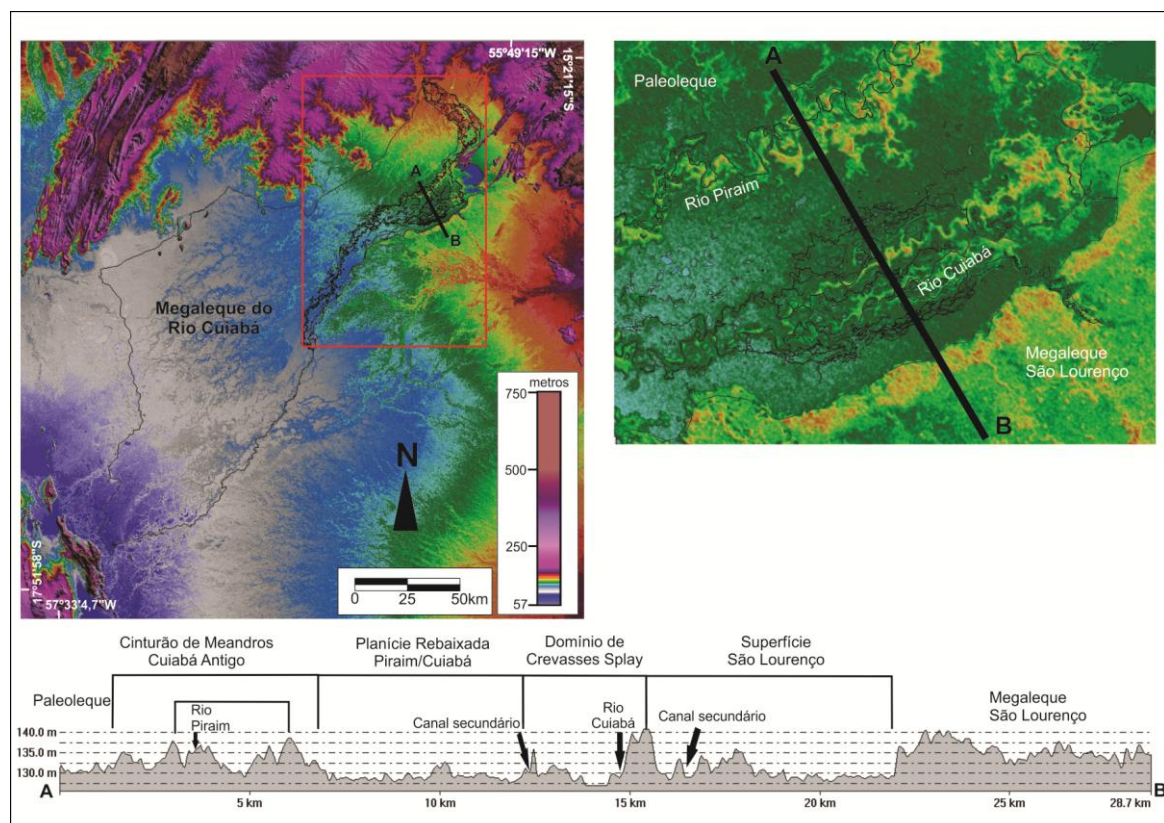


Figura 29: Seção topográfica transversal do trecho anabranching da planície do rio Cuiabá. Modelo extraído de dados SRTM.

Os perfis sedimentares 1, 10, 11 e 12 (Figura 30) são representativos desse compartimento. No perfil 1 ocorrem intercalações entre depósitos de dique marginal e planície. Na profundidade de 1,8 m (camada areno-argilosa) foi registrada idade de ^{14}C 4.690 ± 30 anos cal. AP (Tabela 4).

Já os perfis 10, 11 e 12 apresentam faciologia que remetem a *point bars* de estratificações cruzadas planares de médio porte, com sequência típica em

granodecrescência ascendente atingindo a finos (lama) de planície de inundação no topo. O elemento arquitetônico mais marcante é o de acréscimo lateral (*lateral accretion*) que pode ser acompanhado por dezenas de metros ao longo do barranco (Figura 31). Os depósitos de canal apresentam idade aproximada de 8.400 ± 1.350 anos (LOE). Os depósitos dos perfis 10, 11 e 12 (Figura 30) apresentam mosqueados de coloração ferruginosa (laranja) e plintitas intercalados com sedimentos argilosos cinza, indicando oscilação no nível do lençol freático, porém sem presença de petroplintitas.

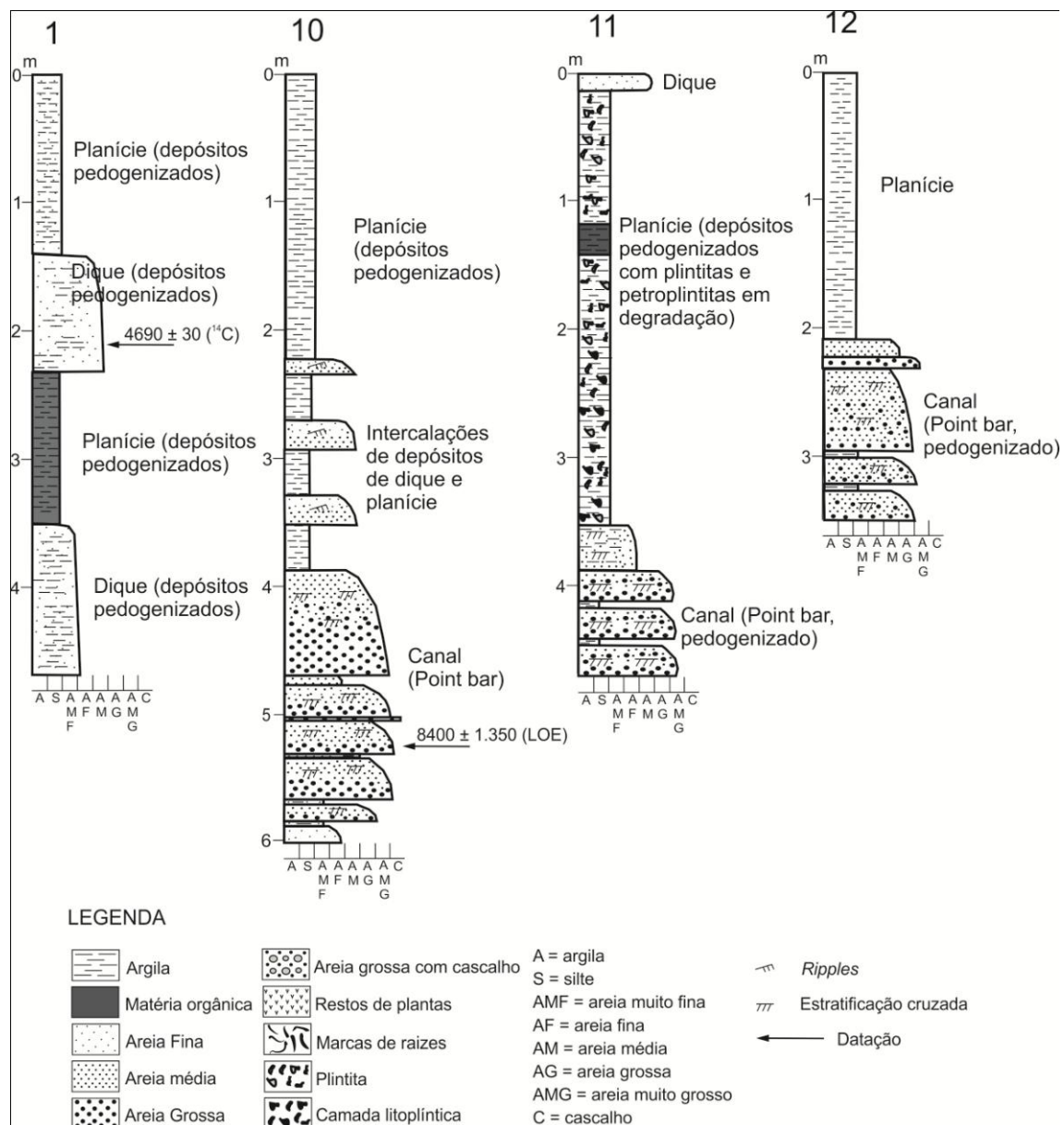


Figura 30: Perfis sedimentares: Cinturão de Meandros Antigo - (1) Intercalações de depósitos de diques marginais e planície, pedogenizados; (10, 11 e 12) Depósito de canal, com estratificação cruzada planar, composto por areia média a muito grossa, com depósito de planície pedogenizado no topo.

Imagens de sensoriamento remoto demonstram feições presentes na planície como *scroll bars* e *oxbow lakes* com largura média de 110 m (Figura 31), muito superiores às dimensões do rio Piraim atual, com largura média de 40 metros (Figura 32). As diferenças são também de ordem sedimentológica, pois em contraste com as areias grossas a médias dos canais antigos, os depósitos atuais são formados por areia fina a muito fina sugerindo fluxos de menor energia. O estreitamento do canal do Piraim parece ter sido progressivo com o crescimento e anexação de barras laterais à margem do canal, num processo muito parecido com o observado por Ramonell et. Al. (2007) em alguns trechos do rio Paraná médio, Argentina. Datação por luminescência realizada em um depósito junto de barra lateral anexada (não ilustrado) apontaram idade de 260 ± 30 anos para a profundidade de 0,50 m. Sedimentos coletados no fundo do canal constituem-se basicamente de areia fina a muito fina.

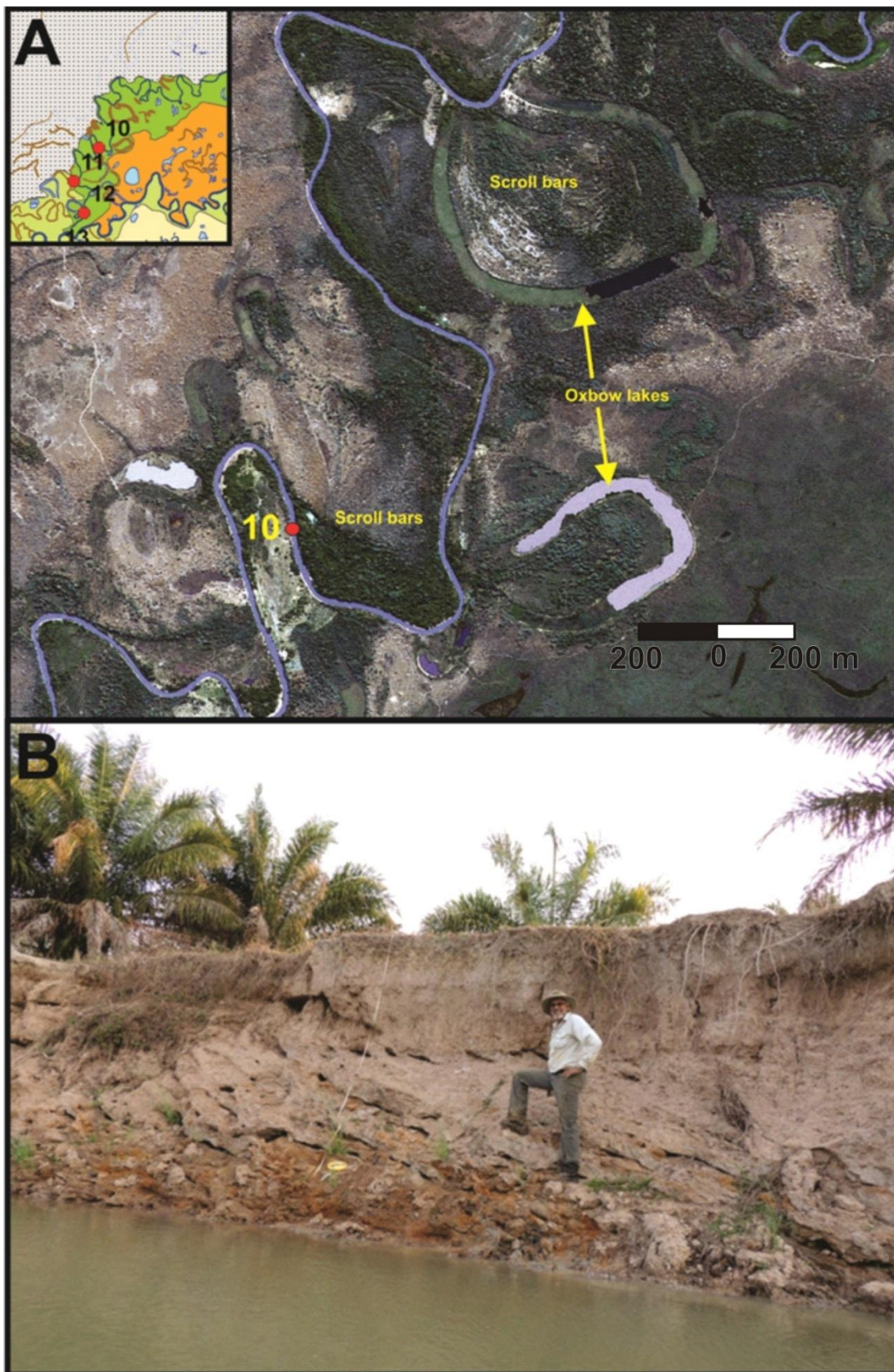


Figura 31: Depósito de *point bar* - (A) Imagem Spot (2006) demonstrando a discrepância entre o canal atual do rio Piraim com as feições impressas na planície, como *oxbow lakes* e *scroll bars*. (B) Depósito de *Point bar* nas margens do rio Piraim que ocupa um paleocanal do rio Cuiabá.



Figura 32: Formação de barra lateral composta por areia fina a muito fina no canal do rio Piraim (à esquerda da imagem), canal secundário do rio Cuiabá; *oxbow lake* com largura similar aos que ocorrem no canal principal do rio Cuiabá (150 metros), no segmento inferior (à direita).

4.2.3. Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno

O compartimento da planície definido como Cinturão de Meandros Moderno ocorre em dois setores da planície fluvial confinada, um no terço superior e outro no terço inferior (Figura 27). Apesar de serem dois segmentos com padrão meandrante, estes são distintos entre si. O superior não apresenta um cinturão de meandros abandonados, e sim, trechos do canal que tendem a retilíneos condicionados pela estrutura geológica NE, dos metassedimentos resistentes do Grupo Cuiabá. Verifica-se que o rio está mais encaixado à montante, e embora formando planície, não demonstra características de migração livre do canal conforme descrito na bibliografia (HOOKE, 1984; GÜNERALP e MARSTON, 2012).

No segmento superior, ocorrem dois trechos meandrantes. O primeiro (à montante) com 40 km de extensão longitudinal, com altitudes entre 149 e 141 m e gradiente topográfico de 0,22 m/km e o segundo trecho com 19 km de extensão, altitudes entre 139 e 136 m e gradiente de 0,15 m/km. Ambos os

trechos apresentam sinuosidade ($S = 2,2$) e largura do canal entre 110 e 140 m.

À jusante, no segmento inferior, o compartimento apresenta 77 km de extensão, com altitudes que decrescem de 128 para 114 m e gradiente de 0,15 m/km. O rio apresenta alta sinuosidade ($S \sim 3$), com alta densidade de *oxbow lakes* impressos na planície (Figura 33).

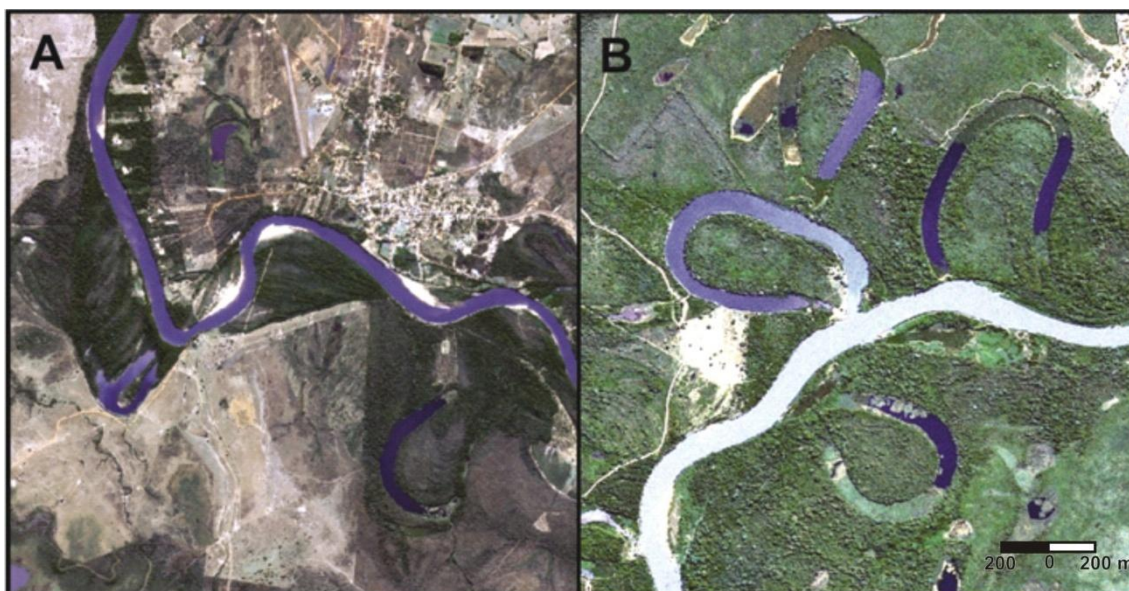


Figura 33: Características do compartimento geomorfológico - (A) Trecho meandrante do rio Cuiabá no segmento superior da planície fluvial confinada, com baixa densidade de *oxbow lakes*; (B) Trecho meandrante do rio Cuiabá no segmento inferior, com alta densidade de *oxbow lakes* em diferentes estágios de abandono.

Datações e descrições dos perfis sedimentares foram realizadas apenas no segmento inferior. Quatro perfis sedimentares (13, 15, 16 e 17) desse compartimento estão representados na figura 35.

No perfil 13 (Figura 34) é possível interpretar depósito de lagoa de abandono (*oxbow lake*) constituídos por argila e silte, ricos em matéria orgânica, com maior intensidade de bioturbação na base. Essa camada passa abruptamente para depósito típico de planície, com argila muito oxidada (a 2,5 m de profundidade), com mosqueados e plintitas com presença de ferro e manganês. No ponto de transição foi obtida a idade de ^{14}C 2.250 ± 20 anos AP.

No perfil 15 (Figura 34), situado nos limites do hotel Porto Cercado Sesc/Pantanal as características sedimentológicas indicam o depósitos de *point bar*, que atualmente vem sofrendo forte erosão fluvial. Na parte inferior do perfil ocorrem *sets* decimétricos granodecrescentes de areia muito grossa a

grossa com grânulos e seixos na base, passando a areia grossa a média para o topo, com estratificação cruzada. O intervalo superior é essencialmente lamoso, intercalado com depósitos delgados de dique, são mosqueado de coloração laranja devido à oxidação de ferro após as cheias.

À jusante (perfil 16, figura 34) ocorre um depósito de planície de inundação com diques marginais, datados de LOE 6.300 ± 860 anos (Tabela 4) para a profundidade de 1,6 metros. Na base do perfil, na profundidade de 3 m, que coincide com o nível do rio durante o período seco, ocorre uma camada litoplíntica em processo de degradação devido ao clima úmido atual (BEIRIGO, 2014). A idade registrada para esse perfil é particularmente antiga se comparada com os outros perfis do mesmo compartimento. O perfil descrito está próximo a um paleocanal do compartimento “Planície II”. Portanto, os depósitos desse perfil, são aqui interpretados como pertencentes a feições originadas anteriormente, quando o rio possuía sua posição mais ao Sul, e ocupava um paleocanal denominado atualmente como Riozinho (Figura 27).

Seguindo à jusante, o perfil 17 (Figura 34) apresenta depósitos com características de planície de inundação proximal (MIAL, 2006) intercalado com depósitos de dique com areia fina a muito fina, lamosa com *ripples* visíveis até a profundidade de 3 metros. Abaixo ocorrem depósitos de *point bar* com granodecrescência ascendente, composto por areia grossa a média e grânulos. O perfil apresenta intensa bioturbação resultante do crescimento de raízes. As datações indicam idade de 750 ± 120 anos a 2,2 m e 1.650 ± 250 anos a 3,5 m de profundidade.

Pode-se, dessa forma, identificar duas planícies distintas. A de montante, num rio bastante confinado, com gradiente maior em relação ao cinturão de meandros desenvolvidos à jusante. No trecho jusante, ocorrem feições clássicas de planície de rio meandrante (HOOKE, 1984; HOOKE, 2004; ; MIAL, 2006; GÜNERALP e MARSTON, 2012).

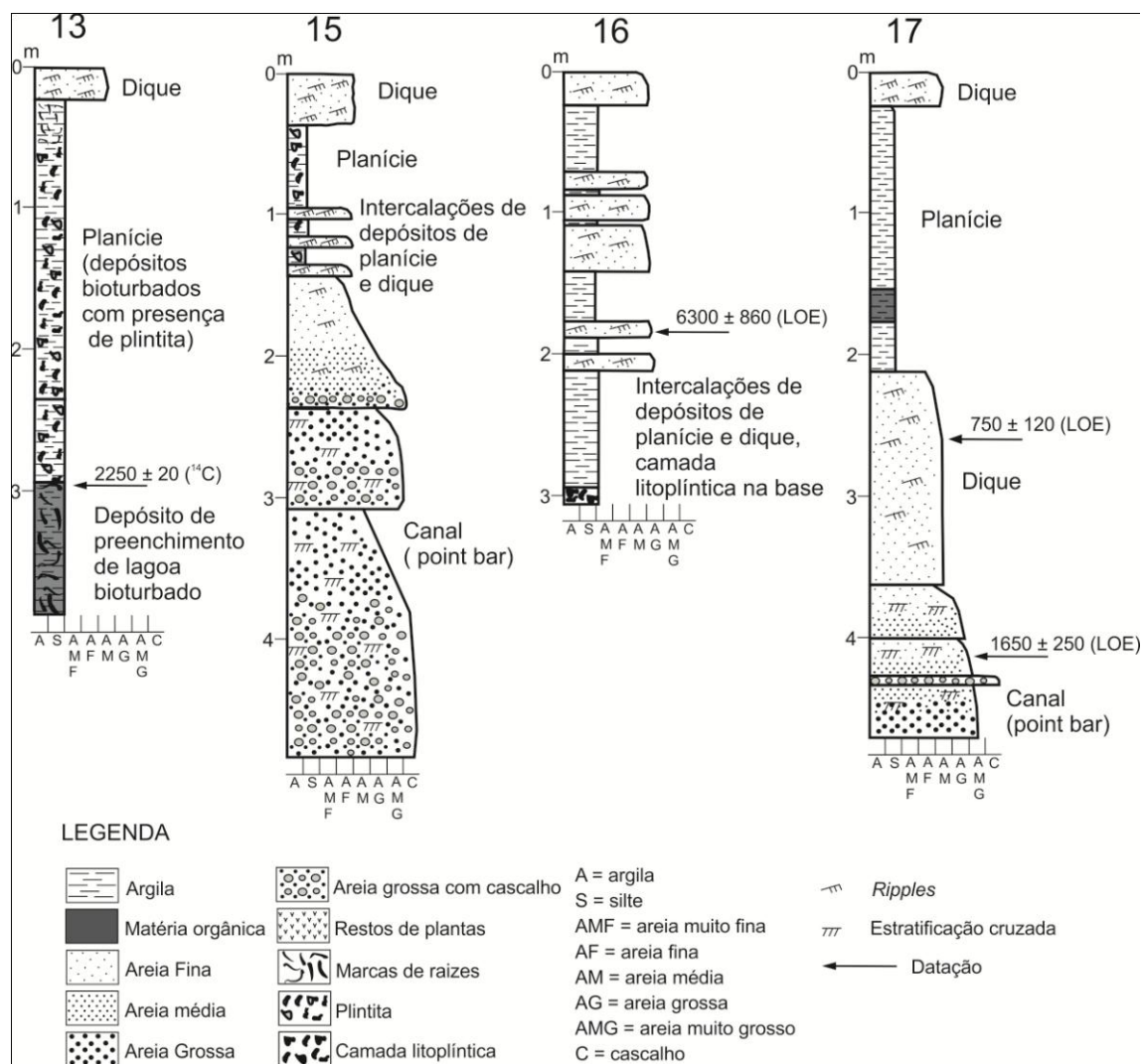


Figura 34: Perfis sedimentares: Cinturão de Meandros Cuiabá Moderno - (13) Depósito de preenchimento de lagoa na base e planície de inundação para o topo; (15) Depósito de *point bar* na base e planície proximal para o topo; (16) Depósitos de planície intercalados com diques; (17) Depósitos de *point bar* na base e planície para o topo.

4.2.4. Planície I

Esse compartimento situa-se no setor *anabranching* do rio Cuiabá, entre o canal secundário do rio Cuiabá denominado rio Piraim e as anastomoses que derivam do canal principal atual (Figura 27 e 35). Apresenta alta densidade de paleocanais sinuosos que cruzam obliquamente o compartimento, estes margeados por lagoas circulares, *oxbow lakes* e lagoas colmatadas. Os paleocanais apresentam orientação preferencial, de N/NE para SW. O compartimento encontra-se topograficamente mais baixo do que o compartimento “Cinturão de Meandros Antigo” (rio Piraim), possuindo altitudes

que variam entre 126 e 130 metros, podendo chegar a 132 metros nos paleodiques. Os paleocanais desse compartimento possuem a mesma orientação dos paleocanais distribuídos na Planície II (Figura 33) levantando à hipótese de que um dia já foram conectados. Entretanto, atualmente, o compartimento “Planície I”, não inunda por extravazamento do rio durante as cheias como o compartimento “Planície II” que é totalmente tomado por água de inundação.

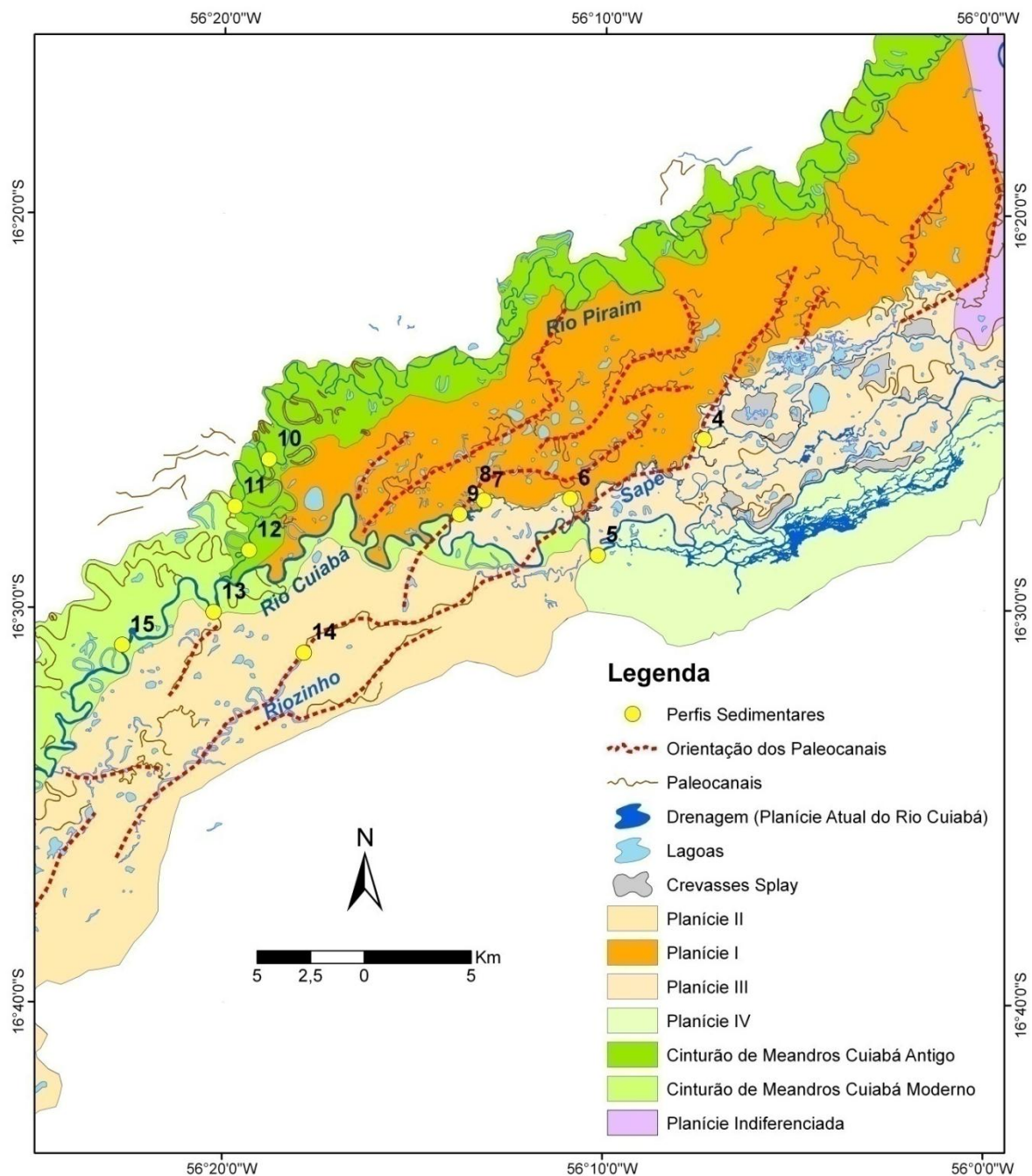


Figura 35: Tracejado vermelho indica o padrão de orientação N/NE-SW dos paleocanais e lagoas dos compartimentos “Planície I” e “Planície II”.

Testemunho coletado de lagoa colmatada nesse compartimento por meio de vibro-testemunhador até a profundidade de 1,60 m (perfil 8 das figuras 27, 35 e 36) apresentou areia grossa maciça na base encimados por uma camada de 10 cm de areia fina a muito fina lamosa com presença de raízes, com ondulações (*ripples*). Estes sedimentos foram datados em ^{14}C 8.710 ± 30 anos cal. AP, a partir daí em direção ao topo, os sedimentos são organo-argilosos, com lâminas delgadas de areia fina a muito fina à 1 metro de profundidade, a datação por LOE desses sedimentos consta de aproximadamente 3.700 ± 570 anos AP (profundidade de 0,9 m).

Sugere-se que até 8.710 anos AP funcionava um canal fluvial com capacidade de transporte de areia grossa a média nesse ponto, que foi posteriormente abandonado. Por volta de 3.700 ± 570 anos AP, ocorrem sucessivas intercalações de areia fina a média e argila sugerindo uma atividade maior nos pulsos de inundação e atualmente um rompimento de dique retornou a depositar sedimentos arenosos finos em forma de *crevasse splay* (topo). Esse ponto localiza-se muito próximo ao compartimento “Planície III” que possui alta densidade de *crevasse splay*s.

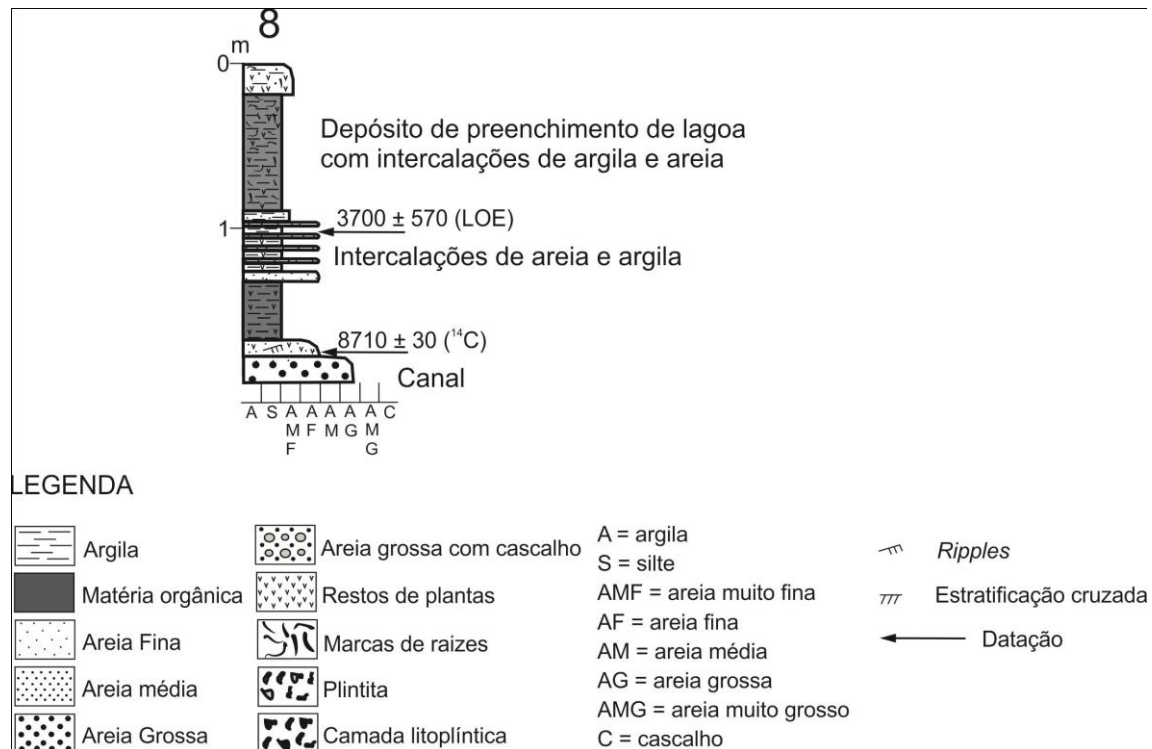


Figura 36: Perfil sedimentar: Planície I - com depósitos de canal na base e planície para o topo.

4.2.5. Planície III

Neste compartimento geomorfológico, o rio Cuiabá se subdivide em múltiplos canais, cujos diques marginais são pouco desenvolvidos e a planície de inundação está repleta de rompimentos de dique e depósitos de crevasses (*crevasse splays*), (Figuras 27 e 37).

Esses canais secundários fluem sobre um leito litoplíntico, sendo que em algumas regiões ocorrem solos com acumulação de sódio. Condições típicas de ambientes com intensa evaporação. Este acúmulo de sódio pode estar relacionado com avulsão e abandono de canais ou com longos períodos secos provocados por mudança climática. Notou-se que nos limites ao norte o compartimento apresenta barrancos com expostos, entre 2 e 3 m acima do nível do rio (Figura 37 A), enquanto nos limites ao sul, os diques marginais são muito pouco desenvolvidos, não ultrapassando a média de 0,5 m (Figura 37 B).

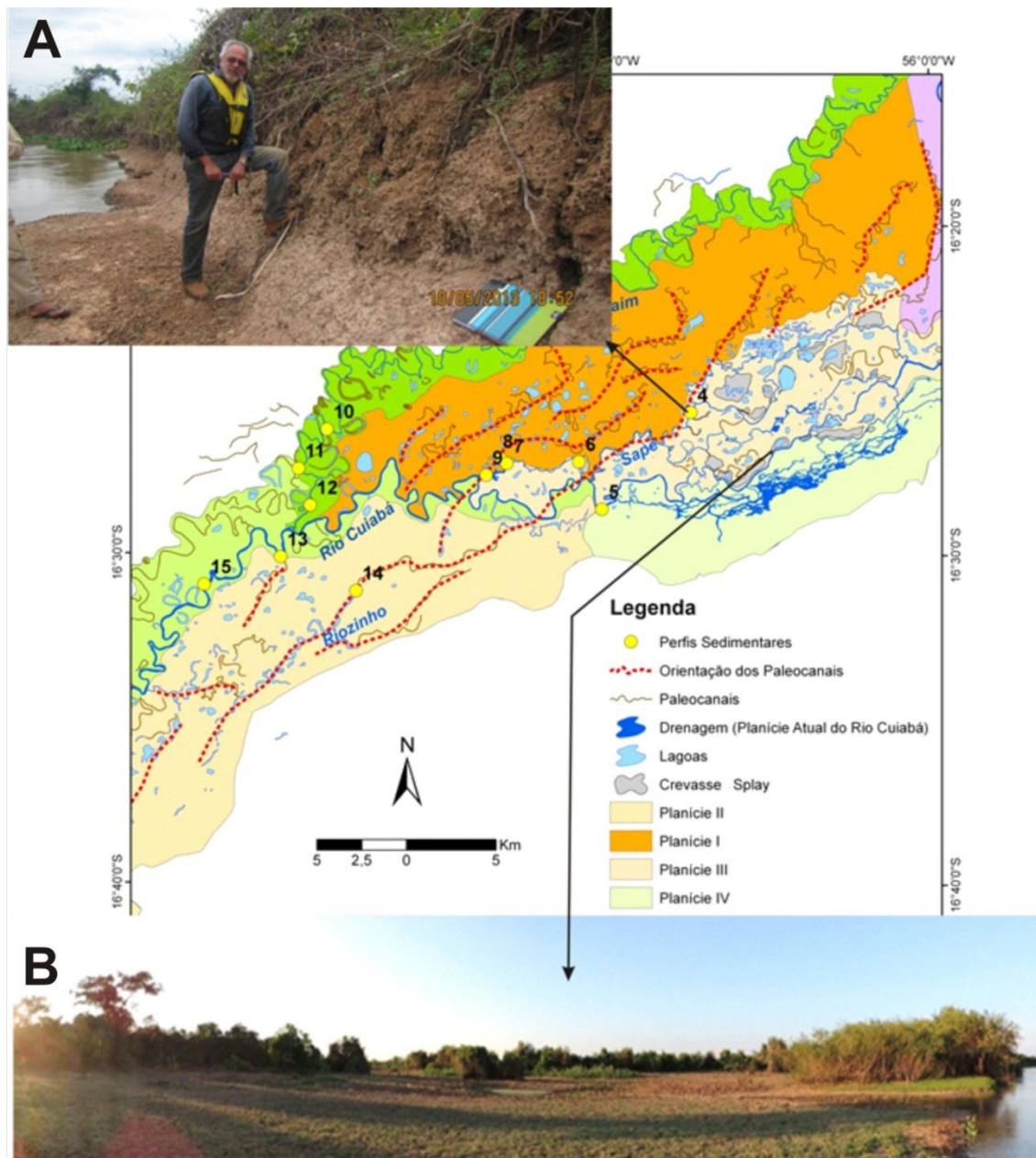


Figura 37: Feições do compartimento “Planície III - (A) barranco descrito no canal secundário “Sapé”, na base ocorrem depósitos ricos em sódio e cimentados por óxidos de Fe; (B) Crevasse splay desenvolvida nas margens do canal principal (rio Cuiabá).

Os perfis 4, 6, 7 e 9 (Figuras 27 e 39) representam esse compartimento. No ponto 4, até a profundidade de 0,3 m ocorrem depósitos recentes representativos dos diques atuais, abaixo ocorre um depósito bastante pedogenizado, configurando um paleossolo, com alto teor de sódio e presença de camada litoplíntica com halos de coloração mais clara, indicando degradação (BEIRIGO, 2014). A partir de 1,6 m, o solo se torna muito duro, resistente à erosão fluvial e responsável pela diminuição da profundidade dos

canais secundários em alguns pontos. Nesse depósito foi encontrado pedaços de carvão e cascalho que podem ter origem antrópica. Um testemunho coletado até 1 m de profundidade apresentou idade de ^{14}C 5.040 ± 25 anos cal. AP (Figura 39).

Outro ponto descrito neste compartimento (perfil 6, figura 39), consiste em um rompimento de dique que se conecta para o interior com um canal paleocanal. Aí foi coletado um testemunho até a profundidade de 3,80 m. Na base desse perfil ocorrem sedimentos arenosos de fração arenosa grossa, quartzosa, maciça e cimentada por óxidos de ferro. Logo acima a areia grossa está misturada com argila e ocorrem algumas petroplintitas e muitas plintitas, a matriz é mosqueada e gleizada, predominando manchas de coloração vermelha que indicam oxidação. As petroplintitas apresentam halos externos amarelados, indicando degradação (BEIRIGO, 2014). Na profundidade de 2,50 m o depósito apresenta intensa porosidade, o material é muito argiloso e com tonalidade mais escura indicando a presença de matéria orgânica. A datação por ^{14}C , nesse depósito, indicou idade de 3.220 ± 25 anos cal. AP. A partir dos 2 m de profundidade até a superfície ocorrem depósitos representativos de dique marginal, com areia fina e *ripples*.

O perfil 7 (Figuras 27 e 39) apresenta um testemunho retirado das margens de um canal secundário (Figura 38). Os canais atuais estão se desenvolvendo sobre paleocanais do compartimento “Planície I”. O testemunho foi coletado até 1,40 m de profundidade. O perfil apresenta na base um *set* com 20 cm contendo areia grossa a média com granodecrescência ascendente e *ripples*, acima ocorre areia grossa a fina com granodecrescência ascendente e *ripples*. Seguem-se outras camadas de areia média a fina, com *ripples* e granodecrescência ascendente. O intervalo superior é formado por uma camada argilo-arenosa, porosa e com raízes, com espessura de 0,2 m, configurando um horizonte A de solo. A datação por LOE apresentou idade aproximada de 5.340 ± 730 anos, para a profundidade de 0.6 m do ponto 7.

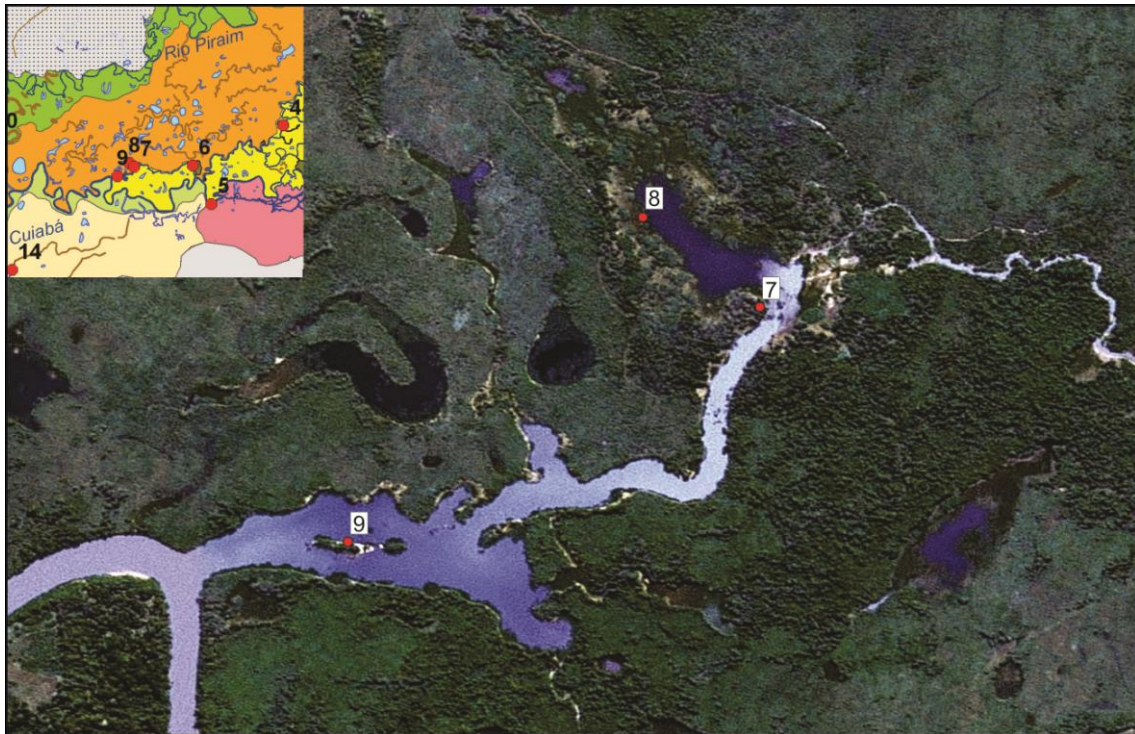


Figura 38: Pontos 7, 8 e 9, distribuídos num canal formado por rompimento de dique marginal. Imagem de satélite (Spot, 2006).

O perfil 9 (Figuras 27, 38 e 39) foi perfurado em uma ilha de um canal secundário, seus depósitos consistem em areia fina a muito fina, com granodecrescência ascendente e *ripples*, intercalados com depósitos delgados de lama provavelmente desenvolvido sobre relíquitos de um paleodique (Figura 38).

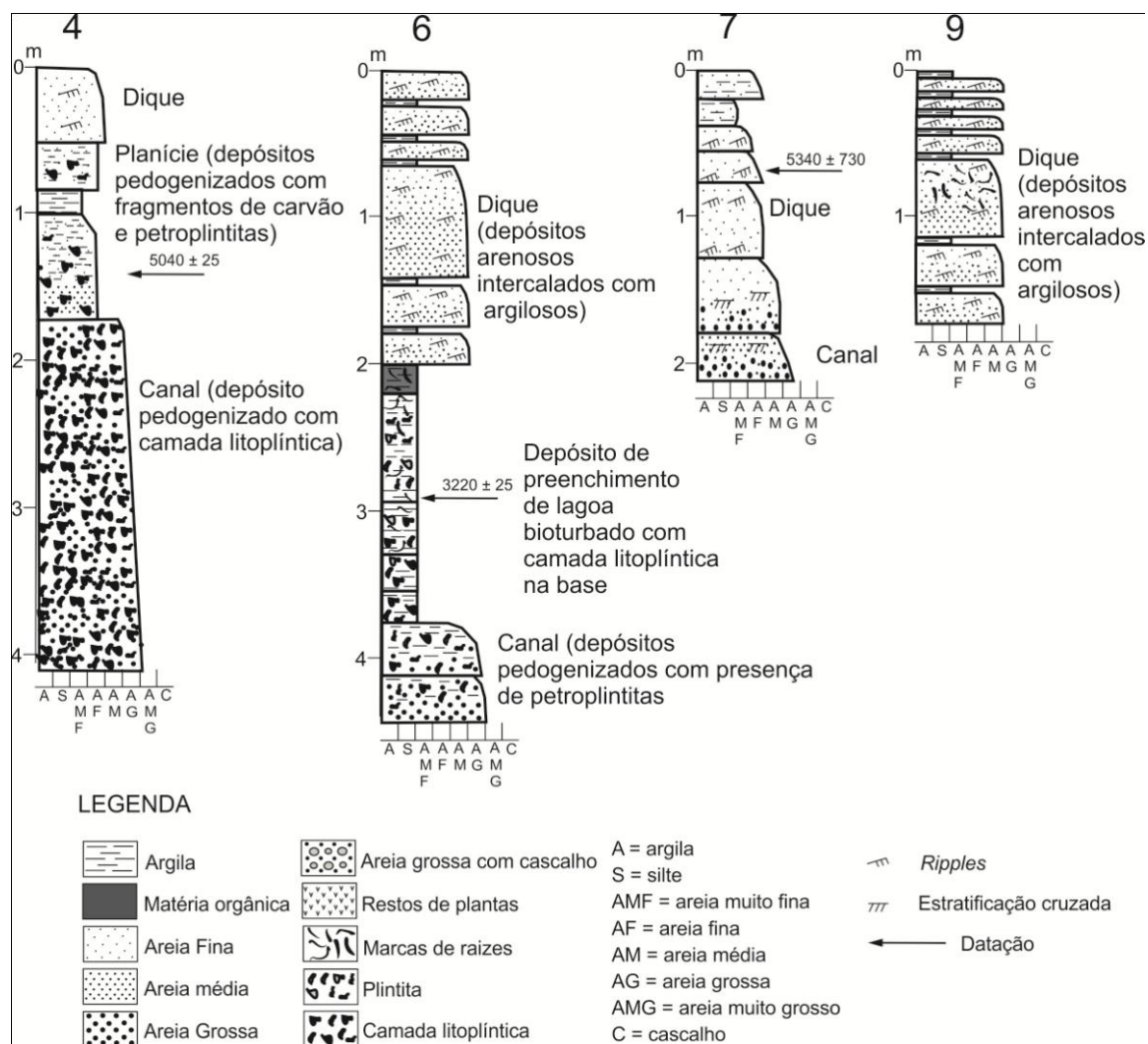


Figura 39: Perfis sedimentares descritos no compartimento “Planície III”.

4.2.6. Planície IV

Este compartimento apresenta as mesmas altitudes dos compartimentos “Planície I” e “Planície III” (entre 128 e 130 m), porém, a presença de paleocanais e crevasse splays é incipiente. Esse compartimento tem seus limites com o rio Cuiabá ao norte e o megaleque do rio São Lourenço ao Sul (Figura 27), cuja altitude é quase 3 m mais elevada do que o compartimento em questão.

Ocorre uma camada litoplíntica em subsuperfície por toda a extensão desse compartimento. Essa camada aparece no leito dos canais secundários do rio Cuiabá desse compartimento, formando até corredeiras em alguns pontos (Figura 41-D). Nesse compartimento a drenagem apresenta muitas

mudanças na direção dos canais, formando ângulos retos tanto nos canais secundários, quanto no principal (Figura 41-C).

No perfil 5 (Figura 40 e 41-A), situado às margens do rio Cuiabá, ocorre depósito argilo-arenoso, bastante bioturbado, com petroplintitas dispersas ocorrendo a partir de 3 m da superfície. Na profundidade de 4 m ocorre uma camada litoplíntica rígida e impermeável. Foi realizada uma datação por ^{14}C na profundidade de 3,5 metros, a qual apresentou idade de ^{14}C 4.520 ± 30 anos cal. AP. Mais para o interior do compartimento, em setores mais rebaixados, essa camada endurecida (litoplíntita) está muito mais próxima da superfície (menos de 1 m). Em um testemunho (camada de litoplíntita) coletado no leito de um canal secundário (Figura 41-B e 41-D) o material apresentou idade de ^{14}C 5.530 ± 30 anos cal. AP, sugerindo um rebaixamento do lençol freático responsável pelo endurecimento de nódulos de Fe e formação dessa camada.

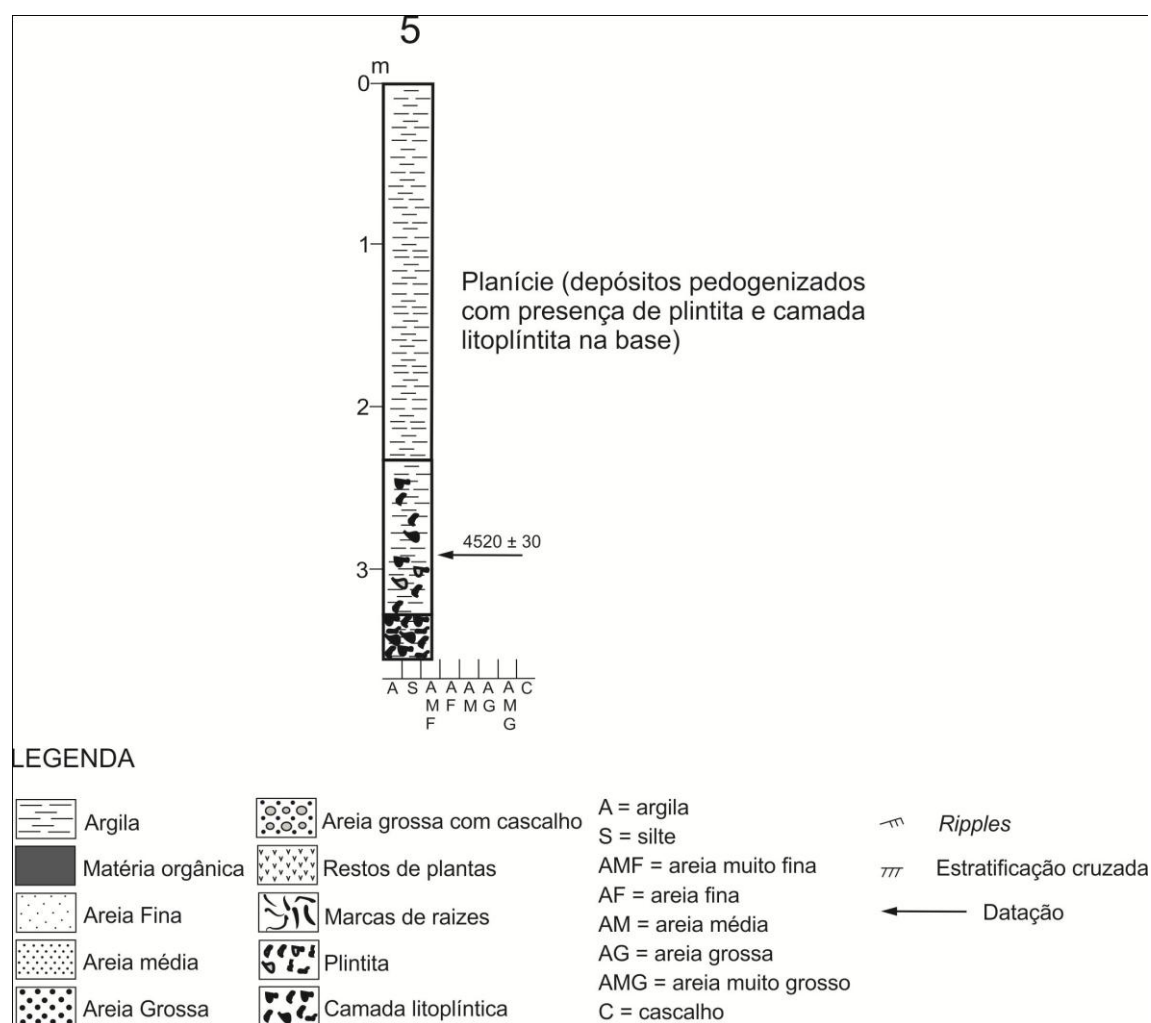


Figura 40: Perfil sedimentar do compartimento "Planície IV" - descrito no ponto 5.

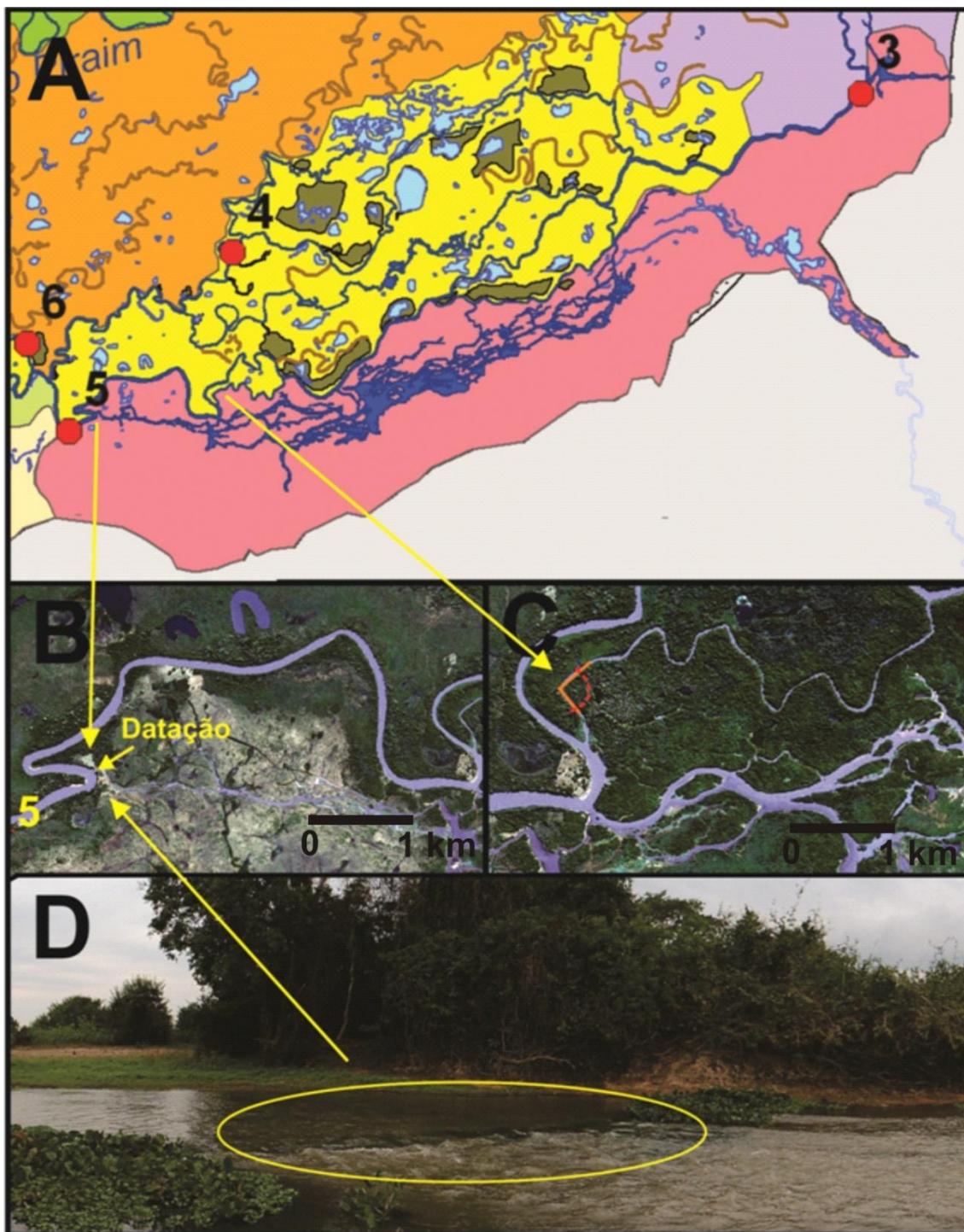


Figura 41: Feições do compartimento “Planície IV” - (A) Compartimento “Planície IV”; (B e D) Ponto onde foi coletado material para datação; (C) Exemplo de canais com ângulo reto; (D) Leito litoplíntico condicionando a formação de pequena corredeira.

4.2.7. Planície II

Trata-se da planície aluvial atual do rio Cuiabá, faz limite com o megaleque do rio São Lourenço, no segmento inferior da planície. Este

compartimento geomorfológico apresenta uma grande densidade de paleocanais e lagoas de diversas formas. Predominantemente há paleocanais sinuosos, bem longos com direção NE–SW, basicamente a mesma direção do rio atual. Em torno de alguns paleocanais ocorrem lagoas circulares e muitas delas já totalmente colmatadas. Foi reconhecido, no perfil 14 (Figuras 27 e 42) um paleossolo a 1 m de profundidade datado em ^{14}C e 4.300 anos cal. AP. Esse paleossolo apresenta sedimentos semelhantes ao depósito atual, contendo apenas uma porcentagem maior de silte e areia muito fina. Abaixo desse paleossolo ocorrem sedimentos arenosos (perfil 14, figuras 27 e 42) de granulometria grossa a média na base e fina para o topo do set (granodecrescência ascendente) com estratificação cruzada, típico depósito de canal, cimentado por óxido de ferro com idade de ^{14}C 8.540 $\pm$ 50 anos cal. AP .

A idade e granulometria dos sedimentos arenosos (de canal fluvial) coincidem com a apresentada no perfil 8 (Figuras 27 e 35), paleocanal sedimentado, do compartimento “Planície I” (^{14}C 8.710 $\pm$ 30 anos cal. AP) levando à hipótese de que, por volta de 8.710 anos AP, os compartimentos “Planície I” e “Planíciell” faziam parte do mesmo sistema, por onde fluía o rio Cuiabá.

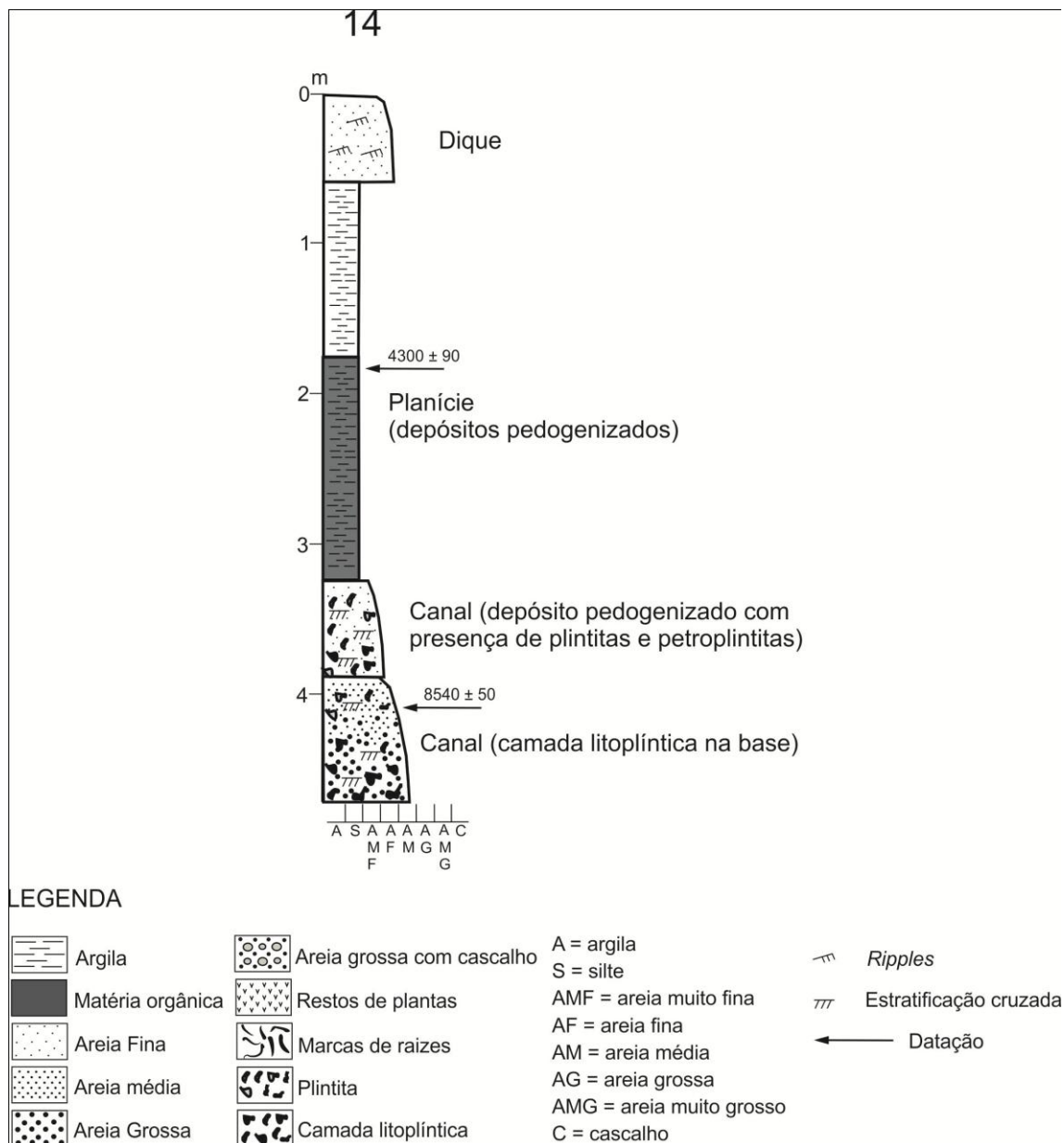


Figura 42: Perfil sedimentar do compartimento “Planície II” - perfil 14

4.3. EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA: Ponderações sobre Mudanças Climáticas e Evidências Neotectônicas

De acordo com as datações realizadas na planície do rio Cuiabá, verifica-se que o rio iniciou o processo de abandono do antigo canal, que hoje é o rio Piraim, por volta de 8.540 anos AP. A densidade de paleocanais e lagoas associadas verificada nos compartimentos geomorfológicos “Planície I” e “Planície II”, sugerem que um padrão de canal *anabranching* funcionou nesse período.

As datações combinadas com a análise de paleossolos, isótopos de carbono (ver capítulo referente aos paleossolos e tabela 4) e sedimentos, sugerem uma fase com desenvolvimento de solos e vegetação arbórea de 8.710 AP até 5.500 anos AP. A partir de então, desenvolveu-se uma camada litoplíntica indicando rebaixamento do lençol freático e possível início de uma fase seca, voltando às condições semelhantes às atuais por volta de 2.250 AP, condições paleoclimáticas semelhantes foram identificadas em outras regiões do Pantanal (SOARES, 2003; ASSINE E SOARES, 2004; McGLUE et al., 2012; BEIRIGO, 2013). Além disso, a planície está confinada entre o paleoleque (PUPIM, 2014) e o megaleque do rio São Lourenço, sendo que o limite entre o último possui uma diferença altimétrica de quase aproximadamente 3 m. Valor este significativo para um sistema deposicional com gradiente topográfico médio de 0,16m/km. Por sua vez, o segmento *anabanching*, compartimento com maior diferença altimétrica entre o paleoleque e megaleque do rio São Lourenço, possui gradiente topográfico menor que os segmentos meandantes da planície situados tanto a montante quanto à jusante. Sendo assim, observa-se a condição *anabanching* num setor da planície no qual ocorre uma camada litoplíntica bem desenvolvida. Por sua vez, de acordo com o mapeamento dos lineamentos (Figura 43) e verificações de campo, a camada litoplíntica apresenta fraturas.

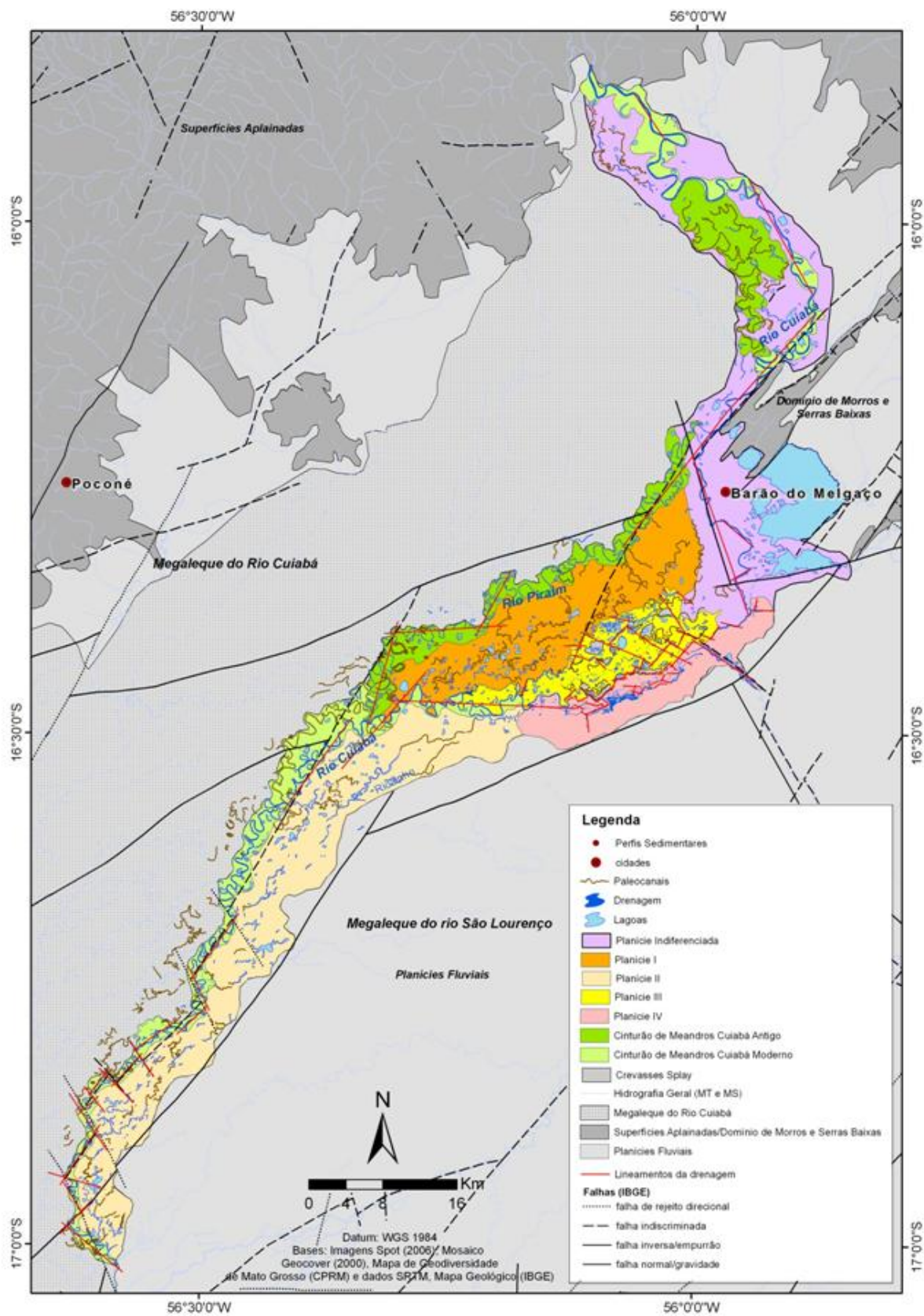


Figura 43: Lineamentos da drenagem - Traçado em vermelho

Dessa forma, a hipótese de controle tectônico na geração do padrão *anabranching* passa a ser bastante interessante. O trecho da planície do rio Cuiabá apresentada nesse estudo está situada numa região de maiores valores de anomalia Bouguer (Figura 44), conforme os trabalhos de Fisseha (2003). Esse alto gravimétrico pode provocar uma flexura da camada superior (crosta) que é menos densa em direção para a mais densa, reativando falhas existentes na área. Esse movimento isostático ocorre no Brasil entre os limites cratônicos, que é o caso do Pantanal (ALMEIDA, 1964; ALVARENGA et al., 2000; FISSEHA, 2003; SHIRAIWA, 1994; USSAMI et al., 1999; CARVALHO, 2000; SHIRAIWA e USSAMI, 2001; SHIRAIWA e USSAMI, 2001; FISSEHA, 2003; ASSUMPÇÃO e SACEK, 2013). Cabe ressaltar que existem outras explicações para o movimento tectônico nessa área, como por exemplo, movimentos compressionais (SOUZA et al., 2004). Em todo caso o movimento tectônico provocaria a reativação de blocos estruturais pré-existentes, condicionando a mudanças no gradiente topográfico do rio que poderia influenciar na formação do padrão *anabranching*.

Em complemento aos dados de anomalia Bouguer, verificou-se a presença de sismos recentes e falhas mapeadas nessa região (Figuras 19, 21, 23, 43 e 44) o que reforça a hipótese de um movimento nesse local (USSAMI et al., 1999; SHIRAIWA e USSAMI, 2001; FISSEHA, 2003; ASSUMPÇÃO e SACEK, 2013).

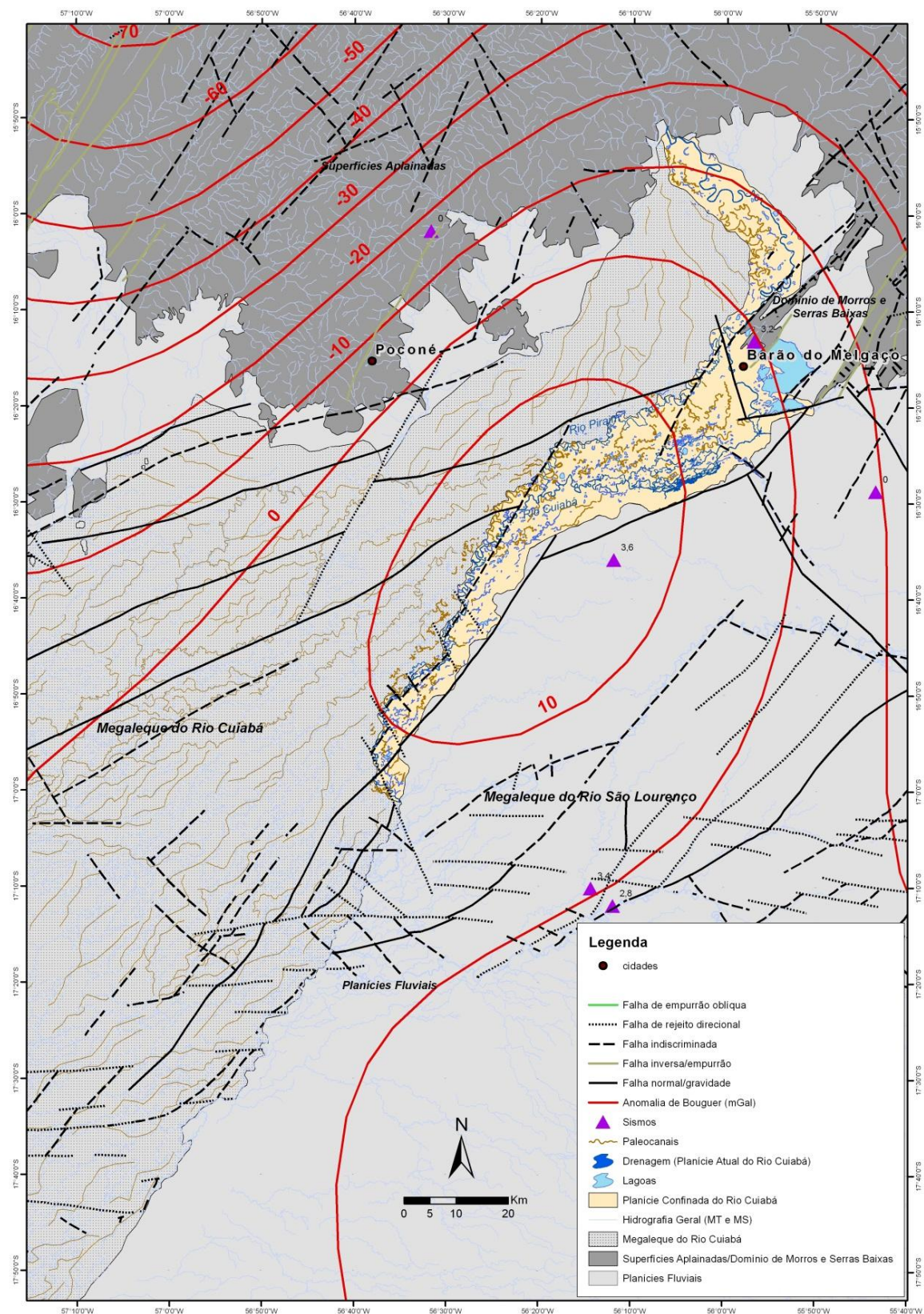


Figura 44: Isolinhas de anomalia Bouguer em mGal (fonte: Bancos de dados IAG-USP) indicando um alto gravimétrico no setor anabranching do rio Cuiabá. Em complemento estão os sismos registrados na última década e falhas retiradas do mapa geológico da Amazônia Legal – IBGE, 2010).

Cabe ressaltar que a camada litoplúntica se originou a partir do rebaixamento do lençol freático do último evento seco no Pantanal, conforme registrado na bibliografia (SOARES, 2003; ASSINE E SOARES, 2004; BEIRIGO, 2013; McGLUE et al., 2012) em torno de 5.530 anos AP.

Os lineamentos formando ângulos retos em canais, como ocorre no trecho *anabanching* do rio Cuiabá, são considerados indicativo de controle estrutural e/ou movimentos tectônicos recentes por diversos autores (HOWARD, 1967; SCHUMM et al., 2002; SOARES e FIORI, 1976). Adicionalmente, com base na distribuição das falhas, nas diferenças altimétricas da superfície da planície, na presença de sismos que mostram que a área possui movimentação tectônica e na localização de maiores valores de anomalia *Bouguer* em relação ao entorno (10 mGal para a região onde a planície confinada do rio Cuiabá está localizada), foi elaborado um modelo esquemático para o setor *anabanching* da planície Cuiabá (Figura 45). Nesse modelo, sugere-se que movimentos tectônicos, que podem ser isostáticos ou compressionais (as causas cabem à geofísica investigar) reativaram falhas e fraturas movimentando sub-blocos em grabens e hemi-grabens que condicionaram o desenvolvimento do padrão de canal na planície Cuiabá. Tais movimentos teriam sido muito recentes, todos no Holoceno, evidenciados pelo condicionamento do padrão de canal do rio Cuiabá em seu trecho *anabanching* e pelos sismos registrados.

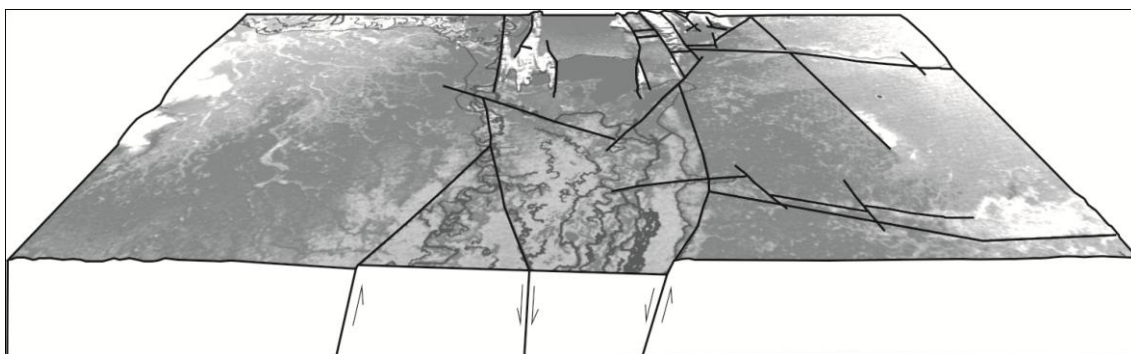


Figura 45: Blocodiagrama com a distribuição das falhas sobrepostas a imagem extraída de dados SRTM indicando possível movimento responsável pelo desenvolvimento do setor *anabanching* do rio Cuiabá.

Evidentemente que para confirmar essa hipótese seriam necessários estudos geofísicos e medições estruturais em campo. Mas os dados geofísicos gravimétricos mencionados acima, assim como as falhas e os sismos são um bom ponto de partida para essa interpretação. Além disso, a área de estudo está muito próxima à Faixa Paraguai, numa zona de limite entre crátons, com esforços compressionais e transição abrupta entre valores gravimétricos.

4.4. Conclusões

- A compartimentação geomorfológica está subordinada hierarquicamente ao padrão de canal, distribuição de paleocanais, lagoas, crevasse splay, datações, e à distribuição da camada litoplíntica.
- No início do Holoceno, o rio Cuiabá possuiria padrão de canal meandrante em toda a extensão da planície confinada, ocupado atualmente pelo rio Piraim, e seguindo pelo paleocanal denominado atualmente como “Riozinho” (no terço inferior). Entretanto avulsões e migrações para SE, iniciadas em torno de 8.700 anos AP, povoaram as planícies (Planície I e Planície II) de paleocanais (com depósitos de areia grossa a fina, com gradodecrescência ascendente), muitos deles interconectados, com muitas lagoas circulares ou alongadas circundando-os. Por volta de 5.500 anos AP, os dois compartimentos citados acima, não receberam sedimentação significativa, permitindo o desenvolvimento de solos e da camada litoplíntica. O posicionamento atual do canal do rio Cuiabá data de aproximadamente 2.250 anos AP.
- Apesar de terem sido confirmadas mudanças climáticas por volta de 5.000 anos AP, estas não explicam a mudança no estilo fluvial do segmento médio do rio, de meandrante para *anabranching*, no segmento médio, uma vez que os registros de avulsões e abandono do Piraim (paleocanal do Cuiabá) tiveram início por volta de 8.710 AP. Assim recorreu-se a evidências tectônicas na área, onde os registros de sismos apontam para instabilidade nessa região, e adicionalmente foi constatado que as falhas coincidem com a localização da planície confinada, além disso, o mapa com isolinhas de anomalia *Bouguer* apontam valores gravimétricos maiores exatamente na área da planície.

A camada litoplíntica (em sedimentos de no máximo 5.530 anos AP) localizada no trecho *anabbranching* apresenta inúmeras fraturas sugerindo que o endurecimento plintítico foi anterior à estruturação, que seria imperceptível em material inconsolidado. Todas essas evidências levam à hipótese de um movimento tectônico na área com uma possível reativação de blocos em grabens e hemi-grabens. Para melhores esclarecimentos a respeito da atuação de forças tectônicas na área, sugerem-se sondagens geofísicas *in situ*. Essas confirmariam as hipóteses aqui expostas.

5. PALEOSSOLOS: SIGNIFICADO PALEOCLIMÁTICO E GEOMORFOLÓGICO PARA O HOLOCENO DA PLANÍCIE DO RIO CUIABÁ, PANTANAL MATO-GROSSENSE

5.1. Introdução

Este capítulo tem como objetivo analisar e avaliar as mudanças climáticas e a evolução geomorfológica da planície do rio Cuiabá, Pantanal Norte, por meio de estudos de paleossolos. Vários níveis de paleossolos foram identificados em afloramentos, testemunhos de sondagens e em trincheiras nos depósitos aluviais do rio Cuiabá. Esses paleossolos variavam de acordo com o tipo de substrato e posicionamento na planície, (planície de inundação distal ou proximal).

Foram escolhidos dois perfis de solo desenvolvidos em planície distal, próximos à paleocanais, em dois compartimentos geomorfológicos distintos, que continham paleossolos (soterrados) bem desenvolvidos. A escolha desses dois paleossolos se justifica pelo fato de pertencerem a ambientes de sedimentação estáveis (planície distal), no qual interferências como migração lateral do canal, depósitos e rompimentos de diques não influenciaram diretamente na sedimentação ou pedogênese. Outro fato que justifica a escolha desses dois paleossolos foi a presença de horizontes com presença de petroplintitas, pois representam um déficit hídrico na área.

Na área do estudo ocorre uma extensa distribuição desse tipo de horizonte, representados aqui por dois perfis de solos situados nos compartimentos geomorfológicos, “Planície III” e “Planície II” (Figura 46). O paleossolo do compartimento “Planície III” possui um horizonte Litoplíntico em degradação, o outro, no compartimento “Planície II” possui um horizonte cimentado com petroplíntitas em degradação, constituindo apenas caráter concrecionário (em quantidade não suficiente para caracterizá-lo como horizonte concrecionário), com petroplíntitas em degradação e alto teor de sódio. Tais características são inerentes a condições climáticas com baixa precipitação ou alto déficit hídrico devido à alta evaporação. Os dois níveis foram datados e correlacionados com outros pontos da planície com ocorrências similares.

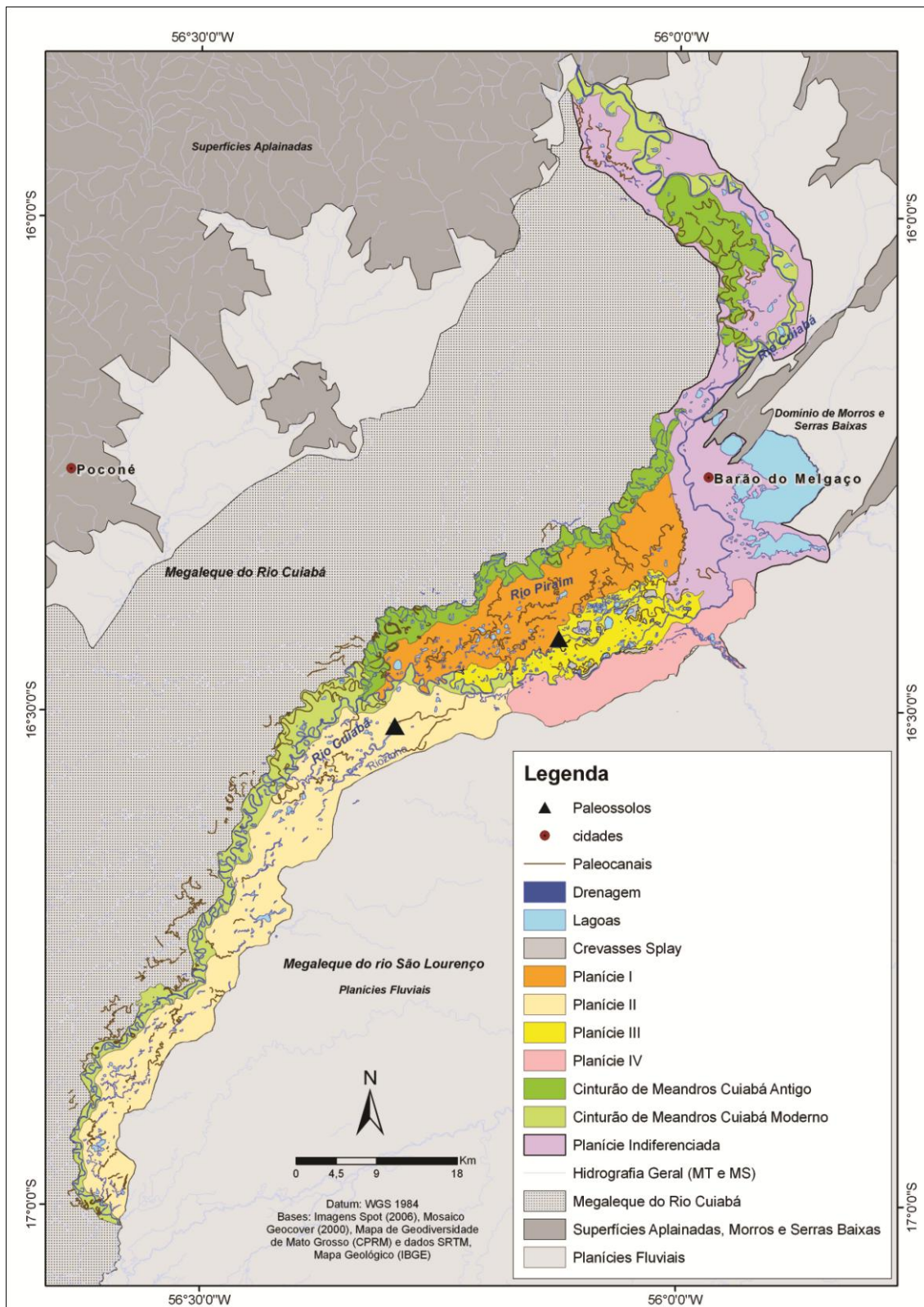


Figura 46: Localização dos paleossolos estudados.

5.2. Resultados

Para que ocorra pedogênese, e consequentemente formação de paleossolo, em planícies fluviais é necessária uma pausa na sedimentação de *overbank*, suficiente para o desenvolvimento de solos. Assim, quanto mais longa for essa pausa, mais desenvolvidos serão os solos. Verifica-se na área do estudo paleossolos com horizonte bem distinguíveis entre a profundidade de 1 e 2 m. Esses paleossolos são facilmente observados nos afloramentos nos barrancos (Figura 47 A). Nos compartimentos “Planície III” e “Planície IV” ocorre uma camada litoplíntica que se comporta como um leito rochoso para os canais secundários ali distribuídos (Figuras 46 e 47 B). No compartimento “Planície II” a camada litoplíntica é menos expressiva. No compartimento geomorfológico “Planície III” em alguns pontos onde o barranco encontra-se exposto, observa-se também a camada litoplíntica, além disso, nesse compartimento foi verificado alto teor de sódio no solo (Figuras 46 e 47 B e C). A partir dessas verificações surgiram as questões a respeito das condições paleoclimáticas que condicionariam o desenvolvimento desses solos bem como a idade dos mesmos. Entende-se que apenas condições como aporte de sedimentos não são suficientes para avaliação de mudanças paleoclimáticas, uma vez que em rios avulsivos e meandantes, depósitos proximais possuem maior desenvolvimento de perfis arenosos ao passo que depósitos distais são compostos basicamente por argila e silte.

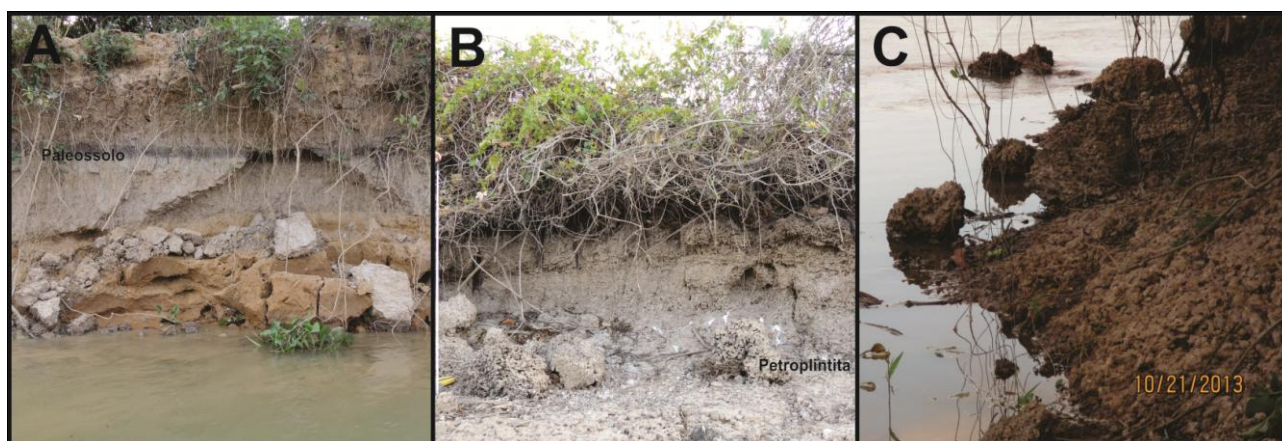


Figura 47: Exemplos de paleossolos - (A) Horizonte A de paleossolo; (B) Camada de litoplíntita; (C) Solo com horizonte endurecido sódico.

Nascimento (2012) identificou Planossolos Nátricos e sugeriu condições paleoclimáticas mais secas para a origem desses solos. Beirigo (2013) relacionou feições redoxomórficas como solos com petroplíntitas horizontes

litoplínticos a condições semiáridas pretéritas. Esses trabalhos apresentam grande importância para a compreensão da evolução paleoclimática da planície, uma vez que demonstram solos formados em condições ambientais diferentes das atuais. No presente estudo foram confrontadas as evidências de mudanças climáticas para a planície do rio Cuiabá e mudanças geológicas como a influência de possível tectônica na área, visando situá-las no tempo geológico.

5.2.1. Contexto Geomorfológico e Desenvolvimento dos Paleossolos

Foram escolhidos e analisados um paleossolo no compartimento geomorfológico “Planície II” e outro no compartimento “Planície III”. Ambos paleossolos estão próximos a paleocanais. No compartimento geomorfológico “Planície II”, o paleossolo está próximo a um paleocanal meandrante denominado “Riozinho”, que atualmente forma uma extensa lagoa. O outro paleossolo se encontra nas margens de um canal secundário do rio Cuiabá denominado “Sapé”, no compartimento “Planície III”. Este canal secundário flui nesse ponto por um antigo paleocanal do rio Cuiabá (Figura 46). Os depósitos de canal distribuídos em ambos os compartimentos possuem idades bem próximas, em torno de 8.500 anos AP, com depósitos de planície sobrepostos com idade média aproximada de 5000 anos AP.

No compartimento geomorfológico “Planície II” o perfil de solo apresenta um paleossolo enterrado a 1,0 m de profundidade (Figura 48 A). Esse paleossolo apresenta sedimentos parecidos com os subjacentes, contendo apenas uma porcentagem maior de areia fina e muito fina. De acordo com datação por ^{14}C , o paleossolo apresenta idade aproximada de ^{14}C 4300 $\pm$ 90 anos AP. Já no compartimento “Planície III”, o paleossolo tem início a 56 cm de profundidade (Figura 48 B), com o material semelhante aos subjacentes, mas o horizonte mais profundo apresenta mais areia do que todos os outros. É possível observar a camada litoplínica formada nesse paleossolo ao longo dos barrancos expostos (Figura 48 C). De acordo com datação por ^{14}C , esse paleossolo apresenta idade aproximada de ^{14}C 5.040 $\pm$ 25 anos AP.

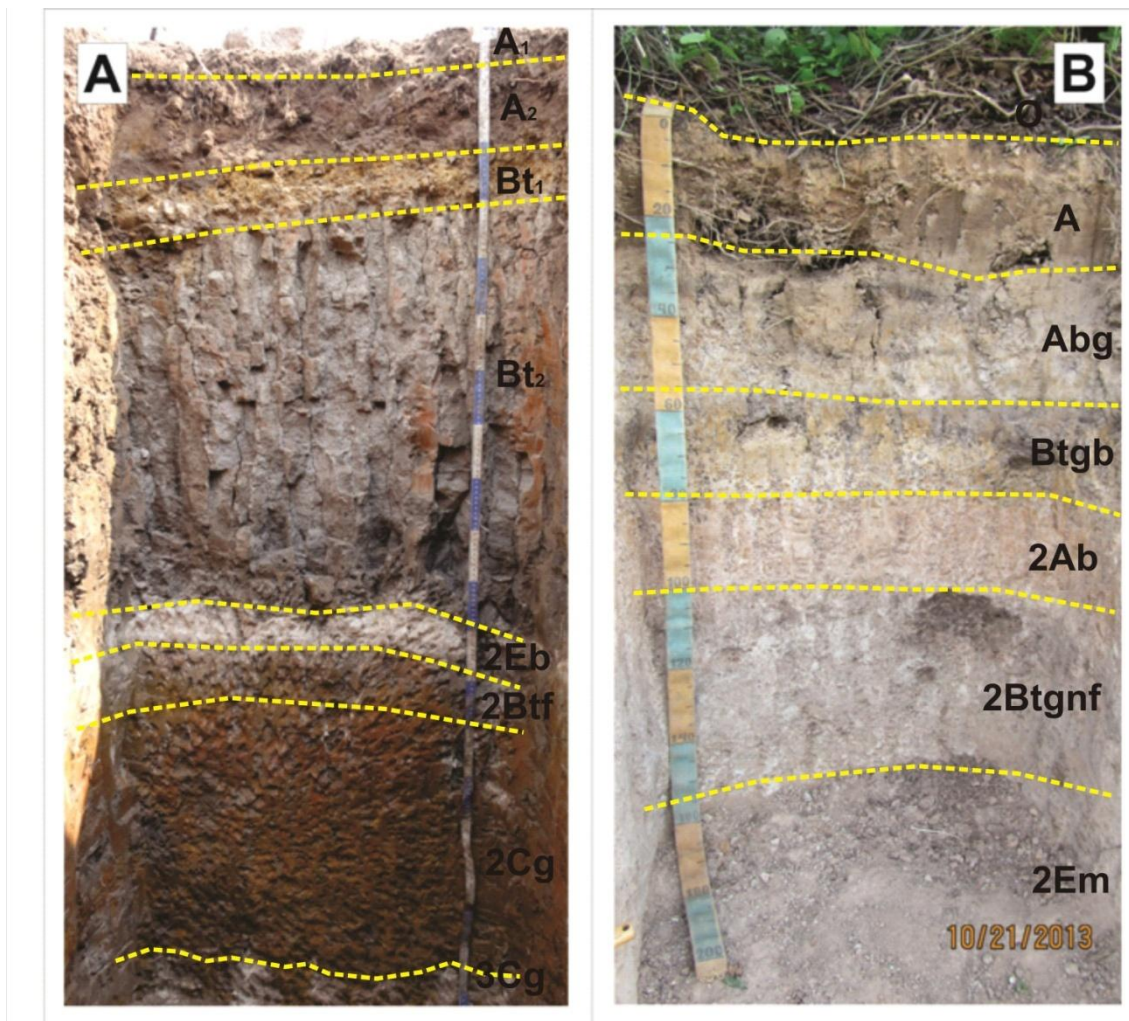


Figura 48: Perfis - (A) Paleossolo A (desenvolvido no compartimento “Planície II”); (B) Paleossolo B (desenvolvido no compartimento “Planície III”).

Tanto o Paleossolo A (desenvolvido no compartimento “Planície II”), quanto o Paleossolo B (desenvolvido no compartimento “Planície III”) apresentam gradiente textural herdado dos depósitos aluviais, no qual são intercalados depósitos argilosos e arenosos (BEIRIGO, 2013; NASCIMENTO, 2012). Sendo assim, estes solos apresentam contrastes texturais com influência de processos geogenéticos (BEIRIGO, 2013; NASCIMENTO et al., 2013).

5.2.2. Morfologia dos paleossolos

No perfil descrito do Paleossolo A (quadro 1), são claras as feições de episaturação. O horizonte A₁ se constitui de um material muito solto, friável e

siltoso, já o horizonte A_2 se apresenta uma distribuição sutil de mosqueados associados à ação de raízes. O horizonte Bt_1 apresenta um adensamento de argila, sua coloração é amarelada com muitos mosqueados indicando condições de estagnação de água de superfície. O horizonte Bt_2 apresenta estrutura colunar muito grande, que se desfaz em blocos subangulares a angulares muito grandes. Essas estruturas apresentam fendas com superfícies desbotadas por redução de ferro e no seu interior ocorrem manchas avermelhadas de segregação de ferro, claras evidências de episaturação que origina pseudogleys, por saturação de água na superfície (PIPUJOL e BUURMAN, 1993; BEIRIGO, 2013; BUURMAN, 1994) durante os regimes de cheias sazonais que ocorrem nessa planície (Figura 49 A).

A partir de 96 cm ocorre sucessivamente um horizonte A enterrado, mosqueada, com estrutura maciça que se desfaz em blocos subangulares, horizonte E franco arenoso esbranquiçado e, logo abaixo, horizontes Bt com estrutura maciça que se desfaz em blocos subangulares com muita plintita e baixa ocorrência de petroplintita (Figura 49 C), desenvolvidos por processos de gleização por oscilações periódicas do lençol freático e feições de episaturação sobrepostas (Figura 49 B), (PIPUJOL e BUURMAN, 1993; BUURMAN, 1994; VEPRASKAS, 1996; BREEMEN e BUURMAN, 2002; NASCIMENTO, 2012; BEIRIGO, 2013). Gradualmente os horizontes subjacentes apresentam maiores quantidades de areia, demonstrando uma transição para depósito de canal em profundidade.

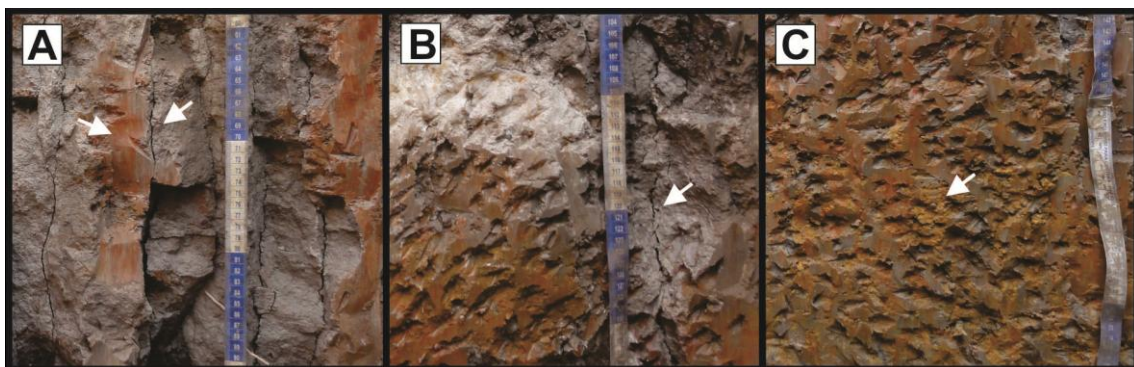


Figura 49: Feições redoxomórficas - (A) Nota-se blocos com estrutura colunar com superfície acinzentada, resultado da redução de ferro por episaturação; as superfícies avermelhadas são cortes realizados nos blocos demonstrando a segregação de ferro no interior dos agregados (Horizonte Bt_2); (B) Feições de episaturação sobrepostas a feições de endossaturação (nódulos) desenvolvidos por oscilação do lençol freático (transição entre horizontes 2Eb e 2Btb); (C) Nódulos (plintitas e petroplintitas) desenvolvidas no horizonte 2Btf, por oscilação do lençol freático.

Descrição morfológica dos horizontes de solo -Paleossolo A (Planície II)	
A ₁	0-5cm, cor 10 YR 2/2 (seca); franco-argilo-siltosa; subangular e grãos simples, pequena e média, fraca, friável (úmida); ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; presença de raízes médias, finas e muito finas abundantes; presença de larvas (coró).
A ₂	6-16cm, transição gradual plana; cor 7,5 YR 2,5/3 (úmida), mosqueados 7,5 YR 5/8 (seca), poucos, pequenos e proeminentes quando úmidos; franco-argilosa; subangular pequena, muito pequena e média, grau fraco a moderado e, grãos soltos; dura (seca), firme (úmida), ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; raízes médias, finas e muito finas abundantes.
Bt ₁	17-29cm, transição clara ondulada; cor 10 YR 4/6 (úmida), mosqueados 10 YR 3/2 (úmidos), poucos, pequenos. 5 YR 3/4 no centro e 2,5 YR 4/6 na borda, comuns, pequenos, distintos; argilosa; blocos subangulares, médios, pequenos e muito pequenos, grau moderada a forte; ligeiramente dura (seca), friável (úmida), muito plástica e muito pegajosa; presença de manganês violenta; poucas raízes grossas e poucas raízes finas.
Bt ₂	30-95cm, transição clara plana; cor 10 YR 5/1 (úmida); mosqueados 10 R 5/8 (úmida), abundantes, médios e pequenos; argilosa; colunas muito grandes que se desfazem em blocos subangulares a angulares muito grandes; muito dura (seca), friável a firme (úmida), muito plástica e muito pegajosa; muitas raízes muito finas e poucas médias.
2Ab	96-103cm, transição clara ondulada; cor 10 YR 2/2 (úmida) mosqueados 10 YR 5/8 (úmidos), comuns, pequenos e médios, 5 YR 5/8 (úmida) comuns, pequenos e médios; argilosa; maciça coerente que se desfaz em blocos subangulares fortes; muito dura (seca), firme (úmida), plástica e pegajosa; raízes raras e finas.

2Eb	104-117cm, transição clara irregular; cor 10 YR 5/2 (úmida); mosqueados 10 YR 5/8 (úmidos), poucos e pequenos; franco arenosa; maciça coerente que se desfaz em blocos subangulares de grau moderado; dura (seca), friável (úmida), ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.
2Btb	118-155cm, transição clara plana; cor 10 YR 6/1 (úmida); mosqueados 10 YR 5/8 (úmida) poucos, médios, 10 YR 4/8 abundantes, médios; argilosa; maciça coerente que se desfaz em blocos subangulares médios de grau forte; muito dura (seca), firme (úmida), muito plástica e muito pegajosa; Raízes finas e raras.
2Btf	156-174, transição clara plana; cor 10 YR 4/1 (úmida); mosqueados 10 YR 5/8 (úmida) abundantes, médios, 10 R 4/8 abundantes, médios; argilosa; maciça coerente que se desfaz em blocos subangulares médios de grau forte; muito dura (seca), firme (úmida), plástica e pegajosa; poucos nódulos e concreções, pequenos, duros, angulares, vermelhos e amarelos (Fe).
2Cg	175-182cm, transição clara plana; cor 10 YR 4/8 (úmida); mosqueados 10 YR 5/6, abundantes, médios, distintos, 10 R 4/8, comuns, médios, distintos; franco argilosa; maciça coerente que se desfaz em blocos subangulares médios a grandes, fortes; muito dura (seca), firme (úmida), ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa.
3Cg	183-200+, transição clara plana; cor 10 YR 5/8. mosqueados 10 YR 3/2 (úmidos), poucos, pequenos; arenosa; maciça coerente que se desfaz em blocos subangulares de grau fraco; friável (úmida), não plástica e não pegajosa; raízes raras e finas.

Quadro 1: Descrição morfológica dos horizontes de solo (Paleossolo A)

No perfil do Paleossolo B (quadro 2), devido sua localização às margens de um canal secundário do rio Cuiabá, ocorre um depósito de dique marginal até a profundidade de 21 cm com lentes delgadas de argila, logo abaixo ocorre um horizonte A enterrado e um Bt com mosqueados nos canais de raízes principalmente, e poucas concentrações de ferro intra-agregados, possuem

estrutura em blocos subangulares médios. A partir dos 22 cm de profundidade ocorre uma sutil mudança de textura, porém o solo torna-se gradativamente mais duro, entre os 60 e 80 cm, ocorrem petroplintitas distribuídas na base desse horizonte (Figuras 50 A e 50 F), o horizonte apresenta ainda estrutura em blocos subangulares, a partir de então, entre as profundidades de 81 e 100 cm o solo passa a apresentar estrutura prismática média, forte, que se desfaz em blocos subangulares forte, textura argilo-siltosa, ocorrem petroplintitas e muitos fragmentos de carvão e galhos. Entre 101 e 159 cm, o horizonte se encontra extremamente duro, com a mesma estrutura que o anterior e textura franco-argilo-arenosa, presença de petroplintitas e muitos fragmentos de carvão, galhos e cascalhos que podem ter origem de ação antrópica (Figuras 50 C e 50 D).

A partir de 160 cm, o horizonte parece cimentado, Beirigo (2013) atribui a cimentação de Planossolos em condições análogas nessa região à possibilidade de presença de sílica amorfa. Este horizonte apresenta petroplintitas abundantes (Figura 50 E) de coloração (seca) bruno-acinzentado, são de origem autóctone e não se esboroam se mergulhados em água. Observa-se nos nódulos petroplínticos poros, provavelmente canais, sugerindo que o processo genético que os originou foram condicionados por mecanismo de endosaturação (BEIRIGO, 2013), na figura 50 E, observam-se as petroplintitas expostas no barranco às margens do rio. Neste horizonte foram verificados muitos fragmentos de rocha (quartzito) que podem ter origem antrópica, ocorrem ainda fragmentos de carvão e pedaços de madeira (Figura 50 B).

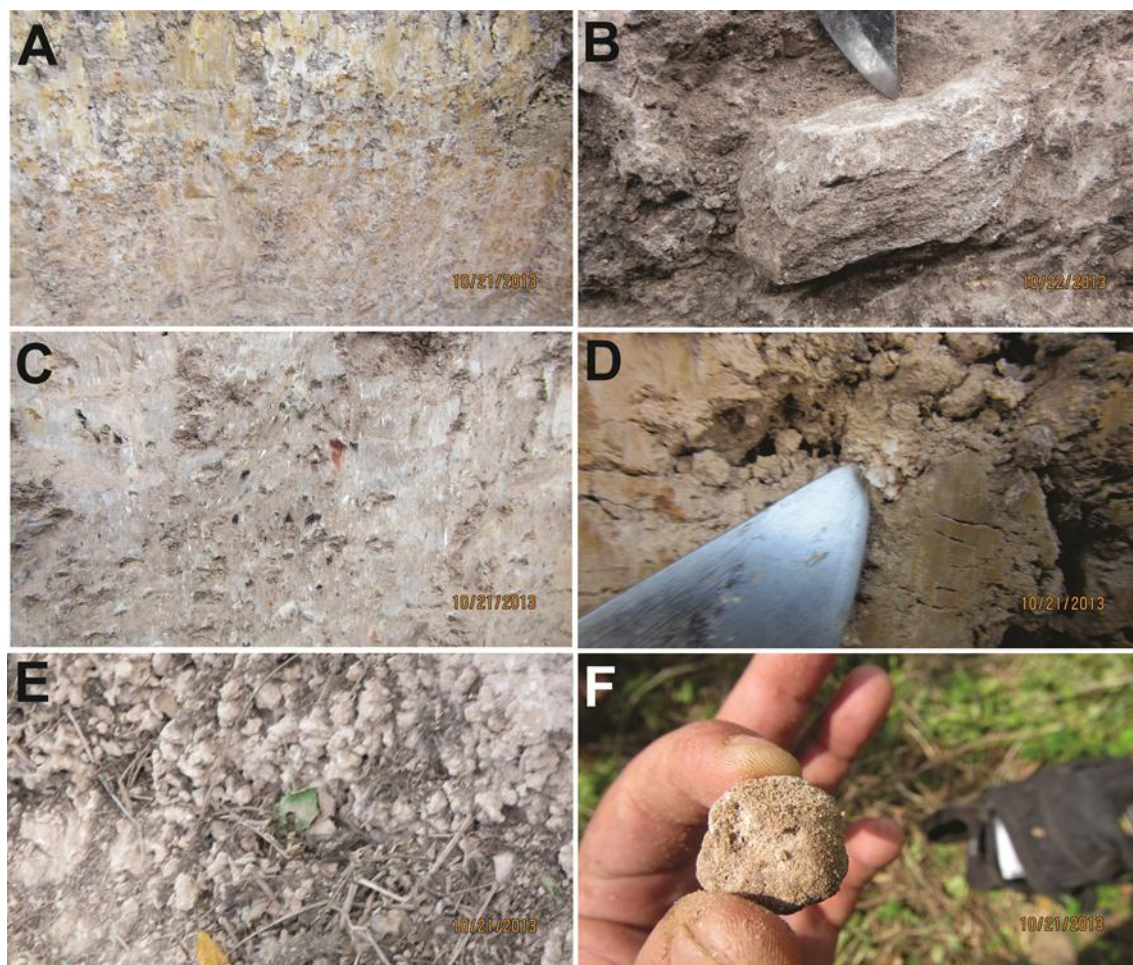


Figura 50: Feições distribuídas nos horizontes do paleossolo B - (A) Petroplintitas distribuídas no horizonte Abg, entre 60 e 80 cm; (B) Cascalho, (C) Carvões, petroplintitas e pedaços de galhos; (D) Fragmentos de quartzito; (E) Petroplintita distribuída na base do perfil, às margens do rio, sofrendo erosão fluvial; (F) Petroplintita extraída do horizonte Abg, a 80 cm de profundidade.

Descrição morfológica dos horizontes de solo - Paleossolo B	
O	10-0 cm, Serrapilheira, restos de folhas e raízes.
A	0-21 cm, transição plana abrupta, sedimento de dique marginal, franco-arenosa com lentes de argila (cor 10 YR 4/2, úmida), areia muito fina a fina (cor 10 YR 4/4, úmida), mosqueados nas camadas de argila e em canais de raízes vivas (cor 7.5 YR 6/8), presença de fragmentos de carvão.
Abg	22-59 cm, transição clara plana; cor 10 YR 4/2 (úmida), mosqueados 10 YR 5/8 (úmidos), comuns, nas raízes; argilo-siltosa; blocos subangulares, médios, grau moderada a forte; ligeiramente dura (seca), muito firme (úmida), plástica e pegajosa; muitas raízes

	finas e médias.
Btbg	60-80 cm, transição abrupta plana; cor 10 YR 6/2 (úmida); mosqueados 10 R 5/8 (úmida), petroplintitas (na base do horizonte) 2.5 YR 4/4 e 7.5 YR 5/8, abundantes, médios e pequenos; franco-argilosa; blocos subangulares a angulares médios; ligeiramente dura (seca), muito firme (úmida), plástica e pegajosa; poucas raízes muito finas e médias.
2Ab	81-100 cm, transição clara plana; cor 7.5 YR 3/1 (seca), mosqueados 7.5 YR 5/8 (seco), petroplintitas 2.5 YR 4/4 e 7.5 YR 5/8, comuns, pequenos e médios; argilo-siltosa; prismática média, forte que se desfaz em blocos subangulares fortes; muito dura (seca), extremamente firme (úmida), plástica e pegajosa; raízes raras, finas e médias, presença de carvões e pedaços de madeira (galhos).
2Btgnf	101-159 cm, transição abrupta plana; cor 2.5 YR 5/4 (seca); mosqueados 7.5 YR 6/8 (ferro), GLEY1 2.5/N (manganês), 10 YR 8/1 (branco), abundantes médios e pequenos; petroplintitas, cor 2.5 YR 4/4 e 7.5 YR 5/8; poucas; franco-argilo-arenosa; maciça coerente que se desfaz em blocos subangulares médios de grau forte; extremamente dura (seca), firme (úmida), plástica e pegajosa; presença de carvões, artefatos líticos, pedaços de madeira e raízes.
2Em	160-180 + cm, transição abrupta plana; cor variegada 7.5 YR 4/2, 7.5 YR 8/1, 7.5 YR 5/3, 7.5 YR 5/2 (úmida); petroplintitas, cor 7.5 YR 6/8 e 10 YR 5/2 manganês (GLEY1 2.5/N), abundantes; franco-argilo-arenosa; maciça; extremamente dura (seca), extremamente firme (úmida), presença de carvões, artefatos líticos, pedaços de madeira e raízes.

Quadro 2: Descrição morfológica dos horizontes de solo (Paleossolo B)

5.2.3. Granulometria dos Paleossolos

No perfil do Paleossolo A, de acordo com a granulometria, ocorre uma sutil descontinuidade entre o conjunto pedológico superficial (atual) até 95 cm

de profundidade e o conjunto pedológico enterrado (paleossolo), de 96 a 182 cm de profundidade no perfil. O paleossolo apresenta textura média, enquanto o solo sobrejacente apresenta textura argilosa. Entretanto essa descontinuidade não configura mudança de ambiente deposicional, que neste caso, se trata de planície fluvial (Tabela 5).

Tabela 5: Análise textural dos horizontes de solo

Horizontes	Prof.	AMG	AG	AM	AF	AMF	silte	Argila	Classe textural
	cm	g/kg							
Paleossolo A (Planície II)									
A ₁	0-5	0	0	6	69	13	587	325	Franco-argilo-siltosa
A ₂	6-16	0	1	5	40	24	543	388	Franco-argilosa
Bt ₁	17-29	1	2	2	7	10	417	562	Argilosa
Bt ₂	30-95	1	1	4	25	14	444	512	Argilosa
2Ab	96-103	0	3	22	301	96	266	312	Argilosa
2Eb	104-117	1	3	26	446	51	235	237	Franco-arenosa
2Btb	118-155	7	9	11	214	56	253	450	Argilosa
2Btf	156-174	16	10	8	289	66	336	275	Argilosa
2Cg	175-182	1	2	4	471	70	164	288	Franco-argilosa
3Cg	183-200+	0	1	3	658	37	113	188	Arenosa
Paleossolo B (Planície III)									
A	0-21	0	0	2	271	329	232	166	Franco-arenosa
Abg	22-59	0	1	2	51	113	426	406	Argilo-siltosa
Btbg	60-80	0	2	7	68	121	423	378	Franco-argilosa
2Ab	81-100	7	7	8	26	59	452	442	Argilo-siltosa
2Btgnf	101-159	1	2	8	32	47	536	375	Franco-argilo-arenosa
2Em	160-180+	1	12	120	408	141	108	211	Franco-argilo-arenosa

No perfil do Paleossolo B, ocorre descontinuidade sutil entre os dois solos enterrados, o sobrejacente apresenta maior quantidade de argila, sendo

classificado como textura argilosa, e o subjacente, textura média. O horizonte cimentado a partir de 160 cm de profundidade é o que apresenta maior teor de areia.

5.2.4. Atributos Químicos dos Paleossolos

Os horizontes superficiais do Paleossolo A apresentam maior saturação por alumínio trocável em relação ao paleossolo enterrado. Todos os horizontes são ligeiramente ácidos e a percentagem de saturação de bases é maior no paleossolo. A saturação por sódio é muito baixa em todos os horizontes (Tabela 6).

Os horizontes do Paleossolo B apresentam pH (em H₂O) em torno de 6,5 (ligeiramente ácidos), sendo que no horizonte entre 160 e 180+ cm, o pH se eleva para 7,5 (moderadamente alcalino), a saturação por alumínio trocável diminui conforme aumenta a saturação por sódio trocável em profundidade, que chega a 37% entre a profundidade de 160+ cm. O paleossolo enterrado entre as profundidade de 81 e 180+ cm apresenta altos teores de sódio trocável. O acúmulo de sódio no Pantanal ainda é um assunto em aberto, alguns autores o atribuem a sistemas fechados onde predomina a evaporação (BARBIERO et al., 2002; BARBIERO et al., 2008; BEIRIGO, 2008; FURQUIM et al. 2010).

Tabela 6: análise química dos horizontes de solo

Horizontes	Prof · cm	pH H ₂ O	P mg/kg	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Al ³⁺	H+Al	SB	T	V	m	PST
				cmol _c /kg							%		
Paleossolo A (Planície II)													
A ₁	0-5	5,1	44,5	0,1	2,77	1,63	2,07	8,18	4,88	13,06	37,36	29,79	0,7
A ₂	6-16	5,0	20,9	0,1	1,31	1,54	2,83	5,65	3,01	8,66	34,73	48,49	1,2
Bt ₁	17-29	5,5	3,01	0,1	1,73	1,72	2,39	3,39	3,61	7,00	51,58	39,82	1,3
Bt ₂	30-95	5,2	0,8	0,2	1,92	2,35	10,0 8	5,79	4,55	10,34	43,99	68,92	1,5
2Ab	96-103	5,6	1,1	0,1	1,56	2,31	5,47	3,61	4,06	7,67	52,93	57,40	1,8

2E	104-117	5,7	1,6	0,04	0,60	1,54	1,39	1,24	2,20	3,44	64,00	38,67	1,1
2Bt	118-155	5,9	0,7	0,2	2,39	3,17	1,57	2,15	5,80	7,95	72,95	21,31	2,0
2Btf	156-174	6,1	1,3	0,14	2,47	3,37	0,67	1,73	6,05	7,78	77,77	9,97	1,8
2Cg	175-182	6,1	1,4	0,12	2,03	2,94	0,83	0,77	5,16	5,93	87,00	13,87	2,1
3Cg	183-200+	5,9	3,9	0,1	1,30	1,19	0,71	0,93	2,61	3,54	73,76	21,36	2,2

Paleossolo B

(Planície III)

A	0-21	6,8	9	0,1	4,8	2,5	0,4	2,2	7,60	9,80	77,55	5,00	1,0
Abg	22-59	6,3	8	0,3	3,9	2,3	3,6	8,4	6,70	15,10	44,37	34,95	1,9
Btbg	60-80	6,3	53	1,7	2,5	1,9	5,3	11,7	6,20	17,90	34,64	46,09	9,5
2Ab	81-100	6,2	333	3,3	3,7	2,9	2,9	5,1	10,00	15,10	66,23	22,48	21,8
2Btgnf	101-159	6,5	1620	2,2	4,5	3,8	0,6	4,6	10,70	15,30	69,93	5,31	14,4
2Em	160-180+	7,5	2303	4,3	1,2	2,7	0,05	3	8,40	11,40	73,68	0,59	37,7

5.2.5. Isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ nos Paleossolos

Foram coletadas amostras de solo a cada 5 cm até a profundidade de 165 cm no Paleossolo A e apenas nos horizontes diagnósticos do Paleossolo B devido a dificuldade de coleta por cimentação dos horizontes.

No perfil do Paleossolo A, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ se apresentam próximos a -25‰ na superfície, cuja cobertura vegetal é predominante de vegetação arbustiva. Mas logo nos primeiros centímetros passa para valores entre -18 e -17‰, tendendo para gramíneas, mas na profundidade de 95 cm, que coincide com o horizonte 2Ab, o $\delta^{13}\text{C}$ o valor decai para -19,31‰, indicando novamente o predomínio de vegetação arbustiva. E novamente aumenta para valores próximos a -15‰ até 165 cm de profundidade. De acordo com esses valores pressupõe predomínio de vegetação arbórea/arbustiva tanto no paleossolo quanto no solo atual, e no intervalo entre os dois, o predomínio de gramíneas (Figura 51 A). Datação por ^{14}C na profundidade de 100 cm indica idade de 4.300 ± 90 anos AP.

Já no perfil do Paleossolo B, ocorre o valor de -25,1‰ no topo, aumentando para -17,5‰ a 45 cm e, diminuindo gradativamente para -22,6‰

até 160 cm de profundidade do solo. Indicando assim uma transição com vegetação com maior predomínio de espécies arbóreas na base e no topo do perfil, e vegetação com predomínio de gramíneas no topo do paleossolo com alto teor de Na, entre 60 e 80 cm de profundidade (Figura 51 B). Datação por ^{14}C na profundidade de 120 cm indica idade de 5.040 ± 25 anos AP.

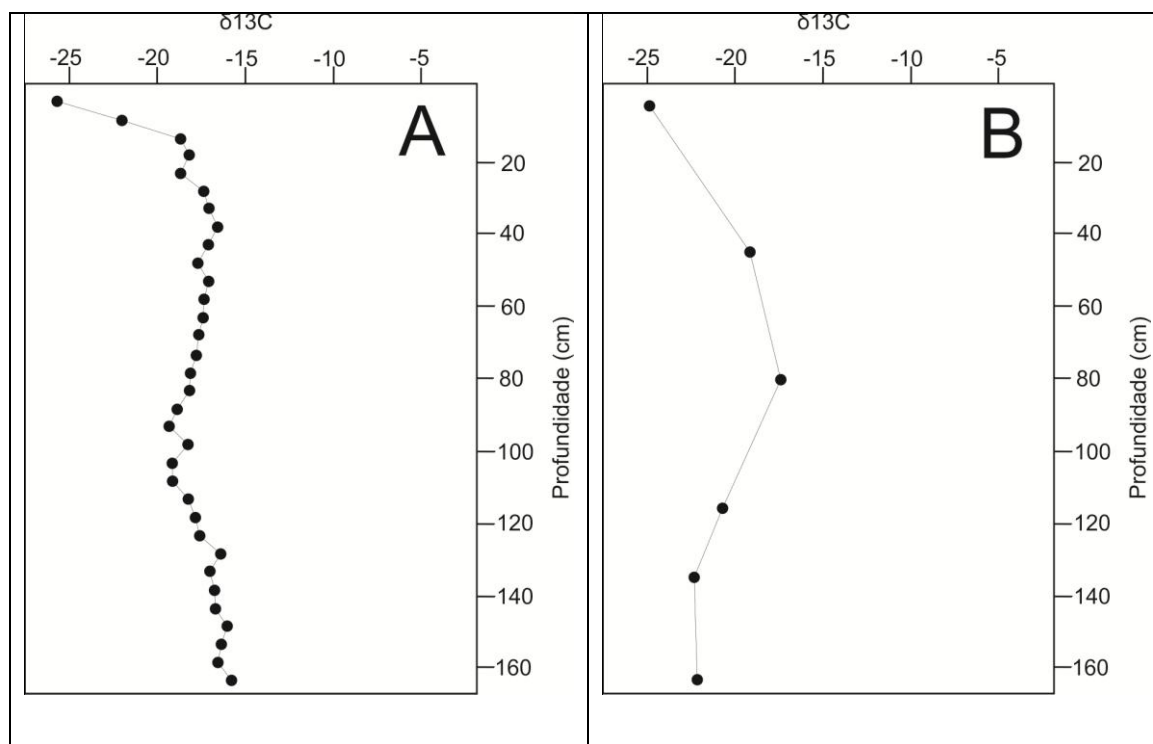


Figura 51: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ para - (A) Paleossolo A; (B) Paleossolo B

5.3. Discussão dos Resultados

Os paleossolos analisados se desenvolveram a partir de depósitos de planície, processos geogenéticos, sendo assim, apresentam intercalações entre sedimentos argilo-siltosos e franco-argilosos, condicionados pela dinâmica fluvial. Os dois perfis de solo apresentam paleossolos bem desenvolvidos, que necessitaram de um longo período de tempo com atuação dos processos pedogenéticos em detrimento dos processos de sedimentação, isso indica uma relativa estabilidade da paisagem (ANDREIS, 1981; KRAUS, 1999) e provavelmente uma diminuição na frequência e na magnitude das inundações por volta de 5040 e 4.300 anos AP. Ocorrem pedaços de galhos e

carvões entre as profundidades de 80 e 100 cm, indicando incêndios frequentes, provavelmente condicionados por estiagem mais longa.

Nesse período ocorreu rebaixamento do lençol freático suficiente para formar uma camada litoplântica que é mais evidente no Paleossolo B, do compartimento geomorfológico “Planície III”, mas que colaborou com o desenvolvimento de petroplintitas no Paleossolo A do compartimento “Planície II”. Cabe ressaltar que a camada litoplântica foi também encontrada e datada com idades similares em outros compartimentos.

Nos horizontes que caracterizam o Paleossolo A, entre as profundidades de 96 e 174 cm, ocorrem feições de oxi-redução originadas pelo mecanismo de episaturação sobrepostas a feições originadas por oscilação no lençol freático, como por exemplo, as petroplintitas, sugerindo que estas podem ter se formado em paleoclimas.

O acúmulo de sódio nos horizontes do Paleossolo B, entre as profundidades de 81 e 180 cm, é outro fator que conduz a interpretação da ocorrência de clima pretérito mais seco. Supõe-se então que um clima seco, que se desenvolveu sobre esse paleossolo condicionou o desenvolvimento de características sódicas.

Os isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$) apontaram para uma mudança na cobertura vegetal. No Paleossolo A ocorre uma tendência para condição de desenvolvimento de vegetação arbórea/arbustiva, por volta de 4.300 anos AP, na profundidade de 100 cm, e posterior tendência para desenvolvimento de gramíneas que persistiram por um longo período. No Paleossolo B, ocorreu o desenvolvimento de vegetação arbórea entre as profundidades de 100 e 180 cm, por volta de 5040 anos AP, com posterior substituição por gramíneas. Dessa forma se verifica um período úmido sendo substituído por um seco paulatinamente. Os restos de galhos e carvões, que se distribuem dispersamente no topo do paleossolo descrito no perfil do Paleossolo B (entre 160 e 81 cm), podem ser indícios de queimadas, que podem ter ocorrido com maior frequência na transição entre clima úmido e clima seco, nos horizontes superiores.

A ocorrência de paleoclimas secos alternado com úmidos também foi constatada por outros autores como McGlue et al. (2012), que descreveram para o Pantanal, inundações sazonais frequentes entre 6.200 e 5.300 anos

AP, período seco entre 5.300 e 2.600 AP e, a partir de então, condições similares às atuais. Em outras regiões do Brasil também foram descritas evidências de condições paleoclimáticas similares (ASSINE e SOARES, 2004; STEVAUX, 1994, 2000).

5.4. Conclusão

Com base nas informações apresentadas nos resultados e discussão verifica-se que os paleossolos descritos nos compartimentos geomorfológicos aqui apresentados são holocênicos, com idades entre 5.040 e 4.300 anos AP. Nesse período ocorreu uma estabilidade na paisagem com redução da sedimentação de *overbank*, que favoreceu o desenvolvimento de paleossolos com vegetação arbórea predominante, similar a atual, que posteriormente foi substituída por gramíneas.

As condições pedogenéticas que favoreceram o desenvolvimento de características químicas e físicas de solos de ambientes com déficit hídrico, (como o solo com alto teor de sódio descrito nesse trabalho) podem ter ocorrido a partir desse período. Por sua vez, foi constatada alta ocorrência de pedaços de madeira e carvões entre as profundidades de 80 e 100 cm e mudança no padrão de vegetação, de arbórea para gramíneas, no horizonte sobrejacente, fortalecendo a tese da ocorrência de longos períodos secos a partir de 5.040 anos AP. Medeanic & Stevaux (2008) relacionaram o aumento de fragmentos de carvão nos depósitos associados ao rio Paraná com períodos de maior aridez no Holoceno Médio-Superior.

6. GEOMORFOLOGIA E DINÂMICA FLUVIAL DO RIO CUIABÁ, PANTANAL MATO-GROSSENSE

6.1. Introdução

Desde os primórdios da civilização, os rios têm sido essenciais para o estabelecimento de assentamentos humanos, por conta da oferta de água para abastecimento, para o desenvolvimento da agricultura e como meio de transporte, dentre outras atividades. Além disso, são habitats para espécies animais e vegetais. Os rios ainda possuem papel fundamental na evolução geomorfológica, erodindo superfícies e transportando água, sedimentos e elementos químicos que serão depositados ao longo de seu percurso criando novas formas de relevo, como por exemplo, o rio Cuiabá, no Pantanal Mato-Grossense, ambiente com uma paisagem altamente heterogênea, composta por uma variedade de canais, paleocanais, planícies, diques marginais, paleodiques, lagoas, *scroll bars*, *crevasse splays*, ilhas, entre outras formas. Portanto, entende-se o rio como um corpo dinâmico no qual compreender os processos fluviais se faz importante tanto para planejamento da ocupação humana como para fins de manejo e preservação dos habitats naturais.

O objetivo deste capítulo é descrever as propriedades hidráulicas do canal (largura, profundidade, velocidade, sedimentos, entre outros), no Pantanal Norte, na parte superior do megaleque fluvial formado pelo mesmo, a fim de avaliar as mudanças de padrões de canal que ocorrem nesse trecho e apontar possíveis causas.

O trecho estudado constitui uma planície instalada em um vale confinado entre o megaleque do rio Cuiabá e o megaleque do rio São Lourenço. Este trecho foi dividido em três segmentos, de acordo com o padrão de canal, o superior meandrante, o médio *anabranching* e, o inferior meandrante.

6.2. Resultados

6.2.1. Morfologia da Planície

O rio Cuiabá ao adentrar nos terrenos aluviais do Pantanal, se configura como uma planície confinada (PUPIM, 2014) e pode ser subdividido em três segmentos (Figura 52). No segmento superior, o canal apresenta padrão meandrante com alguns trechos retilíneos, com direção NW-SE, a planície tem sua largura média de 10 km. O índice de sinuosidade desse trecho é de 1,7. O canal possui largura média de 135 m, tornando-se mais largo (170 m) próximo a confluência com o rio Piraim.

O segmento médio inicia-se próximo à Baía Chacororé, onde, devido à presença de serras orientadas na direção NE, acontece uma deflexão de 90°, passando o rio Cuiabá a correr para SW. Após essa deflexão, o rio se divide em dois canais, sendo o canal secundário denominado rio Piraim. A partir de então, a planície se torna mais larga, com cerca de 20 km, fazendo limite com o paleoleque (a noroeste) e o megaleque do São Lourenço (a sudeste).

Neste segmento o rio Cuiabá apresenta frequentes subdivisões e confluências, caracterizando-se como um padrão *anabranching*. Além da grande densidade de canais, a planície apresenta diques muito pouco desenvolvidos e bacia de inundação mais rebaixada em relação à lâmina de água do rio, o que provoca frequentes rompimentos de diques marginais com a formação de *crevasse splays*, que posteriormente podem formar novos canais secundários. O rio Cuiabá corre no lado esquerdo da planície em todo o segmento médio, enquanto o rio Piraim encontra-se na outra extremidade da planície, à direita. A ocorrência de uma camada litoplíntica (Figuras 53 e 54) de aproximadamente 5000 anos (ver capítulos 5 e 6 desta tese) na margem esquerda faz com que, nesse setor, o rio seja classificado como “sobre rocha” e não aluvial como no restante da planície. Ainda que multicanal, nesse setor, os canais secundários têm menor profundidade, maior densidade e maior frequência de lobos de rompimentos de canal (*crevasse splays*).

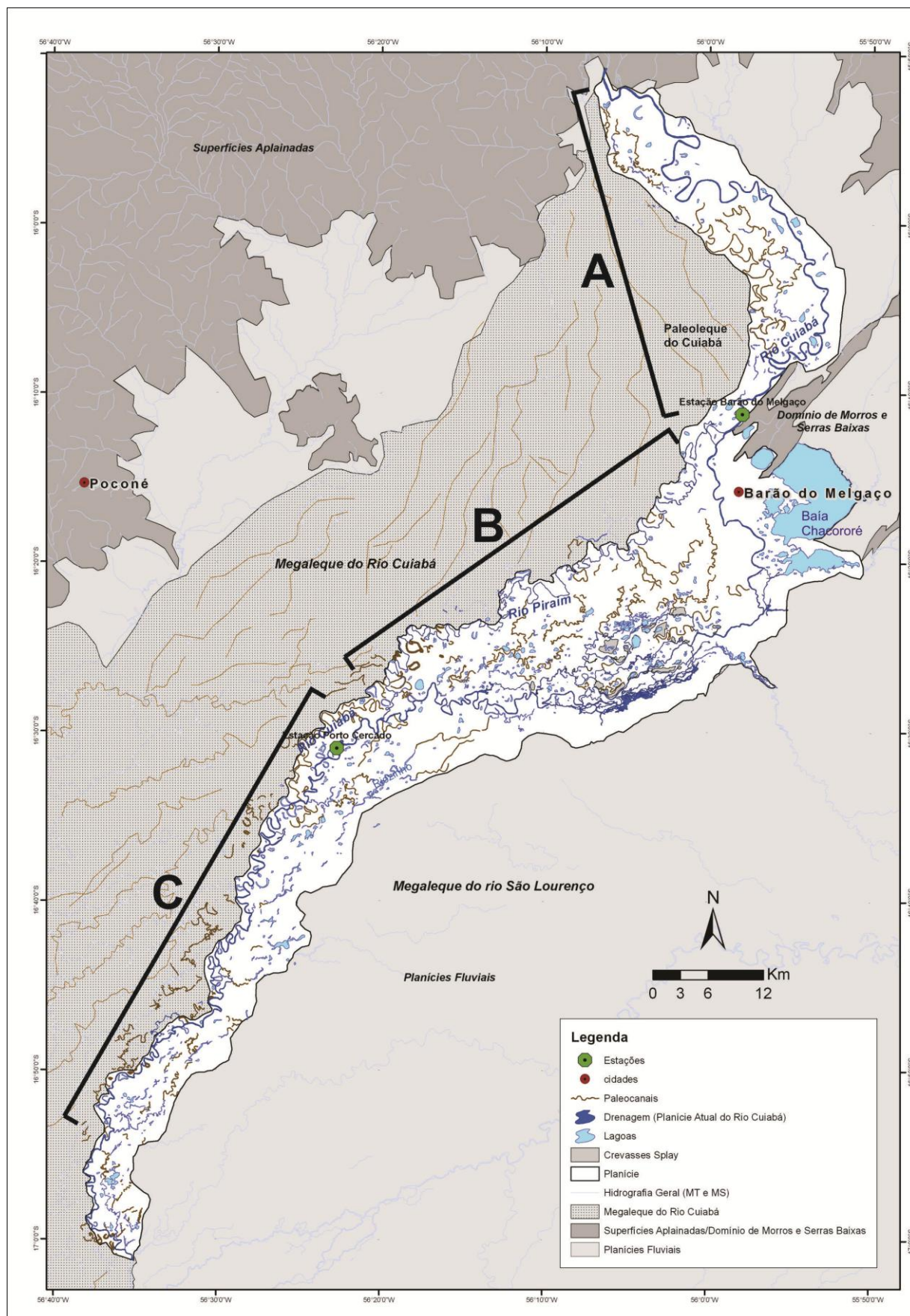


Figura 52: Segmentos da planície confinada do rio Cuiabá - (A) Segmento superior, canal meandrante com trechos retilíneo; (B) Segmento médio, sistema anabranching; (C) Segmento inferior, canal meandrante.

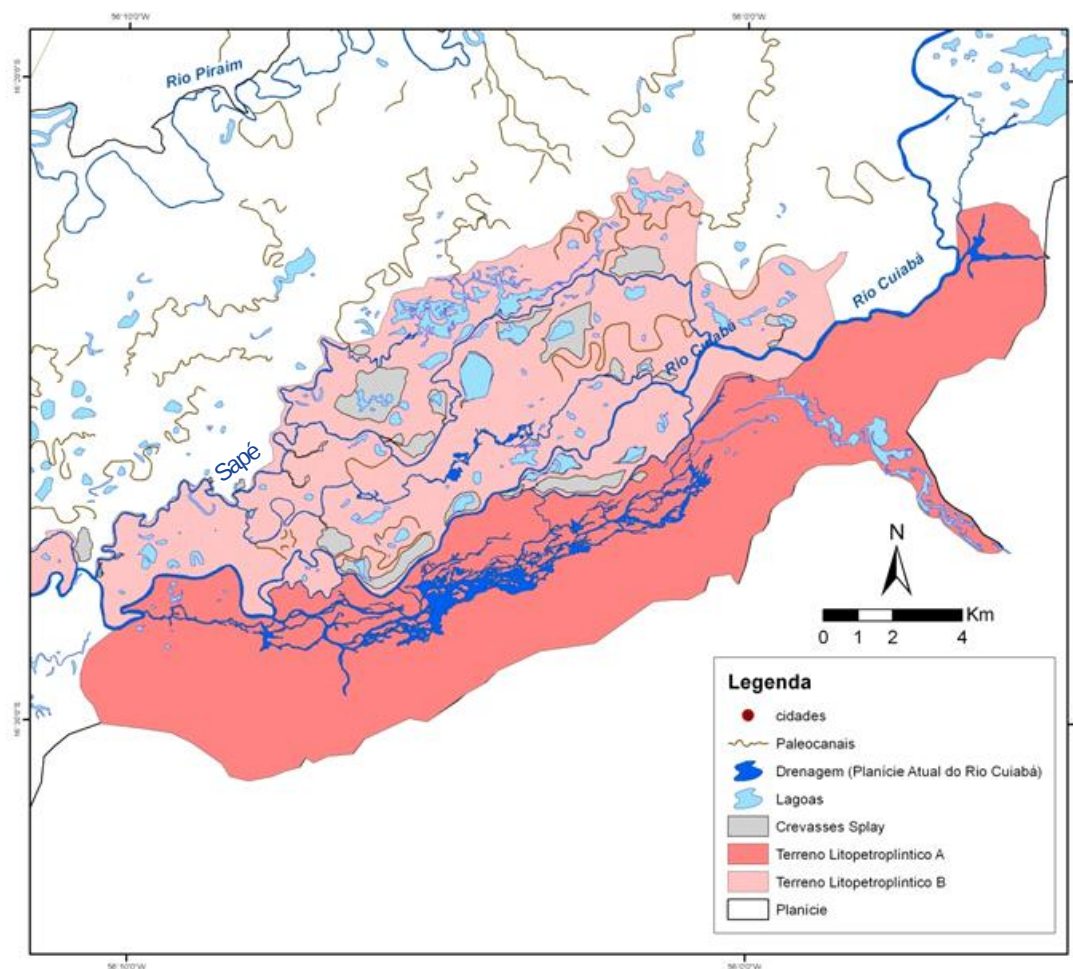


Figura 53: Localização dos terrenos com ocorrência de camada litoplíntica que funciona como leito rochoso para os canais secundários. Terreno Litoplíntico A: o canal não consegue erodir a superfície rochosa; Terreno Litoplíntico B: o canal secundário se apropria de paleocanais existentes para fluir.

No *segmento médio*, trecho *anabranching*, três canais se destacam pela perenidade do fluxo: o canal principal (Cuiabá), o Piraim e o Sapé. O canal principal do trecho apresenta sinuosidade de 1,5, com larguras variando entre 93 e 113 m, com tendência de aumento para jusante.

O rio Piraim, apresenta sinuosidade de 2,5 e largura média de 30 m, sendo que *oxbow lakes* distribuídos em sua planície possuem larguras entre 80 e 130 m. Este canal se trata de um antigo canal do rio Cuiabá, no qual o processo de abandono se iniciou a cerca de 8.500 anos AP (conforme consta no capítulo 5 desta tese).

Outro canal importante, o Sapé, possui larguras entre 23 e 34 m e flui também por um paleocanal do Cuiabá. Este paleocanal é fruto das primeiras

avulsões do antigo canal do Cuiabá (Piraim), com registros de sedimentos de leito com idades aproximadas de 8.710 ano AP (capítulo 5 desta tese) entretanto, outras avulsões fizeram com que o canal do Sapé fosse abandonado e permanecesse assim por um longo período, no qual ocorreu o desenvolvimento de solos (em torno de 5.000 anos AP). E atualmente esse paleocanal foi reativado formando um anastomose do canal principal (rio Cuiabá).

No final do segmento médio, ocorre a confluência jusante do rio Piraim, quando o rio retorna a condição de canal único meandrante. Entende-se então que Piraim e Cuiabá formam na realidade um grande complexo de ilhas pertencentes a um grande sistema *anabranching* (Figuras 52 e 54).

O segmento inferior inicia-se na confluência jusante do Piraim e segue por 77 km até o final da área estudada. Nesse segmento ocorrem diques marginais bem desenvolvidos, espiras de meandro (*scroll bars*), lagos em ferradura (*oxbow lakes*), sendo a barra em pontal a feição mais caracterísitca do canal. O rio escoar assimétricamente do lado direito da planície, que apresenta largura entre 9 e 14 km, para um gradiente de 0,15 m/km. A sinuosidade do Cuiabá é bastante elevada chegando a 3 e a largura média do canal 107 m.

A planície se encontra mais rebaixada à planície do megaleque do rio São Lourenço na margem esquerda. No período de cheia, a água que escoar sobre a superfície do megaleque do São Lourenço escoar para a planície do Cuiabá formando aí grandes áreas de escoamento impedido (PUPIM, 2014).

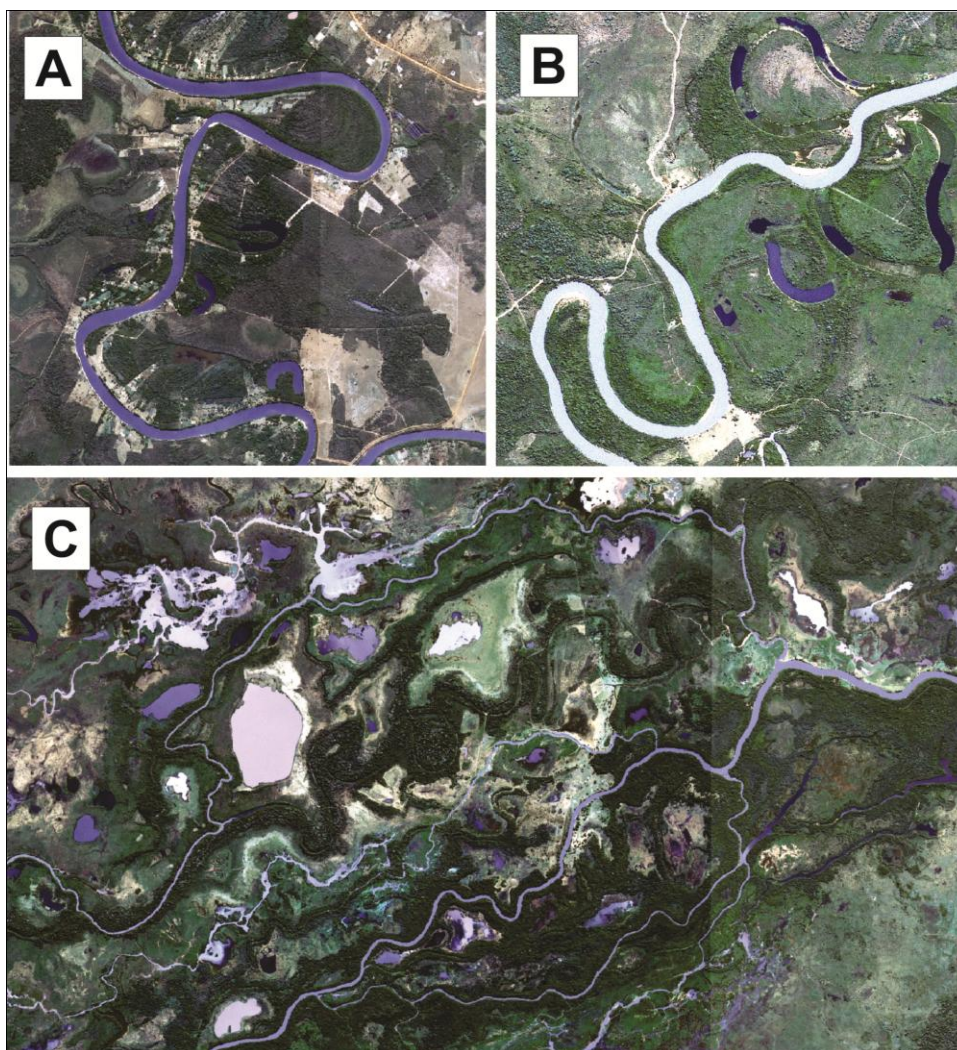


Figura 54: Imagem (Spot, 2006) ilustrando os segmentos da planície (meandranes e *anabranching*) - (A) Canal meandrante do segmento superior; (B) Canal meandrante do segmento inferior; (C) Sistema *anabranching* do segmento médio.

6.2.2. Características hidrológicas dos canais

Foram observados dados da vazão média mensal (período entre 1969 e 2006) de duas estações, Barão do Melgaço que se situa a montante da bifurcação onde o rio Cuiabá se subdivide formando o rio Piraim (antigo canal do rio Cuiabá), início do trecho *anabranching* e estação de Porto Cercado, situada logo após o fim do trecho *anabranching* (Figura 55). Durante o período seco (inverno) as vazões registradas nas duas estações são bem próximas. Já no período chuvoso, a vazão medida na estação Barão do Melgaço é consideravelmente maior (entre 600 e 1000m³/s) que a medida em Porto Cercado (menos de 500m³/s), isso ocorre devido ao espaço disponível na planície de inundação do trecho *anabranching*, com planície mais extensa que

regula a vazão (Figura 52). Este fato foi notado por outros autores em outros rios do Pantanal (MACEDO, 2013, 1014)

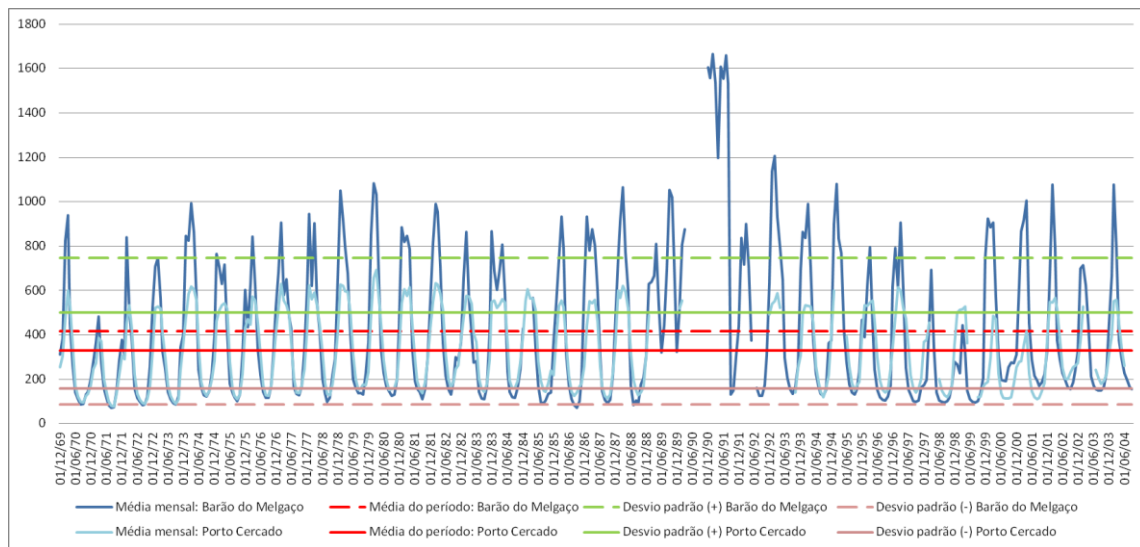


Figura 55: Hidrograma com os dados de vazão das estações Barão do Melgaço e Porto Cercado

Foi elaborado um perfil longitudinal do trecho estudado do rio Cuiabá a partir de dados SRTM, uma vez que não há disponibilidade de carta topográfica da área com tal nível de detalhamento. Verifica-se que os trechos meandantes do rio têm declividade ligeiramente maior que o setor *anabranching* (Figura 56), variando de 0,22 m/km no segmento superior (meandrante), 0,10 m/km no segmento médio (*anabranching*) para 0,15 m/km no segmento inferior (meandrante). Observa-se que o segmento *anabranching* apresenta uma sutil elevação.

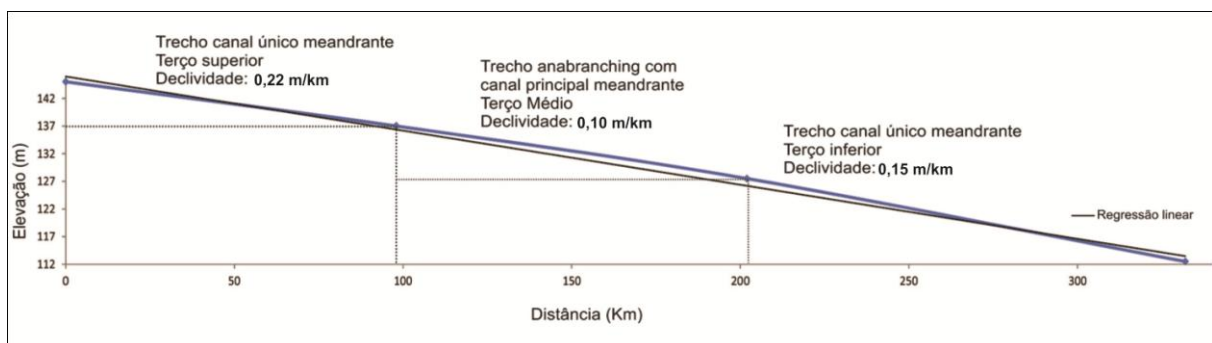


Figura 56: Perfil longitudinal do rio Cuiabá na planície confinada

Medidas hidráulicas obtidas por meio do aparelho ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler* – Perfilador Acústico de Efeito Doppler) apontam para mudança nas características do canal. A figura 57 demonstra um fluxograma com *stream power* específico (ω), relação largura/profundidade (w/d) e vazão instantânea (Q) nas confluências do sistema *anabranching*. O rio apresenta *stream power* específico (ω) com valor de 6,33 W.m e razão w/d de 134, quando se subdivide em dois canais, apresenta ω de 4,44 W.m e w/d de 25 (ponto 3) e ω de 3,25 W.m e w/d de 76 (ponto 5, figura 57), somando os valores dos dois canais temos um *stream power* de 7,69. A tabela 7 apresenta as confluências nas quais os canais se subdividem, nota-se que todos tiveram um aumento do *stream power* específico. Quanto à razão largura/profundidade (w/d), todos tiveram uma diminuição com exceção do ponto 15, que possui uma camada litoplíntica mais resistente funcionando como leito rochoso (Figura 58).

Tabela 7: Dados hidrológicos das confluências de canais

Confluência	Pontos	Condição do leito	Razão largura/profundidade	Vazão (m^3/s)	Stream Power Específico	Soma do Stream Power Específicos
1	1	aluvial	134	167	6,33	7,68
	3	aluvial	25	12,5	4,43	
	5	aluvial	76	145	3,25	
2	5	aluvial	76	145	3,25	6,97
	6	rochoso (erodido)	39	41	3,72	
	7	rochoso (erodido)	31	110	4,65	
3	8	rochoso	33	24,5	1,08	12,83
	12	rochoso	12	11,4	4,26	
	15	rochoso	67	31	8,57	

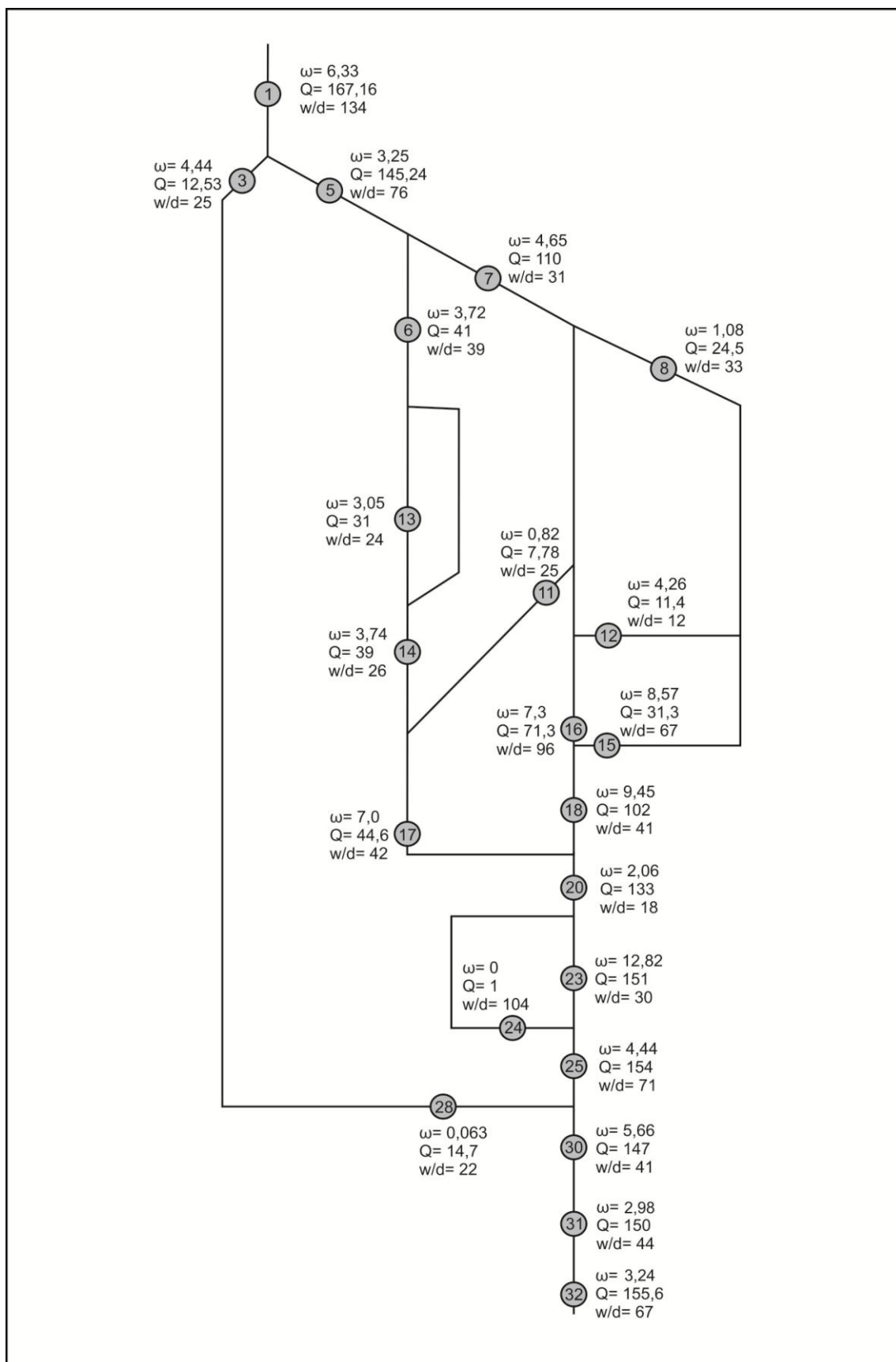


Figura 57: Fluxograma com as confluências de canais no segmento *anabranching*, apresentando o *stream power* específico (ω), vazão e razão largura/profundidade (w/d)

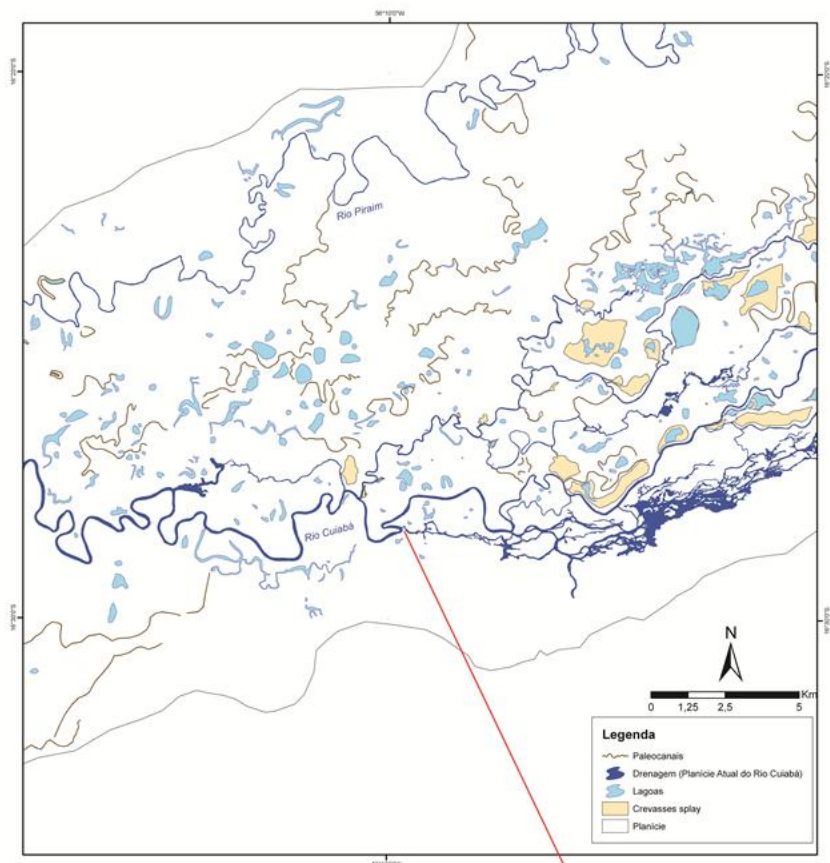


Figura 58: Camada litoplítica no leito dos canais do Cuiabá. Neste trecho o rio funciona sobre leito rochoso. Notar corredeira (círculo vermelho) formada pela camada mencionada.

Os parâmetros hidráulicos de Reynolds apontam fluxo turbulento para todos os pontos (> 2.500) menos o ponto 24, porque durante a medição (mês de setembro) o mesmo se encontrava inativo devido ao período de estiagem. Os valores de Froude indicam escoamento subcrítico (tranquilo) para todas as seções (Tabela 8).

Tabela 8: Parâmetro hidráulicos das seções levantadas

Pont.	Nº de canais (seção)	Área (m²)	Prof. Méd.	Q _{inst} m³/s	Veloc m/s	Larg. (m)	w/d	Stream Power esp. (w)	Decliv.	Froude	Rey.
1	1	281,1	1,45	167,1	0,70	193,8	133,6	6,23	0,0010	0,158	7705
2	2	52,6	1,51	16,36	0,39	34,8	23,07	0,90	0,0005	0,082	4247
3	2	24,6	0,98	12,53	0,60	25,0	25,43	4,45	0,0021	0,164	4473
4	2	15,8	0,95	4,65	0,30	16,6	17,50	1,02	0,0009	0,104	2695
5	2	228,8	1,73	145,2	0,50	132,0	76,17	3,25	0,0004	0,104	6638
6	3	76,2	1,39	41	0,60	54,7	39,21	3,72	0,0006	0,147	6758
7	3	179,2	2,39	110	0,80	75,1	31,48	4,66	0,0004	0,129	13271
8	3	68,1	1,44	24,5	0,60	47,2	32,70	1,09	0,0003	0,096	4651
9	3	139,4	2,15	87,9	0,80	64,9	30,17	5,08	0,0005	0,137	12112
10	4	109,2	2,08	83,7	1,00	52,5	25,22	9,24	0,0008	0,170	14248
11	4	24,8	1,00	7,78	0,40	24,7	24,66	0,82	0,0003	0,101	2830
12	5	21,9	1,34	11,4	0,70	16,3	12,20	4,27	0,0008	0,162	7021
13	5	65,2	1,66	31	0,70	39,3	23,69	3,05	0,0004	0,118	7068
14	4	76,7	1,73	39	0,40	44,2	25,52	3,74	0,0006	0,125	7953
15	4	46,8	0,83	31,3	0,84	56,1	67,40	8,58	0,0027	0,237	5034
16	4	118,1	1,11	71,2	0,90	106,6	96,24	7,30	0,0011	0,185	6041
17	3	73,0	1,31	44,6	0,70	55,7	42,43	7,00	0,0012	0,171	7167
18	3	145,0	1,89	102	0,70	76,7	40,57	9,45	0,0010	0,164	11901
19	3	85,9	1,22	47,33	0,70	70,4	57,74	5,29	0,0011	0,160	6022
20	2	293,6	4,01	133	0,50	73,3	18,28	2,07	0,0002	0,074	16710
21	2	156,5	1,75	102	0,80	89,5	51,17	7,69	0,0009	0,157	10181
22	3	187,8	2,88	150	1,00	65,2	22,61	11,79	0,0007	0,149	20430
23	3	187,9	2,49	151	0,90	75,6	30,40	12,83	0,0009	0,163	17868
24	3	216,7	1,45	1	0,03	149,8	103,5	0,00	0,0000	0,001	64
25	2	279,6	1,99	154	0,95	140,8	70,94	4,44	0,0006	0,125	9767
26	2	184,4	2,41	150	0,95	76,4	31,69	13,45	0,0009	0,168	17551
27	2	255,5	2,75	145	0,65	92,8	33,72	4,37	0,0004	0,109	13985
28	2	108,9	2,21	14,7	0,20	49,3	22,35	0,06	0,0001	0,029	2661
29	2	247,8	1,97	147,9	0,80	125,6	63,70	5,66	0,0007	0,136	10512
30	1	303,0	2,72	147	0,90	111,3	40,90	2,74	0,0003	0,094	11833
31	1	314,1	2,68	155,6	0,5	117,4	43,88	2,98	0,0005	0,098	11943
32	1	301,0	2,13	149,9	0,5	141,6	66,63	3,24	0,0007	0,109	9489

Muito embora a maioria dos valores de declividade varie em torno de 0,00003 a 0,00009, ocorrem valores extremos como 0,0027, para o ponto 15, neste ponto o rio flui sobre leito litoplíntico fraturado. Mas de modo geral, existe uma relativa correlação direta entre aumento de declividade e as de *stream power* (Figura 59). Excluindo os pontos sobre camada litoplíntica, as variações de declividade não são suficientemente expressivas para elevar o *stream power* das seções. Dessa forma o ganho de potência específica é dado pela

redução da razão w/d (Tabela 7). Fica claro que com o aumento do número de canais por seção há uma tendência de redução dessa relação (w/d) para produzir maior eficiência na seção. É claro que os trechos sobre a camada litoplíntica não funcionam dessa forma, uma vez que a resistência do material impede o rio de definir a morfologia da seção do canal. Neste caso esse ajuste é feito numa escala temporal que ultrapassa as do trecho aluvial tendo ainda influência de estruturas da própria rocha como fatores controladores (fraturas, basculamentos, resistência diferencial, etc.).

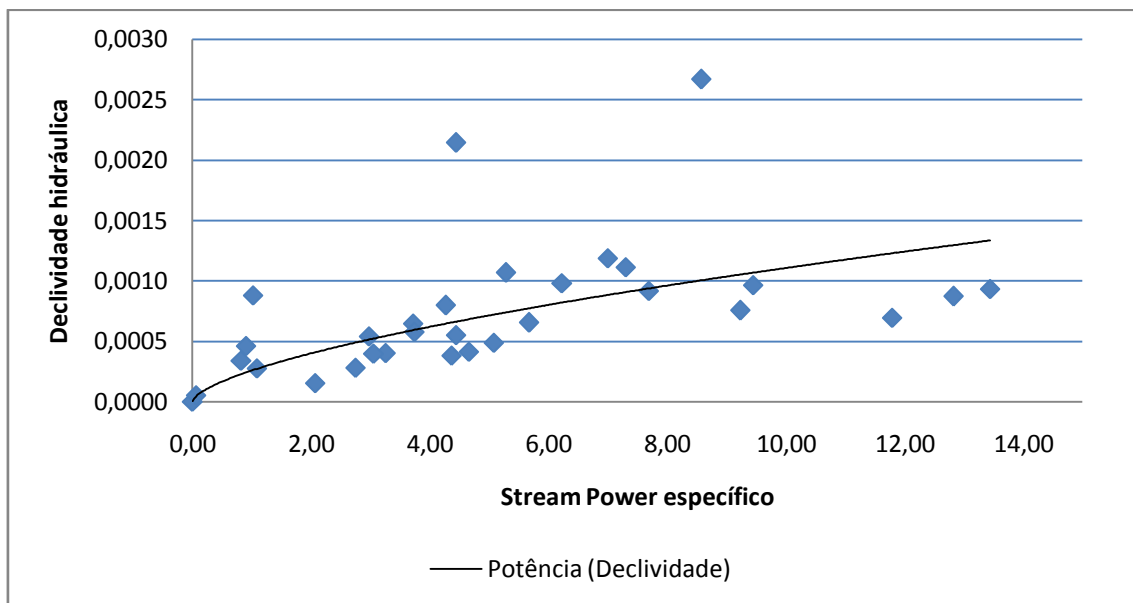


Figura 59: *Stream power* específico (ω) em função da declividade hidráulica para os pontos apresentados na tabela 2.

A figura 60 demonstra a correlação entre a razão largura/profundidade (w/d) em função do número de canais por seção do canal onde as medidas hidráulicas foram coletadas. Nota-se que ocorre uma tendência para a redução da razão largura/profundidade (w/d) conforme o número de canais aumenta. Entretanto alguns pontos fogem à regra, os pontos 24 e 16 (Figuras 57 e 62), representados respectivamente pelos valores entre 105 no eixo que indica 2 canais por seção e 95 no eixo que indica 4 canais por seção (figura 60), apresentam razão w/d alta, isso se deve a condições particulares da planície, o primeiro ocorre num canal bastante sedimentado, raso, em condições de abandono e o segundo apresenta um leito com camada litoplíntica que não permite o ajuste do canal. Já os pontos com canal único o que apresenta razão w/d mais alta representa o ponto 1 (Figuras 57 e 62), à montante do sistema *anabranching* e os outros três estão localizados na saída do sistema.

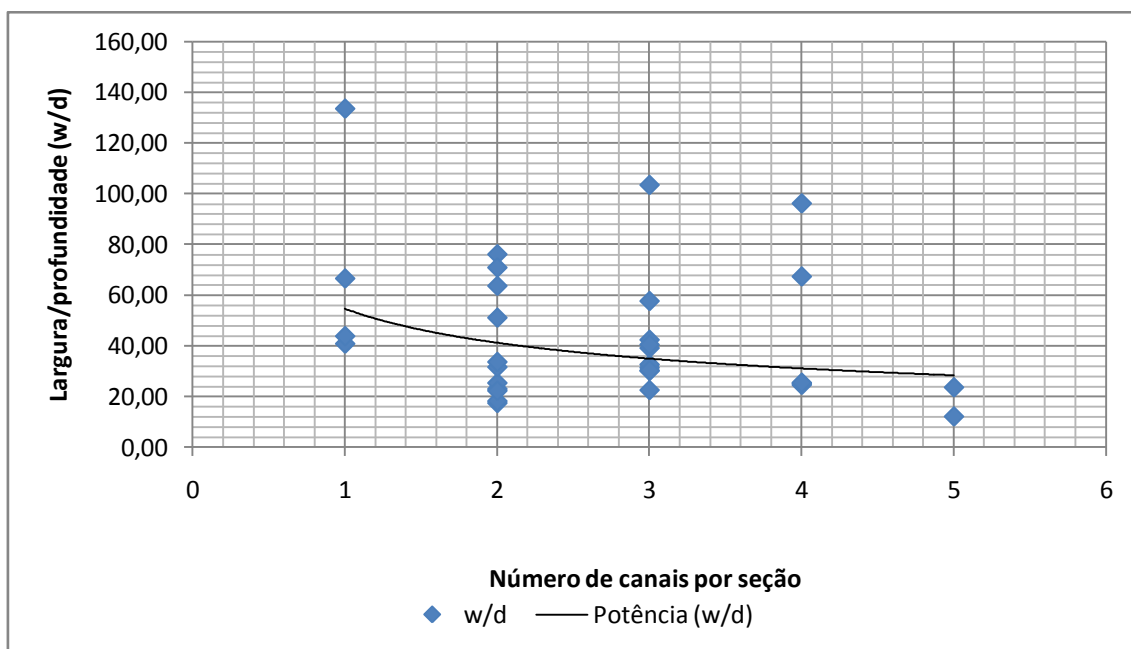


Figura 60: Razão largura/profundidade (w/d) em função do número de canais da seção onde cada ponto foi medido.

A figura 61 demonstra a correlação entre o *stream power* específico (ω) em função do número de canais por seção do canal onde as medidas hidráulicas foram coletadas. Ocorre uma tendência para aumento do *stream power* específico conforme aumenta o número de canais. Entretanto alguns valores são próximos a zero, isso se deve a vários fatores, um é a condição de sedimentação de alguns canais, como o ponto 24 (Figura 62) já mencionado, outra é a condição de leito rochoso (camada litoplíntica) e outra aos pontos situados na saída do setor *anabranching* (ponto 28, figuras 57 e 62).

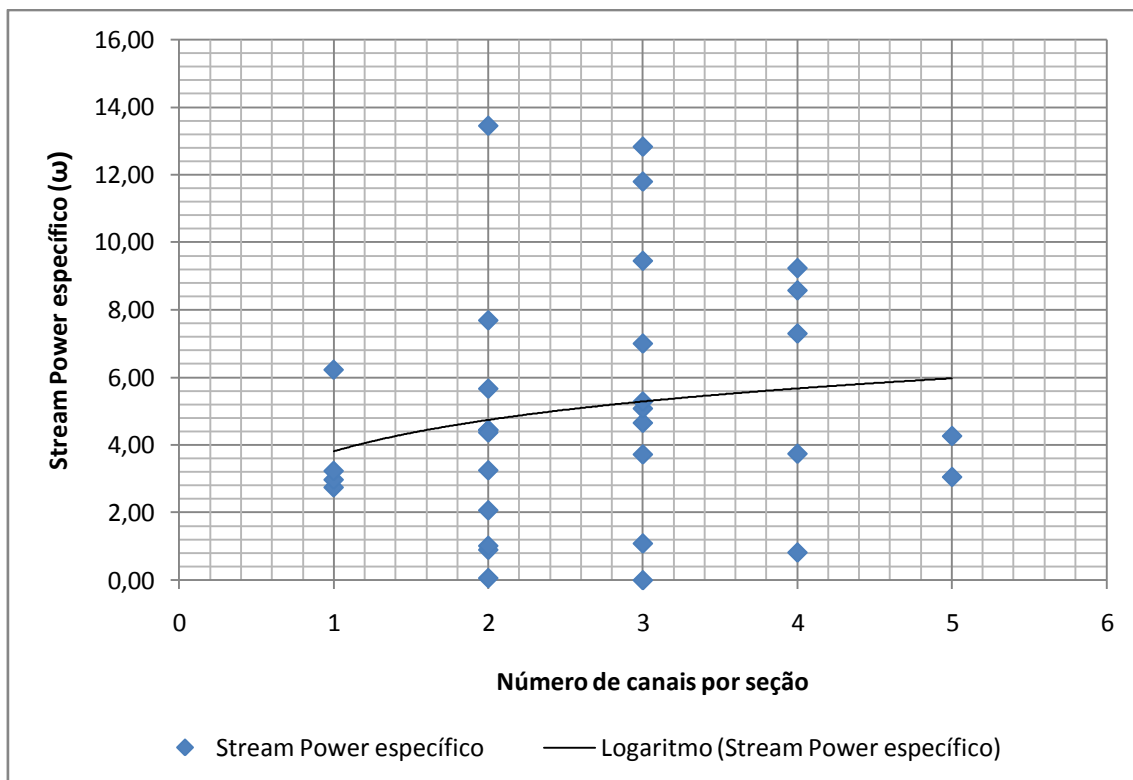


Figura 61: *Stream power* específico (ω) em função do número de canais da seção onde cada ponto foi medido.

A figura 62 apresenta as seções transversão dos canais. Observando os perfis 7, 9, 10 e 14, verifica-se uma irregularidade no fundo dos canais, ocorrendo uma transição entre um fundo plano e raso para um mais profundo e curvo, essa feição mais plana representa a camada litoplíntica que forma uma espécie de soleira, em alguns pontos, ela domina todo o assoalho do canal, que é o caso do ponto 15.

Já o rio Piraim, paleocanal do rio Cuiabá que atualmente configura um canal secundário (pontos 2, 3, 4 e 28, figura 52 e 62) apresenta canal estreito, baixa velocidade e razões w/d baixas (Tabela 8), condições diferentes das impressas em sua planície, atualmente esse rio transporta areia de granulometria fina a muito fina, e vem construindo uma planície embutida na do antigo Cuiabá.

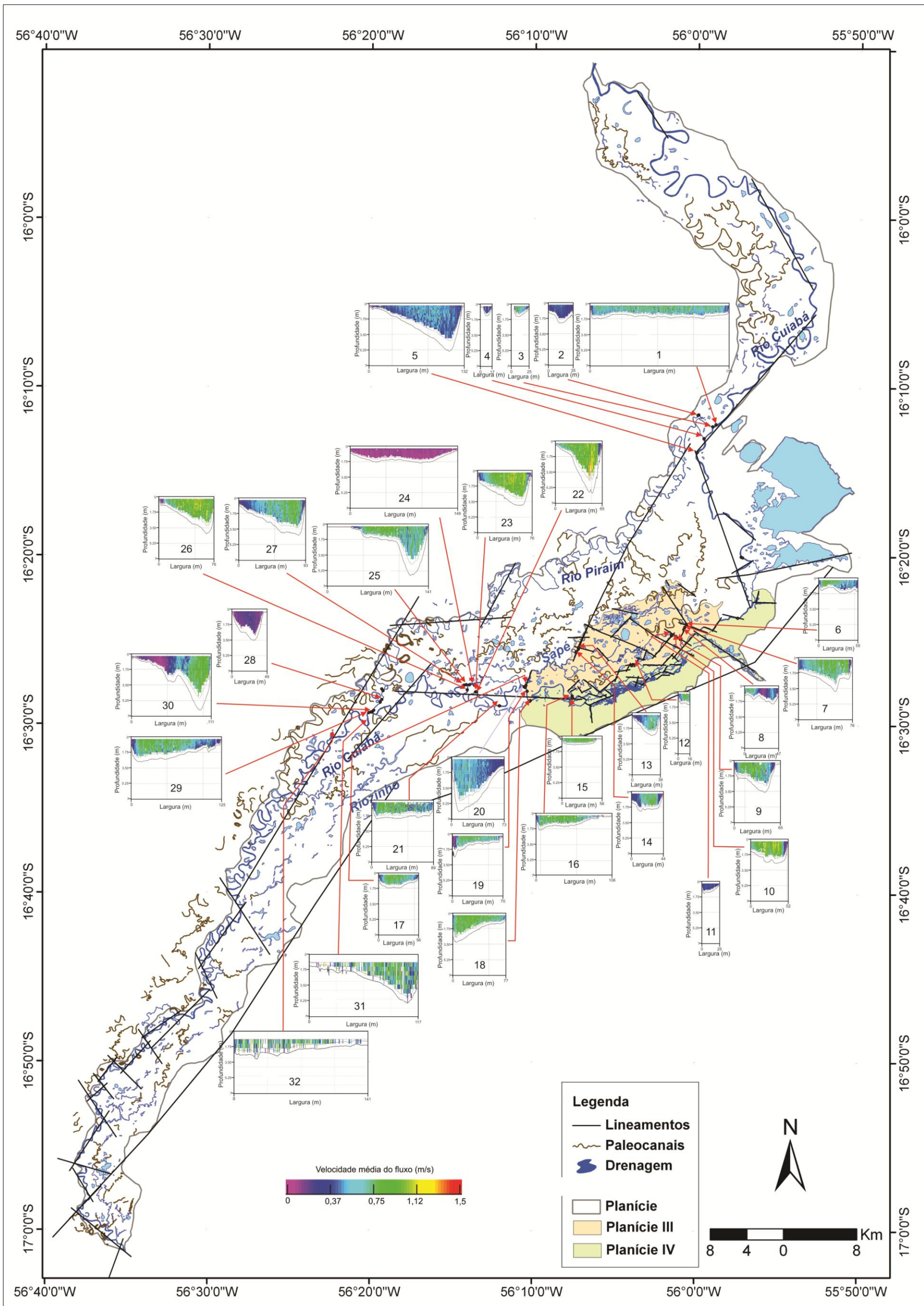


Figura 62: Hidrografia, lineamentos estruturais da planície do rio Cuiabá e perfis transversais dos canais medidos com ADCP.

6.3. Discussão dos resultados

De acordo com Jansen e Nanson (2004), sistemas *anabranching* podem se formar para aumentar a eficiência de fluxo reduzindo a largura e aumentando a profundidade nos canais aluviais, sendo assim foi testada e hipótese na área do estudo.

Constatou-se-se que o *stream power* aumentou e a razão w/d diminuiu confirmando o ganho de eficiência de fluxo entre os pontos 1, 3 e 5 (Tabela 7). Essa condição de aumento na eficiência do fluxo se repete entre os pontos 5, 6 e 7 (Figura 57 e 62) e em outras confluências dentro do segmento *anabranching*. Verificou-se o aumento do *stream power* nos pontos 12 e 15 em relação ao ponto 8 (Figuras 57 e 62), mas a razão w/d do ponto 15 é alta, apresentando um canal relativamente largo e raso. Essa condição consiste numa anomalia que foge à regra, uma vez que o terreno sedimentar apresenta uma camada litoplíntica que se estende por todo o setor do segmento médio onde ocorre maior densidade de canais secundários, entre os pontos 6 e 27 (Figura 62), essa condição faz com que os canais apresentem leito rochoso, por isso não conseguem adaptar a morfologia à condição hidráulica.

Na saída do trecho *anabranching*, quando o rio retoma a condição de canal único meandrante verificou-se a diminuição do *stream power* específico e aumento da razão w/d e o índice de sinuosidade (Figuras 52, 57, 62 e tabela 8). Verificou-se no perfil longitudinal do rio uma diminuição da declividade no trecho *anabranching*, possivelmente essa deva ser a causa de mudança de padrão de canal. Na falta de declividade pertinente para gerar a potência de canal necessária o rio aumentou sua eficiência gerando canais múltiplos com maior relação w/d .

Na figura 62 que apresenta a distribuição de todos os perfis transversais dos canais apresentados na tabela 7, observam-se, nos perfis transversais, áreas em azul e roxo que representam menores velocidades e áreas verdes, com as maiores velocidades. De modo geral, as regiões mais profundas do canal, são as de maior velocidade. Nota-se morfologia de canal assimétrica, principalmente no canal principal, no qual o eixo de máxima velocidade de fluxo se desloca para a margem mais inclinada, côncava, na qual a planície tende a ser erodida aumentando a curva do meandro, por outro lado, a turbulência e a

velocidade decrescem em direção ao banco convexo, de menor profundidade e menor inclinação, formado, assim as barras em pontal (*point bar*). Entretanto verifica-se, entre os pontos 6 e 15 (Figura 62), na margem esquerda, configurações de canal peculiares para canais aluviais, devido a ocorrência de terreno litoplíntico que se comporta como leito rochoso, controlando o ajuste dos canais.

A mudança de declividade de cada trecho, por sua vez, pode ser atribuída a causas alóctones ligadas a basculamentos tectônicos de blocos, por exemplo. A causa tectônica é reforçada pela registro de sismos, pela ocorrência de falhas e lineamentos na drenagem.

No caso da planície confinada do rio Cuiabá, as avulsões parecem ter sido desencadeadas pela associação de mecanismos alóctones mencionados acima e agradação vertical do canal, diferente de outras condições de avulsões condicionadas apenas por agradação vertical do canal, como os descritos por Assine (2003) para o rio Taquari (Pantanal Mato-grossense) e por Makaske (2001).

6.4. Conclusões

- A planície do rio Cuiabá no trecho estudado apresenta três segmentos bem distintos: segmento superior (meandrante); segmento médio (*anabanching*); segmento inferior (meandrante).
- O segmento *anabanching* apresenta menor sinuosidade e menor pendente com relação aos segmentos superior e inferior meandrantes;
- Na ausência de condição de ajuste da pendente (aumento) o rio no trecho *anabanching* diminui a razão w/d para aumentar o *stream power* específico e tornar-se mais eficiente;
- Avulsões e formação de crevasse splays ocorrem em resposta a agradação vertical, e dificuldade de ajuste na razão w/d dos canais;

A condição de confinamento, bem como a própria evolução holocênica da planície podem estar relacionadas com movimentos tectônicos por reativação de falhas, uma vez que foram constatados sismos, anomalia gravimétrica positiva e fraturas na camada litoplíntica distribuída no segmento

médio, como se pode ver no capítulo 5 desta tese. Qualquer movimento sutil na crosta, por menor que seja é capaz de modificar as condições topográficas numa área plana como esta planície.

Essas constatações corroboram com trabalhos descritos na literatura (HUANG e NANSON, 2007; JANSEN e NANSON, 2004; NANSON e KNIGHTON, 1996; SMITH et. Al., 1989). O sistema *anabranching* é uma forma de atingir maior eficiência para o transporte de sedimentos, no qual o rio ajusta as condições hidráulicas (largura, profundidade, velocidade e declividade da água) em busca de um equilíbrio dinâmico, ajustando o sistema às novas condições (JANSEN e NANSON, 2004). Sistemas *anabranching* podem ser tanto formas em equilíbrio dinâmico como formas transitórias e, esses dois estados podem até coexistir no mesmo rio. De modo geral o sistema *anabranching* aumentou a capacidade de fluxo com a redução da largura em relação à profundidade.

7. CONCLUSÕES GERAIS

A partir das interpretações baseadas em datações, análises físicas, químicas e isotópicas, análise morfológica de perfis de depósitos sedimentares e paleossolos, análise da morfologia dos canais fluviais, paleocanais e lagoas presentes na planície confinada do rio Cuiabá, conclui-se as afirmações abaixo a respeito da evolução da Planície Confinada do Rio Cuiabá:

- No início do Holoceno, o rio Cuiabá possuiria padrão de canal meandrante em toda a extensão da planície confinada, ocupado atualmente pelo rio Piraim, e seguindo pelo paleocanal denominado atualmente como “Riozinho” (no segmento inferior). Entretanto avulsões e migrações para SE, iniciadas em torno de 8.710 anos AP, povoaram as planícies (Planície I e Planície II) de paleocanais (com depósitos de areia grossa a fina, com gradodecrescência ascendente), muitos deles interconectados, com muitas lagoas circulares ou alongadas circundando-os. Por volta de 5.500 anos AP, os dois compartimentos citados acima, não receberam sedimentação, permitindo o

desenvolvimento de solos e da camada litoplântica. O posicionamento atual do canal do rio Cuiabá data de aproximadamente 2.250 anos AP.

- Datações por LOE e ^{14}C foram realizadas em todos os compartimentos. A idade mais antiga constatada data de 8.710 ± 30 anos AP, sendo todos depósitos de canal, em depósitos de areia grossa a fina, com granodecrescência ascendente, relacionados a ambiente de canal. O período entre 5.500 AP e 4.300 pode se considerar como de pedogênese generalizada da planície. Nesses solos desenvolveu-se um nível litoplântico indicando rebaixamento do lençol freático, levando a entender que no final desse período ocorreu uma fase mais seca, que talvez tenha se iniciado com a fase de pedogênese generalizada. Neste caso é interessante salientar que o desenvolvimento de solos aluviais está diretamente associado a uma menor atividade hidrológica do canal com a diminuição de cheias e consequentemente da deposição de *overbank* (STEVANUX et. Al., 2006). A duração dessa fase “seca” não está clara, mas valores de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) adquiridos junto com as datações por ^{14}C indicam gramíneas entre 4.690 e 2.250 AP. A partir de então os sedimentos possuem características análogas às atuais.
- Apesar de terem sido confirmadas mudanças climáticas por volta de 5.000 anos AP, estas não explicam a mudança no estilo fluvial, de meandrante para *anabranching*, no segmento médio, uma vez que os registros de avulsões e abandono do Piraim (paleocanal do Cuiabá) tiveram início por volta de 8.710 AP. Assim recorreu-se a evidências tectônicas na área, onde os registros de sismos apontam para instabilidade nessa região, e adicionalmente foi constatado que falhas distribuídas na planície confinada, além disso, o mapa com isolinhas de anomalia Bouguer apontam valores gravimétricos maiores exatamente na área da planície. A camada litoplântica (em sedimentos de no máximo 5.530 anos AP) localizada no segmento *anabranching* apresenta uma rede de fraturas sugerindo que o endurecimento plintítico foi anterior à estruturação, que seria imperceptível em material inconsolidado. Todas essas evidências levam à hipótese de um movimento tectônico na área com a reativação de blocos em grabens e hemi-grabens. Para melhores esclarecimentos a respeito da atuação de forças tectônicas na área,

sugerem-se sondagens geofísicas *in situ*. Essas confirmariam as afirmações aqui expostas.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBADO, D., SLINGERLAND, R.L., AND SMITH, N.D. The origin of anastomosis in the upper Columbia River, British Columbia, Canada: In Blum, M.D., Marriott, S., and Leclair, S. (eds.), **Fluvial Sedimentology VII**, Internat. Assoc. Sedim. Special Publ. 35. 2005.
- AB'SÁBER, A. N. O. Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. **Revista Brasileira de Geografia**, 50: 9-57. (Especial Cinquentenário). 1988.
- ADÂMOLI, J. O limite sul do Pantanal. In: **III Simpósio sobre recursos naturais e sócio-econômicos do Pantanal**. Corumbá: 2000, p. 1-15.
- ALMEIDA, F.F.M. Geologia do centro-oeste Matogrossense, **Bol. Div. Geol. Mineral**, 215, 133 pp., Dep. Nac. Prod. Miner., Rio de Janeiro. 1964.
- ANA - Agência Nacional de Águas. **Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia Hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Paraguai**. 2004.
- ANDREIS, R. R. **Identificación e Importancia Geológica de los Paleosuelos**. Editora da UFRGS, Porto Alegre. 1981, 67p.
- ALVARENGA, C. J. S. de, MOURA, C. A. V., GORAYEB, P. S. S., ABREU, F. A. M. Paraguay and Araguaia Belts, In: **Tectonic Evolution of South América**, eds. Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos D.A., pp. 183 – 193, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, 2000.
- ASSINE, M. L. **Sedimentação na bacia do pantanal mato-grossense, centro oeste do Brasil**. Rio Claro, SP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese de Livre Docência, Rio Claro, 105p, 2003.
- ASSINE, M. L. Leques aluviais. In: PEDREIRA, A.J.; ARAGÃO, M.A.N.F.; MAGALHÃES, A.J.; TESTA, V.. (Orgs.). **Ambientes de Sedimentação do Brasil**. Rio de Janeiro, Petrobras, 2010.
- ASSINE, M.L.; SILVA, A. Contrasting fluvial styles of the Paraguay river in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 113, p. 189–199, 2009.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 114, p. 23–34. 2004.
- ASSUMPÇÃO, M; SACEK, V. Intra-plate seismicity and flexural stresses in central Brazil. **Geophysical Research Letters**, VOL. 40, 487–491. 2013.

BARBIERO, L ; FILHO, A ; FURQUIM, S ; FURIAN, S ; SAKAMOTO, A ; VALLES, V ; GRAHAM, R ; FORT, M ; FERREIRA, R ; NETO, J . Soil morphological control on saline and freshwater lake hydrogeochemistry in the Pantanal of Nhecolândia, Brazil. **Geoderma** (Amsterdam), v. 148, p. 91-106, 2008.

BARBIÉRO, L.; QUEIROZ NETO, J.P.; CIORNEI, G.; SAKAMOTO, A.Y.; CAPELLARI, B.; FERNANDES, E.; VALLES, V. Geochemistry of water and ground water in the Nhecolândia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and associated processes. **Wetlands**, Wilminton, v. 22, p. 528-540, 2002.

BEIRIGO, R. M. **Sistema pedológico Planossolo-Plintossolo no Pantanal de Barão de Melgaço-MT**. Dissertação (Mestrado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior. Piracicaba, SP, 2008.

BEIRIGO, R. M. **Formação e degradação de feições redoximórficas em solos do Pantanal-MT**. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior. Piracicaba, SP, 2013.

BEIRIGO, R.M.; VIDAL-TORRADO, P.; STAPE, J.L.; COUTO, E.G.; ANDRADE, G.R.P. **Solos da reserva particular do patrimônio natural SESC Pantanal**. Rio de Janeiro: SESC, 2011. v. 176 p.

BOUTTON, T. W. Stable carbon isotopes ratios of soil organic matter and their use as indicators of vegetation and climate change. In: BOUTTON, T. W.; YAMASAKI, S. I. (Ed.). **Mass spectrometry of soils**. New York: Marcel Dekkerp, 47-82, 1996.

BRAUN, E. W. G. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante da planície quaternária do Pantanal. **Revista Brasileira Geografia**, 39: 164-180. 1977.

BRAVARD, J.P. & PETTIT, F,. **Les cours d'eau: Dynamique du système fluvial**. Armand Colim. Paris, 2000.

BREEMEN, N.; BUURMAN, P. **Soil formation**. 2nded. Dordrecht: Kluwer Academic, 2002. 404p.

BULL, W. B. The alluvial-fan environment. **Progress in Physical Geography**, v. 1, n. 2, p. 222-270, 1977.

CARNEIRO FILHO, A; SCHWARTZ, D.; TATUMI, S. H. Amazonian Paleodunes Provide Evidence for Drier Climate Phases during the Late Pleistocene–Holocene. **Quaternary Research**, v. 58, n. 2, p. 205-209, 2002.

CARNEIRO FILHO, A.; TATUMI, S.; YEE, M. Dunas fósseis na Amazônia. **Ciência Hoje**, v. 32, n. 1, 24-29, 2003.

CARVALHO, M.J. **Estudo geofísicos integrados no Pantanal Matogrossense**. Trabalho de Graduação II, Curso de Graduação em Geofísica, IAG/USP, São Paulo, 2000, 47p

CHAKRABORTY, T.; GHOSH, P. The geomorphology and sedimentology of the Tista megafan, Darjeeling Himalaya: implications for megafan building processes. **Geomorphology**, v. 115, n. 3-4, p. 252-266, 2010.

CHAKRABORTY, T.; KAR, R.; GHOSH, P.; BASU, S. Kosi megafan : Historical records , geomorphology and the recent avulsion of the Kosi River. **Quaternary International**, v. 227, p. 143-160, 2010.

CHANG, H. H. **Fluvial Processes in River Engineering**, John Wiley, Hoboken, N. J. 1988.

CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**, Routledge, London 2008.

CHARTRES, C.J. The composition and formation of grainy void cutans in some soils with textural contrast in Southeastern Australia. **Geoderma**, Amsterdam, v. 39, n. 3, p. 209-233, 1987.

CORDEIRO, R. C.; TURCQ, B.; SIFEDDINE, A. et al. Biogeochemical indicators of environmental changes from 50Ka to 10Ka in a humid region of the Brazilian Amazon. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 299, n. 3-4, p. 426-436, 2011.

CORINGA, E.A.O; COUTO, E.G.; PEREZ, X.L.O.; VIDAL-TORRADO, P. Atributos de solos hidromórficos no Pantanal Norte Matogrossense. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 42, p. 19 – 28, 2012.

CORRADINI, F.A. **Geomorfologia fluvial, mudanças ambientais e evolução do megaleque do rio São Lourenço, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense**. 2011. 164p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2011

CORRADINI, F.A.; FACHINI, M.P.; STEVAUX, J.C. Controle geomorfológico da distribuição da vegetação ripária do rio Paraná: Parte I – Unidades geomórficas da planície de inundação. **Revista UnG – Geociências**, Guarulhos, v.5, p. 13-21, 2006.

CORRADINI, F.A.; ZANI, H.; ASSINE, M.L.; KUERTEN, S.; SILVA, A.; GRADELLA, F.S. Paleocanais distributários, incisão fluvial, construção e abandono de lobos deposicionais na evolução geomorfológica do megaleque do São Lourenço, Pantanal Mato-grossense. In: **SIMPÓSIO DE GEOTECNOLOGIAS NO PANTANAL**, 2., 2009, Corumbá. Resumos. Corumbá: Embrapa, 2009. p. 115-123.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil. **Mapa geológico e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso**: escala 1:1,000,000. CPRM, Cuiabá, Brazil. (http://downloads.ibge.gov.br/downloads_geociencias.htm). 2004.

CREMON, É. H. **Leques Aluviais na Calha do Rio Paraná: Morfometria e Relações Geomorfológicas**.- monografia de conclusão de curso, Universidade Estadual de Maringá- Maringá, 2009

DANIELS, J.M. Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. **Geomorphology** 56:225-242. 2003.

DENNY, C. S. Fans and pediments. **American Journal of Science**, v. 265, n. February, p. 81-105, 1967.

DESJARDINS, T., et al. Changes of the forest-savanna boundary in Brazilian Amazonia during the Holocene as revealed by soil organic carbon isotope ratios. **Oecologia**, v.108, 1996, p.749-756.

Do CARMO, F., BARBERI, M.; RUBIN, J. C. R. Análise palinológica de sedimentos do Quaternário Tardio, a partir de 44.000 anos AP, na região centro-sul do Estado de Goiás, Brasil. *In: ABEQUA, IX*, Recife-PE. **Anais**. 2003.

EMBRAPA (Centro Nacional de Pesquisas de Solo). **Manual de métodos de análise de solo**. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 1997. 212p.

EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias) **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. 2ª edição, Embrapa Solos, Rio de Janeiro, 2006, 306 p.

FACINCANI, E.; ASSINE, M.L.; SILVA, A.; ZANI, H.; ARAÚJO, B.C.; MIRANDA, G.M. Geomorfologia fluvial do leque do rio Aquidauana, borda sudeste do Pantanal, MS. In: **1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal**, Campo Grande - MS, INPE, p. 175-181. 2006.

FERRAZ-VICENTINI, K.R. **Análise Palinológica de uma Vereda em Cromínia-GO**. Brasília, 136 p. Dissertação de Mestrado – Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília. 1993.

FERRAZ-VICENTINI, K.R. 1999. **História do fogo no Cerrado: uma análise palinológica**. Brasília. Tese de Doutorado. Instituto de Ciências Biológicas, Universidade de Brasília. 208 p.

FISSEHA S. F. W. **Estruturas geoeletricas crustais da bacia do Pantanal e faixa Paraguai: Implicações tectônicas**. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2003, 189p.

FRANZINELLI, E.; LATRUBESSE, E, M. Late Quaternary Alluvial Sedimentation in the Upper Rio Negro Basin , Amazonia , Brazil_:

Palaeohydrological Implications. In: G. Benito; V. Baker; K. Gragory (Eds.); 129 **Paleohydrology and Environment Change**. p.259-271. John Wiley & Sons Ltd., 1998.

FURQUIM, S.A.C.; BARBIERO, L.; GRAHAM, R.C.; QUEIROZ NETO, J.P.; FERREIRA, R.P.D.; FURIAN, S. Neoformation of micas in soils surrounding an alkaline-saline lake of Pantanal wetland, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 158, p. 331–342, 2010b.

FURQUIM, S.A.C.; GRAHAM, R.C.; BARBIERO, L.; QUEIROZ NETO, J.P.; VIDALTORRADO, P. Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of the Pantanal Wetland, Brazil. **Geoderma**, Amsterdam, v. 154, p. 518–528, 2010a.

GIBLING, M. R. Width and Thickness of Fluvial Channel Bodies and Valley Fills in the Geological Record A Literature Compilation and Classification. **Journal of Sedimentary Research**, v. 76, p. 731-770. 2006.

GUMBRICHT, T.; MCCARTHY, T. S.; BAUER, P. The micro-topography of the wetlands of the Okavango Delta, Botswana. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, p. 27-39, 2005

GÜNERALP, I.; MARSTON, R. A. Process–form linkages in meander morphodynamics: Bridging theoretical modeling and real world complexity. **Progress in Physical Geography**. 2012, 36: 718

HAFFER, J.; PRANCE, G. T. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. **Estudos Avançados**, v.16, n.46, p.175-206, set./dez. 2002.

HASENACK, H.; CORDEIRO, J. L. P.; HOFMANN, G. S. **O clima na RPPN SESC Pantanal**: relatório técnico. Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Biociências, Centro de Ecologia, 2003. 31 p.

HARTLEY, ADRIAN J.; WEISSMANN, GARY S.; NICHOLS, GARY J.; WARWICK, G. L. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution and controls on development. **Journal of Sedimentary Research**, v. 80, p. 167-183, 2010.

HARVEY, A.M. Factors influencing Quaternary alluvial fan development in southeast Spain. In: **Alluvial Fans, a Field Approach** (Eds A.H. Rachocki and M. Church), 1990. pp. 247–269.

HARVEY, A. M. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. **Geomorphology**. 2002. 45, 67-87.

HOOKE, J.M. and Harvey, A.M., Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In: J. Collinson and J. Lewin (Editors),

Modern and Ancient Fluvial Systems, J. Int. Assoc. Sediment. Sp. Publs., 6: 121-132. 1983.

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

HOOKE, J. M. Cutoffs galore! occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river. **Geomorphology**, v. 61, p. 225-238, 2004.

HORTON, B. K.; DeCELLES, P. G. Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in fold-thrust belts. **Basin Research**, v. 13, p. 43-63, 2001.

HUANG, H. Q., and G. C. NANSON. Hydraulic geometry and maximum flow efficiency as products of the principle of least action, Earth Surf. **Processes Landforms**, 25, 1 –13, 2000.

HUANG, H. Q., and G. C. NANSON. Why some alluvial rivers develop an anabranching pattern, **Water Resour. Res.**, 43. 2007.

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Geomorfologia: Estado do Mato Grosso do Sul**. IBGE/CISCEA (Projeto SIVAM). Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais - Diretoria de Geociências. Mapa escala 1:250:000. 2009.

IBGE. **Manual técnico da vegetação brasileira: sistema fitogeográfico, inventário das formações florestais e campestres, técnicas e manejo de coleções botânicas, procedimentos para mapeamentos**. 2a ed. IBGE-Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 2012, 275p.

IBGE. **Mapas temáticos Amazônia Legal** - 1:250.000. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2008.

IRIONDO, M. Geomorphology and late Quaternary of the Chaco (South America). **Geomorphology**, 7: 289-303. 1993.

JANSEN, J. D., and G. C. NANSON. Anabranching and maximum flow efficiency in Magela Creek, northern Australia, **Water Resour. Res.** 40, W04503, doi:10.1029/2003WR002408, 2004.

KILLOPS, S.; KILLOPS, V. **Introduction to organic geochemistry**. Malden, MA: Blackwell 393 p, 2005.

KNIGHTON, A. D.; G. C. NANSON Anastomosis and the continuum of channel pattern, Earth Surf. **Processes Landforms**, 18, 613 – 625. 1993.

KNIGHTON, A. D. **Fluvial Forms and Processes: A New Perspective**, 383 pp., Edward Arnold, London, 1998.

KNIGHTON, D., Downstream variation in stream power. **Geomorphology**, 29:293-306, 1999.

KRAUS, M. Mesozoic and Tertiary paleosols. In Martini, I.P.; Chesworth, W. (ed.) **Weathering, Soils & Paleosols**. Elsevier, Amsterdam, 1992. p. 525- 542.

KRAUS, MJ. Paleosols in clastic sedimentary rocks: its geological applications: **Earth Science Reviews**, 47: 41-70. 1999.

KUERTEN, S. **Evolução geomorfologia e mudanças ambientais no megaleque do Nabileque, Quaternário do Pantanal Mato-grossense**. Tese (doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 2010. 96p.

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

KUERTEN, S.; PAROLIN, M.; ASSINE, M.L.; MCGLUE, M.M. Sponge spicules indicate Holocene environmental changes on the Nabileque River floodplain, southern Pantanal, Brazil. **Journal of Paleolimnology** 49: 171-183. 2013.

LADEIRA, F. S. B.; SANTOS, M. 2005. O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri, SP. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 6: 3-20.

LADEIRA, F. S. B. ; TAMANHO, P. . Relação Solos/Depósitos Colúviais e Aluviais na Planície do Rio Mogi-Guaçu - Luiz Antonio (SP). In: **Anais do VII Simpósio Nacional de Geomorfologia/II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia**, Belo Horizonte-MG, 2008.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; RAMONELL, C. G. A Climatic Model for Southwestern Amazonia in Last Glacial Times. **Quaternary International**, v. 21, p. 163-169, 1994.

LEEDER, M. **Sedimentology and Sedimentary Basins: From Turbulence to Tectonics**. Blackwell, Oxford. 1999. 529p.

LEIER, A. L.; DECELLES, P. G.; PELLETIER, J. D. Mountains, monsoons and megafans. **Geology**, v. 33, n. 4, p. 289-292, 2005.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. Dover Publications, São Francisco. 1964. 522p.

LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G. River channel patterns-braided, meandering and straight. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, 282B, p. 39-85, 1957.

LIMA-RIBEIRO, M. S. **Índice de variação da paisagem (IVP) e riqueza de espécies de vertebrados no bioma Cerrado, Brasil Central**. 2006. 97 p. Dissertação (Mestrado em Ecologia e Evolução) - Universidade Federal de Goiás (UFG), Goiânia:UFG, 2006.

LIMA, G. A.J.; SOARES, T. S.; NUNES DA CUNHA, C.; FERREIRA, H. Estudo florístico das espécies arbustivas e arbóreas nas fitofisionomias da RPPN SESC Pantanal, Mato Grosso, Brasil. ; **Anais do VIII Congresso de Ecologia do Brasil, 23 a 28 de Setembro de 2007**, Caxambu – MG. 2007.

MACEDO, H.A.; ASSINE, M.L.; SILVA, A.; PUPIM, F.N.; MERINO, E.R.; STEVAUX, J.C. 2014. Mudanças paleo-hidrológicas na planície do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia** 15(1): 75-85.

MAKASKE, B. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. **Earth-Science Reviews**. 2001. 53: 149-196

MCCARTHY, T.S. & CADLE, A.B. Discussion: alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. **Journal of Sedimentary Research** 65, 581–583. 1995.

MCGLUE, M.M.; SILVA, A.; ZANI, H.; CORRADINI, F.A.; PAROLIM, M.; ABEL, E.J.; COHEN, A.S.; ASSINE, M.L.; ELLIS, G.S.; TREES, M.A.; KUERTEN, S.; GRADELLA, F.S.; RASBOLS, G.G. Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil), **Quaternary Research**, 78 (2): 285-294. 2012.

MEDEANIK, S.; STEVAUX, J. C. . Palinomorfos e partículas de carvão nos sedimentos holocênicos da região do alto rio Paraná e sua aplicação nas reconstruções paleoambientais e paleoclimáticas. *Acta Scientiarum. Biological Sciences*, v. 30, p. 351-339, 2008.

MERINO, E.R. **Caracterização geomorfológica do sistema deposicional do rio Miranda (borda sul do Pantanal mato-grossense, MS) com base em dados orbitais**. Dissertação (mestrado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 2011. 71p.

MERINO, E.R ; ASSINE, M.L.; PUPIM, F. N. Estilos fluviais e evidências de mudanças ambientais na planície do rio Miranda, Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia** 14(2): 75-85. 2013.

METCALFE, S.E.; WHITNEY, B.S.; FITZPATRICK, K.A.; MAYLE, F.E.; LOADER, N.J.; STREET-PERROTT, F.A; MANN, D.G. Hydrology and climatology at Laguna La Gaiba, lowland Bolivia: complex responses to climatic forcings over the last 25 000 years. **Journal of Quaternary Science** 29(3): 289-300. 2014.

MEYER, R. **Paléoaletérites et Paléosols: l’empreinte du continent dans les séries sédimentaires**. BRGM, Orleans, 1987. 163p.

MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits**. Berlin, Springer-Verlag. 1996. 582p

MIALL, A.D., 2006. How do we identify big rivers? And how big is big? **Sedimentary Geology** 186, 39–50

NANSON G.C and HUANG, H.Q. Least action principle, equilibrium states, iterative adjustment and the stability of alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*. 33, 923–942, doi:10.1002/esp.1584. 2008.

NANSON, G. C., and A. D. KNIGHTON. Anabranching rivers: their cause, character, and classification, **Earth Surf. Processes Landforms**, 21, 217-239. 1996.

NANSON, G. C., and H. Q. HUANG. Anabranching rivers: Divided efficiency leading to fluvial diversity, in **Varieties of Fluvial Form**, edited by A. J. Miller and A. Gupta, pp. 477– 494, John Wiley, Hoboken, N. J. 1999.

NANSON, G. C., CROKE, J. C., A genetic classification of floodplains, **Geomorphology**, 4(6), 1992, 459-486.

NANSON, G.C.; KNIGHTON, A.D. Anabranching rivers: their cause, character and classification. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 21, p. 217-239, 1996.

NASCIMENTO, A. F. **Relações pedologia-Geomorfologia e sedimentologia do Pantanal Norte**. Piracicaba, 2012. Tese de Doutorado, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 2012.

NASCIMENTO, A. F. do; FURQUIM, S. A. C.; COUTO, E. G.; BEIRIGO, R. M.; OLIVEIRA JUNIOR, J. C.; CAMARGO, P. B. de; VIDAL-TORRADO, P. Genesis of textural contrasts in subsurface soil horizons in the northern Pantanal-Brazil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**, v. 37, p. 1113-1127, 2013. 15p.,

NAZÁRIO, M. G. **Origem e destino da matéria orgânica do sistema lagunar Mundaú-Manguaba - AL, Brasil: sinais da cana-de-açúcar**. Dissertação de Mestrado (Origem e destino da matéria orgânica do sistema lagunar Mundaú-Manguaba - AL, Brasil: sinais da cana-de-açúcar) - Departamento de Geoquímica, UFF, Niterói. 2008.

NICHOLS, G. J. & FISHER, J. A. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. **Sedimentary Geology**. 2007. 195, 75-90.

ORIOLO, A.L.; AMARAL FILHO, Z.P.; OLIVEIRA, A.B. **Pedologia**: levantamento exploratório de solos da Folha SE.21 (Corumbá) e Parte da Folha SE.20. In: BRASIL. Ministério de Minas e Energia. **Projeto RADAMBRASIL**. Rio de Janeiro, 1982, p. 25-328.

PARANHOS FILHO, A.; NUMMER, A. R.; ALBREZ, E.A.; RIBEIRO, A.A.; MACHADO, R. A study of structural lineaments in Pantanal (Brazil) using remote sensing data. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 85(3):913-922. 2013

PESSENDA, L. C. R., et al. Isótopos do Carbono e suas aplicações em estudos paleoambientais. In: SOUZA, C. R. G., et al (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, p.75-93, 2005.

PHILLIPS, J.D. Rapid development of ferricretes on a subtropical valley side slope. **Geografiska Annaler**. Series A, Physical Geography, Chichester, v. 82, n. 1 , p. 69-78, 2000.

PIPUJOL, M.D.; BUURMAN, P. Analyzing ground-water gley and surface-water (pseudogley) effects in paleosols. **Quaternary International**, London, v. 51/52, p. 77-79.1990.

PIPUJOL, M.D.; BUURMAN, P. The distinction between ground-water gley and surface-water gley phenomena in Tertiary paleosols of the Ebro basin, NE Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 110, p. 103 -113, 1994.

PUPIM, F.N. **Geomorfologia e Paleo-Hidrologia dos Megaleques dos Rios Cuiabá e São Lourenço, Quaternário da Bacia do Pantanal**. Tese de Doutorado, IGCE, Câmpus de Rio Claro, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, 2014.

RAMONELL, C.G., E. DRAGO, A. PAIRA; M. AMSLER. "Levee toe scour: a mechanism of sediment reworking in the Paraná River floodplain". **Workshop on Morphodynamic Proc. in Large Lowland Rivers**, Santa Fe. 2007.

RETALLACK, G.J. The environmental factor approach to the interpretation of paleosols. In: Amundson, R., Hardin, J., Singer, M. (Eds.), **Soil Science Society of America Special Publication**. 1994. 33, pp. 31–64.

RIBEIRO, M. R.; BARROS, M. F. C.; FREIRE, M. B. G. dos S. Química dos solos salinos e sódicos. In: MELO, V. F.; ALLEONI, L. R. **Química e mineralogia do solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo**, v.2, p.449- 484, 2009.

RIBEIRO, M. R.; FREIRE, F. J.; MONTENEGRO, A. A. A. Solos halomórficos no Brasil: ocorrência, gênese, classificação, uso e manejo sustentável. In: CURI,

N.; MARQUES, J. J.; GUILHERME, L. R. G.; LIMA, J. M.; LOPES, A. S.; ALVAREZ V., V. H. (eds) **Tópicos em Ciência do Solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.3, p.165-208, 2003.

ROSSETTI, D. F.; BERTANI, T. C.; ZANI, H.; CREMON, E. H.; HAYAKAWA, E. H. Late Quaternary sedimentary dynamics in Western Amazonia: implications for the origin of open vegetation/forest contrasts. **Geomorphology**, v. 177-178, n. 1, p. 74-92, 2012.

ROSSETTI, D.F.; ZANI, H.; COHEN, M.C.L.; CREMON, É.H. A Late Pleistocene–Holocene wetland megafan in the Brazilian Amazonia. **Sedimentary Geology** 282: 276-293. 2012.

RUBIN, J.C.R. **Sedimentação Quaternária, Contexto Paleoambiental e Interação Antrópica nos depósitos aluviais do Alto Rio Meia Ponte**. Tese (Doutorado em Geociências), UNESP, Rio Claro. 2003.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. **História ecológica da Terra**. Edgard Bücher, São Paulo, 307 p. 1994.

SALGADO-LABOURIAU, M.L. Late Quaternary paleoclimate in the savannas of South América. **Journal of Quaternary Science**, 12(5):371-379. 1997.

SANTOS, M.A. **RECUPERAÇÃO DE SOLO SALINO-SÓDICO POR FITORREMEDIAÇÃO COM *Atriplex nummularia* OU APLICAÇÃO DE GESSO**. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Ciência do solo. Recife, Pernambuco. 2012

SANTOS, R. V. **Correção de um solo salino-sódico e absorção de nutrientes pelo feijoeiro *Vigna (Vigna unguiculata L. Walp)***. Piracicaba, (Tese de Doutorado) -ESALQ. 1995.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C. & ANJOS, L.H. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. 5.ed. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2005, 100p.

SCHAETZL, R.; ANDERSON, S. **Soils: genesis and geomorphology**. Cambridge; Cambridge University Press, 2005. 817p.

SILVA, A. **Geomorfologia do megaleque do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal Mato-grossense, centro-oeste do Brasil**. Tese (doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro: 114p. 2010.

SCHUMM, S.A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, Chicago, v. 101, p. 279-294, 1993.

SCHUMM, S.A.; DUMONT, J.F.; HOLBROOK, J.M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge, 2002.

SCHUMM, S.A. **The Fluvial System**: New York, John Wiley, 338 p. 1977.

SCHUMM, S.A. River response to base-level change: Implications for sequence stratigraphy: **Journal of Geology**, v. 101, p. 279–294. 1993.

SHIRAIWA, S. **Flexura da litosfera continental sob os Andes Centrais e a origem da Bacia do Pantanal**. 1994. 86p. Tese (Doutorado em Astronomia e Geofísica) – Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

SILVA, J.S.V.; ABDON, M.M. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas sub-regiões. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, 33 (Número Especial): 1703-1711, out., 1998.

SINHA, R. The Great avulsion of Kosi on 18 August 2008. **Current Science**, v. 97, n. 3, p. 3-7, 2009.

SINHA, R.; JAIN, V.; BABU, G.P.; GHOSH, S. Geomorphic characterization and diversity of the fluvial systems of the Gangetic Plains. **Geomorphology**, v. 70, p. 207-225, 2005.

SMITH, D. G. Anastomosing fluvial deposits: modern examples of Western Canada, In: Collinson, J. and Lewin, J., Eds. **Modern and ancient river systems: Oxford: Blackwell** (Special Publication of the International Association of Sedimentologists v 6, p 155-168 1983.

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

SMITH, N.D.; CROSS, T.A.; DUFFICY, J.P.; CLOUGH, S.R. **Anatomy of an avulsion. Sedimentology**, Oxford, v. 36, p. 1-23, 1989.

SOARES, P.C.; FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Not. Geomorfol.**, Campinas-SP, 16(32): 71-104.

SOUZA, O.C.; ARAÚJO, M.R. USSAMI, N.; FISSEHA, S.; KONZEN, L. **Mudanças Hidrológicas no Pantanal Associadas a Processos Erosivos e Tectônicos na Bacia do Rio Taquari, MS**. Campo Grande, MS Embrapa, 2004

STANISTREET, I.; MCCARTHY, T. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. **Sedimentary Geology**, v. 85, n. 1-4, p. 115–133, 1993.

STEVAUX, J. C. ; BARCZIYSKCZY, Olga ; MEDEANIC, S.; NÓBREGA, M.T. Characterization and environmental interpretation of a floodplain Holocene paleosoil: Implications for paleohydrological reconstructions in the Upper

Paraná River, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**. Supplementband, v. 145, p. 191-206, 2006.

STEVAUX, J.H. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, Oxford, v. 72, p. 73-85, 2000.

SUGUIO, K. **Introdução a sedimentologia**. Sao Paulo: Edgard Blucher, Universidade de São Paulo, Sao Paulo, 1973. 317p.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. Comunicação e Artes Gráficas, São Paulo. 1999. 366 p.

TAMANHO, P.; LADEIRA, F. S. B. . Relação solo/depósitos aluviais na planície do Rio Mogi Guaçu - Luiz Antonio (SP). In: **XVI Congresso Interno de Iniciação Científica da Unicamp**, 2008, Campinas. Caderno de Resumos do XVI Congresso Interno de Iniciação Científica da Unicamp, 2008.

USSAMI, N.; SHIRAIWA, S.; DOMINGUEZ, J.M.L. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: the Pantanal wetland, SW Brazil. **Tectonics**, Washinton, v. 18, p. 25–39, 1999.

VALERIANO, M. M.; ALBUQUERQUE, P. C. G. **TOPODATA**: processamento dos dados SRTM. São José dos Campos: INPE, 2010.

VAN DER HAMMEN, T. The Pleistocene changes of vegetation and climatic in tropical South America. **Journal of Biogeography**, 1:3-26. 1974.

VAN DER HAMMEN, T. Palaeoecology of the Neotropics: an overview of the state of affairs. **Boletim IG-USP**, 8:35-56. 1991.

VEPRASKAS, M.J. **Redoximorphic features for identifying aquic conditions**. Raleigh: North Caroline Agricultural Experiment Station, 1996. 33p.(Technical Bulletin, 301).

WALKER, R.G. Facies models revisited.. In **Facies models revisited (H.W. Posamentier & R. Walker, eds.)**. Society for Sedimentary Geology: SEPM Special Publication, No. 84. Pp.1-17, 2006.

ZANI, H. **Mudanças morfológicas na evolução do megaleque do Taquari: uma análise com base em dados orbitais**. 2008. 96p. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2008.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A. Redes de drenagem distributária e formas deposicionais no Megaleuque do Taquari, Pantanal: uma análise baseada no MDE-SRTM. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, p. 21-28, 2009.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; et al. Geoformas deposicionais e feições erosivas no Pantanal Mato-Grossense identificadas por Sensoriamento Remoto. **Geografia**, v. 34, n. Especial, p. 643-654, 2009.

ZANI, H; ASSINE, M. L. Paleocanais no megaleque do rio Taquari: mapeamento e significado geomorfológico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 1, p. 37-43, 2011.

ZEILHOFER, P.; SCHESSL, M. Relationship between vegetation and environmental conditions in the northern Pantanal of Mato Grosso, Brazil. **Journal of Biogeography**, Oxford, v. 27, p. 159-168, 1999.

ZAPAROLI, F.C.M.; STEVAUX, J.C.; RIEDEL, P.S. Técnicas de realce de imagens do sensor landsat 5 para identificação de paleoformas no megaleque do rio Cuiabá. **SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2012

ZOCATELLI, R. O. **Composição da matéria orgânica em função de eventos paleoclimáticos na Lagoa do Caçó, MA, Brasil**. Niterói, 2005. Dissertação de Mestrado (Composição da matéria orgânica em função de eventos paleoclimáticos na Lagoa do Caçó, MA, Brasil) - Dep. de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense, Niterói. 2005.