

AGUINALDO SILVA

GEOMORFOLOGIA DO MEGALEQUE DO RIO PARAGUAI,  
QUATERNÁRIO DO PANTANAL MATO-GROSSENSE,  
CENTRO-OESTE DO BRASIL.

Rio Claro (SP)  
2010

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA  
Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Campus de Rio Claro

AGUINALDO SILVA

GEOMORFOLOGIA DO MEGALEQUE DO RIO PARAGUAI,  
QUATERNÁRIO DO PANTANAL MATO-GROSSENSE,  
CENTRO-OESTE DO BRASIL

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine  
Co-orientador: Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho

Rio Claro (SP)  
2010

551.4a Silva, Aguinaldo  
S586g Geomorfologia do megaleque do rio Paraguai, quaternário do pantanal mato-grossense, Centro-Oeste do Brasil. / Aguinaldo Silva. - Rio Claro : [s.n.], 2010  
127 f. : il., figs., gráfs., tabs., fots., mapas

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas  
Orientador: Mario Luis Assine  
Co-Orientador: Edvard Elias de Souza Filho

1. Geomorfologia. 2. Geomorfologia fluvial. 3. Mudanças ambientais. 4. Dinâmica fluvial. 5. Compartimentação geomorfológica. 6. Paleocanal.  
I. Título.

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

## COMISSÃO EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Mario Luis Assine  
IGCE/UNESP - Rio Claro (SP)  
(Orientador)

---

Prof. Dr. José Cândido Stevaux  
Universidade Estadual de Maringá/Maringá (PR)

---

Prof. Dr. Manoel Luiz dos Santos  
CCH/ Universidade Estadual de Maringá/Maringá (PR)

---

Prof. Dra. Sandra Baptista da Cunha  
GGE/ Universidade Federal Fluminense/Niterói (RJ)

---

Prof. Dr. Mario Lincoln de Carlos Etchebehere  
UnG/Universidade Guarulhos/Guarulhos (SP)

---

Aguinaldo Silva  
(Doutorando)

Rio Claro, 03 de setembro de 2010.

Resultado: **Aprovado**

*À minha família, meu alicerce para superação de todos os obstáculos nas horas difíceis e por estar ao meu lado nos momentos alegres de conquista. Ao meu filho Raphael de Almeida Silva, meu grande incentivador e um dos responsáveis pela minha batalha.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus, pela presença em toda minha vida, me dando condições, sabedoria e paciência para realização deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de doutorado (processo 141512/2006-7).

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio e financiamento ao projeto de pesquisa “Trato de Sistemas Depositionais do Quaternário (Pleistoceno Tardio/Holoceno) da Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste” (processo 07/55987-3).

Ao Prof. Mario Luis Assine, pela confiança depositada durante o processo de orientação, pelo incentivo a novos desafios, pelas inestimáveis oportunidades oferecidas ao longo dos últimos quatro anos e pela amizade construída ao longo deste tempo.

Ao Prof. Edvard Elias de Souza (DGE/UEM), pelo apoio desde o ano de 2004, quando iniciei mestrado defendido em 2005 na UEM, sob sua orientação, e também pelo incentivo para realização deste trabalho.

Aos professores do IGCE da UNESP/Rio Claro, que contribuíram para meu crescimento profissional, em especial aos Professores Paulo Milton Barbosa Landim, José Alexandre Perinotto, José Ricardo Sturaro, Reinaldo José Bertini, Paulina Setti Riedel e Cenira Lupinacci Cunha.

Aos colegas Sidney Kuerten, Fabrício A. Corradini e Frederico Gradella, Hiran Zani e Tiago Matsushima, pelo auxílio nos trabalhos de campo, discussões sobre o Pantanal e, sobretudo, pela amizade desenvolvida e companheirismo profissional.

À Beatriz Lima de Paula, pelo carinho, amor, amizade e paciência.

Ao professor José Cândido Stevaux (UEM-PR), pelas discussões sobre o tema e pelos empréstimos de materiais que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

Aos Professores Sandra Baptista Cunha (UFF-RJ), Ronaldo José Neves (UNEMAT-MT), Sandra Mara Alves da Silva Neves (UNEMAT-MT), Manoel Luiz dos Santos (UEM-PR), Edna Maria Facincani (UFMS-CPAQ), Edilaine Valeria Destefani (FAFIPA-PR) e Ericson Hideki Hayakawa, (UNIFAL-MG) pela ajuda prestada sobre a pesquisa desenvolvida no Pantanal Mato-Grossense.

Ao engenheiro Adilson Domingos dos Reis, pelo empréstimo de material bibliográfico e disponibilidade das fotos utilizadas neste trabalho.

À Professora Sonia Hatsue Tatumi (Laboratório de Datação FATEC – SP) pela realização das datações das amostras de sedimentos.

Ao Departamento de Ciências do Ambiente (UFMS-CPAN) pela liberação para conclusão da tese, em especial aos professores do curso de Geografia, Edgar Aparecido Costa, Sérgio Wilton Gomes Isquierdo, Wadia Schabib Hany, Maria Cristina Lanza de Barros, Aline de Lima Rodrigues.

À secretária Rosangela Vacello da Pós-Graduação da UNESP/Rio Claro, e aos pós-graduandos Diego Sardinha, Alessandra Rodrigues Gomes, Robson Willians, Simone Ferreira Diniz, Deborah Mendes, Patrick Thomaz de Aquino Martins, Rafaela Harumi Fujita, Bruno César Araújo, Magnólia Barbosa do Nascimento, Cesar Augusto Moreira, Ana Candida de Almeida Prado, pelas diversas informações e momentos de descontração.

Aos amigos Alex e César Rafael da República Genaro, pelo apoio convivência e amizade construída ao longo deste tempo.

A muitos que contribuíram para a realização dos trabalhos de campo: Administração da Hidrovia Paraguai-Paraná (AHIPAR), Marinha do Brasil (Sexto Distrito Naval –

Ladário-MS), Fazenda Santa Tereza, Instituto Acaia, Ecologia em Ação (ECOA), 18ª  
Brigada de Infantaria de Fronteira (Corumbá-MS).

*Grandes realizações não são feitas por impulso,  
mas por uma soma de pequenas realizações.*

**(Vincent Van Gogh)**

*O rio atinge seus objetivos porque aprendeu a contornar obstáculos.*

**(Lao Tse)**

## GEOMORFOLOGIA DO MEGALEQUE DO RIO PARAGUAI, QUATERNÁRIO DO PANTANAL MATO-GROSSENSE, CENTRO-OESTE DO BRASIL

### RESUMO

Fluindo de norte para sul, o Paraguai é o rio-tronco de um trato de sistemas deposicionais composto por inúmeros megaleques fluviais, que caracteriza a paisagem do Pantanal Mato-Grossense. Desde o Pleistoceno, o rio Paraguai vem construindo um megaleque fluvial na borda noroeste do Pantanal, cuja geomorfologia é objeto desta tese. Para desenvolvimento da tese, foram utilizadas imagens de satélites para compartimentação geomorfológica, trabalho de campo para validação dos dados e amostragem de sedimentos com vibrotestemunhador, datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) e dados hidrológicos obtidos no campo e de estações fluviométricas. Antes de sua entrada na planície do Pantanal, o rio Paraguai corre num cinturão de meandros com 5 km de largura, de idade holocênica de 1 a 3 ka AP, com padrão de canal meandrante a norte e retilíneo a sul. O cinturão está embutido num vale inciso em depósitos pleistocênicos, que revelaram idades de 10 a 160 ka AP. Datação de depósitos de antigos lobos deposicionais do megaleque do Paraguai, existentes na planície do Pantanal, revelaram idades entre 10 e 70 ka AP. A superfície destes lobos está submetida a processos de pedogênese e incisão fluvial por canais tributários mais jovens, que mascaram as paleo-redes de canais distributários. Na entrada para o Pantanal, o rio deflete 90° para leste, torna-se mais sinuoso e adota padrão distributário devido à perda de confinamento e extravasamento de suas águas para planície durante o período das cheias. No Pantanal, está sendo construído o lobo distributário atual, área de sedimentação ativa devido à existência de espaço de acomodação. A descarga fluvial diminui devido extravasamento do fluxo para planície durante as cheias e perda d'água devido ao rompimento dos diques marginais. Complexa rede de canais e diques estão preservados na planície como formas relíquias, testemunhando frequentes avulsões fluviais. Dentro do lobo atual, os dois canais principais convergem, delineando a Ilha Taiamã. A jusante da ilha, o rio Paraguai sai do lobo distributário e se torna novamente meandrante, dando origem a uma larga planície fluvial sazonalmente inundada, com centenas de pequenos lagos. Datações confirmaram idades holocênicas para os depósitos do cinturão de meandros e lobo distributário atual, sugerindo que a incisão do canal alimentador ocorreu na passagem do Pleistoceno para o Holoceno.

**Palavras-chave:** Quaternário, Pantanal Mato-Grossense, rio Paraguai, megaleque fluvial, compartimentação geomorfológica, rio meandrante

## GEOMORPHOLOGY OF THE PARAGUAY RIVER MEGAFAN, QUATERNARY OF THE PANTANAL WETLAND, WEST-CENTRAL BRAZIL

### ABSTRACT

The Upper Paraguay drainage basin is situated mainly in west-central Brazil, near the Bolivian border. Flowing from north to south, the Paraguay is the trunk river of an alluvial depositional tract characterized by complex geomorphologic zonation that resulted from an intricate geologic evolution since the Late Pleistocene. This thesis focuses on the geomorphology of the Paraguay River at the northwestern border of the Pantanal wetlands. The study was based on the interpretation of remote sensing data, field ground truthing, vibrocore-sediment sampling, optical stimulated luminescence (OSL) dating and hydrological data collected in the field and available from fluvimetric stations. North of the Pantanal wetlands, the Paraguay River flows in a ~5 km wide, aggradational fluvial plain that has incised into older alluvial deposits with ages spanning from at least 10 ka to 160 ka BP. The river exhibits a meandering style over most of its course, but sinuosity drops from 2.2 to 1.1 near the northwest border of the Pantanal wetlands where the river has been forming the Paraguay fluvial megafan since the Late Pleistocene. Abandoned late Pleistocene lobes, at least 70 ka old, outline the fan-shaped geometry. The surfaces of the lobes have been affected by pedogenesis and dissected by tributary small channels, although flooding occurs during exceptional flooding events. At the Pantanal entrance, the river deflects 90° eastward, changing its fluvial style because of a progressive loss of confinement downstream of the point where the river reaches lowland plains. The river becomes more sinuous, adopts a distributary pattern within the wetland and brings about the creation of the modern depositional lobe characterized by higher topographic gradient and active sedimentation likely linked to increased accommodation space allowing progradation. Fluvial discharge diminishes in the Pantanal wetland because of channel overbank flow during the rainy season and frequent levee crevassing. Avulsion belts and channel-levee complex are preserved on the floodplain as relict forms. South of the convergence of the two main channels that define the Taiamã Island, a loss of gradient marks the base of the depositional lobe. Further downstream, the Paraguay River returns to a meandering fluvial style, but crossing a large fluvial plain populated by hundreds of small lakes and seasonally flooded savannas that characterizes the Pantanal wetland. Meander belt and distributary lobe sediment dating revealed ages between 3 and 1 ka BP, suggesting the channel incision took place from very late Pleistocene to early Holocene.

**Keywords:** Quaternary, Pantanal wetland, Paraguay River, fluvial megafan, geomorphologic zonation, meandering river

## FIGURAS

Figura 1	Mapa da bacia do Alto Paraguai	16
Figura 2	Localização da área estudada	20
Figura 3	Mapa Geológico	22
Figura 4	Mapa Geomorfológico.	23
Figura 5	Cristas de arenitos do Grupo Alto - Paraguai	24
Figura 6	Província Serrana	25
Figura 7	Imagem de satélite da área estudada durante o período úmido	28
Figura 8	Megaleques fluviais do rio Kosi e do Pilcomayo	30
Figura 9	Megaleques fluviais que compõem o trato deposicional do Pantanal	31
Figura 10	Imagem de satélite do megaleque do Paraguai	33
Figura 11	Modelo digital da área estudada	34
Figura 12	Compartimentação geomorfológica	36
Figura 13	Planície fluvial em vale entrincheirado	37
Figura 14	Barras alternadas e centrais no rio Paraguai	38
Figura 15	Características geomorfológicas do lobo deposicional atual	39
Figura 16	Descarga fluvial do rio Paraguai durante o ano de 2000	41
Figura 17	Perfil longitudinal do rio Paraguai	42
Figura 18	Ciclos quaternários	49
Figura 19	Imagem de satélite do megaleque do Paraguai durante o período seco	50
Figura 20	Megaleque do Paraguai e os três lobos principais	54
Figura 21	Localização dos pontos amostrados	55
Figura 22	Localização dos pontos amostrados	56
Figura 23	Localização dos pontos amostrados	57
Figura 24	Perfil sedimentológico do ponto CA-04	58
Figura 25	Perfil sedimentológico do ponto CA-06	58
Figura 26	Perfil sedimentológico do ponto CA-07	59
Figura 27	Perfil sedimentológico do ponto CA-08	59
Figura 28	Perfil sedimentológico do ponto CA-14	60
Figura 29	Perfil sedimentológico do ponto CA-24	61
Figura 30	Perfil sedimentológico do ponto CA-13	62
Figura 31	Perfil sedimentológico do ponto CA-15	63
Figura 32	Perfil sedimentológico do ponto CA-22	64
Figura 33	Perfil sedimentológico do ponto CA-18	65
Figura 34	Perfil sedimentológico do ponto CA-02	66
Figura 35	Perfil sedimentológico do ponto CA-10	67
Figura 36	Perfil sedimentológico do ponto CA-23	68
Figura 37	Perfil sedimentológico do ponto CA-01	69

Figura 38	Modelo digital da área estudada	74
Figura 39	Paleocanal do Mamão	76
Figura 40	Localização dos pontos amostrados no canal do rio Paraguai	81
Figura 41	Concentração de sólidos em suspensão no rio Paraguai	84
Figura 42	Distribuição granulométrica dos depósitos de fundo do rio Paraguai	86
Figura 43	Volume de material retirado do rio Paraguai	87
Figura 44	Média mensal do nível do rio Paraguai	88
Figura 45	Gráfico de vazão média da série histórica do rio Paraguai	91
Figura 46	Curva de permanência do fluxo do rio Paraguai	92
Figura 47	Curva de recorrência das cheias no rio Paraguai	93
Figura 48	Recorrência das cotas fluviométricas	94
Figura 49	Modelos esquemáticos de planícies de inundação	98
Figura 50	Localização do desconfinamento do canal	101
Figura 51	Gráfico de vazão média da série histórica do rio Paraguai	103
Figura 52	Curva de permanência do fluxo do rio Paraguai	104
Figura 53	Curva de recorrência das cheias no rio Paraguai	105
Figura 54	Recorrência das cotas fluviométricas da estação Descalvados	106
Figura 55	Vazão diária do rio Paraguai	108
Figura 56	Evidências morfológicas do fluxo de água do canal para planície	109
Figura 57	Transporte de carga suspensa (período seco)	111
Figura 58	Transporte de carga suspensa (período úmido)	112
Figura 59	Permanência anual de descargas	113
Figura 60	Permanência anual de descargas de transbordamento e transporte de sedimentos	114
Figura 61	Pontos de rompimento de diques marginais a montante da Ilha Taiamã	116

**TABELAS**

Tabela 1	Pontos analisados e amostrados na área estudada	52
Tabela 2	Idades LOE de depósitos quaternários indiferenciados	70
Tabela 3	Idades LOE dos depósitos do leque do Jauru	70
Tabela 4	Idades LOE dos depósitos de lobos antigos do megaleque do Paraguai	71
Tabela 5	Idades LOE dos depósitos do lobo pré-atual do megaleque do Paraguai	71
Tabela 6	Idades LOE dos depósitos da planície de meandros do Rio Paraguai	71
Tabela 7	Idades LOE dos depósitos do lobo distributário atual do megaleque.	71
Tabela 8	Transporte de sedimentos suspensos em Cáceres	83
Tabela 9	Estação Fluvial de Cáceres	90
Tabela 10	Velocidades Médias de Fluxo do rio Paraguai	96
Tabela 11	Potência da corrente e potência específica da corrente	99
Tabela 12	Potência da corrente e potência específica da corrente	100
Tabela 13	Estação Fluvial Descalvados	103

**SIGLAS**

ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
ANA	Agência Nacional de Águas
AP	Antes do Presente
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
BAP	Bacia do Alto Paraguai
CBERS	China Brazil Resource Satellite
CCD	Charge-coupled device
DNOS	Departamento Nacional de Obras de Saneamento
ETM	Enhanced Thematic Mapper
INPE	Instituto Brasileiro de Pesquisas Espaciais
LOE	Luminescência Opticamente Estimulada
LDFG	Leque dominado por fluxo de gravidade
MDE	Modelo digital de elevação
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OSL	Optical Stimulated Luminescence
PCBAP	Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TM	Thematic Mapper
UFMS	Universidade Federal de Mato Grosso do Sul

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	14
<b>2. OBJETIVOS</b> .....	17
<b>3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA ESTUDADA</b> .....	19
3.1. Província Serrana .....	24
3.2. Depressão do Alto Paraguai.....	25
3.3. Pantanaís Mato-Grossenses.....	26
<b>4. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DA ÁREA</b> .....	29
4.1. Métodos e materiais .....	31
4.2. Resultados .....	32
4.3. Discussão dos resultados .....	41
4.4. Conclusão .....	46
<b>5. MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS E PALEOAMBIENTAIS</b> .....	48
5.1. Métodos e materiais .....	51
5.2. Resultados.....	53
5.2.1. Sedimentologia .....	53
5.2.2. Datações .....	69
5.3. Discussão dos resultados.....	71
5.4. Conclusão.....	78
<b>6. HIDROSEDIMENTOLOGIA</b> .....	80
6.1. Métodos e materiais .....	80
6.2. Características do rio na planície confinada .....	82
6.2.1. Transporte de sedimentos em suspensão .....	83
6.2.2. Transporte de sedimentos de fundo .....	85
6.2.3. Regime de débito .....	88
6.2.4. Frequência e permanência das vazões no canal fluvial .....	91
6.2.5. Recorrência das cheias.....	92
6.2.6. Velocidade de fluxo.....	95
6.2.7. Potência da corrente .....	96

6.3 Características do rio no lobo distributário atual.....	100
6.3.1. Regime de débitos .....	102
6.3.2. Frequência e permanência das vazões no canal fluvial .....	104
6.3.3. Recorrência das cheias.....	105
6.4. Análise comparativa dos dois compartimentos .....	106
6.5 Considerações finais .....	114
<b>7. CONCLUSÃO .....</b>	<b>117</b>
Referências.....	119

## 1. INTRODUÇÃO

Com mais de 3,1 milhões de km<sup>2</sup>, a bacia do Prata é a quarta maior bacia hidrográfica do mundo e a segunda da América do Sul em área. Abrange parte dos territórios do Brasil, da Argentina, da Bolívia, do Paraguai e do Uruguai. É formada por quatro sub-bacias principais, das quais a do rio Paraná é a maior, com 48,7% da superfície total da bacia.

A bacia hidrográfica do Paraguai é a segunda maior, com 35,3% da área da bacia do Prata, sendo que seus 1.095.000 km<sup>2</sup> abrangem terras do Centro-Oeste do Brasil (estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul), da Bolívia, do Paraguai e da Argentina (ANA, 2004).

O rio Paraguai tem suas nascentes no planalto dos Parecis no Estado de Mato Grosso. Fluindo de norte para sul, o rio percorre extensão de 2.621 km, dos quais 1.693 km em território brasileiro, até sua confluência com o rio Paraná na altura da cidade de Corrientes, na Argentina (INNOCENCIO, 1988).

Dos rios da bacia da Prata, o Paraguai é o que mais penetra em direção ao centro do continente. Com base em trechos com características morfológicas distintas e dominadas por processos geológicos diferentes, Almeida (1945) subdividiu o rio em quatro segmentos: 1) Paraguai Superior - das suas nascentes à foz do rio Jauru; 2) Alto Paraguai - da foz do rio Jauru à foz do rio Apa; 3) Médio Paraguai - da foz do rio Apa até a cidade de Lomas Valentinas; e 4) Paraguai Inferior - de Lomas Valentinas até a confluência com o rio Paraná. Os dois segmentos superiores foram englobados em um só no relatório do Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP, 1997), sob a denominação de bacia do Alto Paraguai (BAP), sendo nesta acepção utilizada neste trabalho.

A bacia do Alto Paraguai termina na desembocadura do rio Apa, na fronteira entre Brasil e Paraguai, e tem área de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>. Está situada na Região Centro-Oeste do Brasil, onde ocupa área total de 362.376 km<sup>2</sup>, dos quais 48% pertencem ao Estado de Mato Grosso e 52% ao Mato Grosso do Sul (Figura 1). A rede de drenagem é centrípeta e os rios nascem nas áreas de planalto situadas no entorno de uma extensa depressão, conhecida como depressão do Alto Paraguai, onde está alojada uma bacia sedimentar ativa. Os sítios deposicionais atuais constituem a planície aluvial do Pantanal, domínio de terras baixas úmidas

(*wetlands*), que são parcialmente inundadas sazonalmente pelo rio Paraguai e pelos seus principais afluentes.

A bacia do Alto Paraguai é ainda muito pouco conhecida no que concerne a aspectos do meio físico. Os principais trabalhos multidisciplinares já publicados são de abordagem regional, como é o caso dos levantamentos das folhas Cuiabá (SD.21) e Corumbá (SE.21) realizados pelo RADAMBRASIL (BRASIL 1982a,b). Destaca-se, como importante fonte de dados, o relatório do Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai (PCBAP, 1997), que teve como objetivo o levantamento das características físicas e biológicas, dos recursos naturais e das áreas de risco na bacia. Merece destaque também o relatório do Programa de Ações Estratégicas para o Gerenciamento Integrado do Pantanal e Bacia do Alto Paraguai (ANA, 2004).

Grande parte da área da bacia do Alto Paraguai é constituída pelas planícies sazonalmente inundáveis dos pantanais mato-grossenses. Sobre seus rios, muitos trabalhos de cunho hidrológico foram realizados em decorrência da implantação da Hidrovia Paraguai-Paraná, sendo disponíveis na literatura várias publicações, como as de Carvalho (1984), Tucci e Clarke (1998), Tucci (2001), Allasia et al. (2004) e Bravo et al. (2005).

Para a compreensão do sistema hidrológico do Pantanal, é fundamental considerar sua geomorfologia fluvial *sui generis*, tanto que foi considerada uma paisagem de exceção por Ab'Saber (1988). O rio Paraguai é o rio-tronco do sistema hidrográfico, coletor das águas de todos os rios que drenam os planaltos adjacentes. A maioria dos outros rios existentes no Pantanal apresenta características muito diferentes de rios em outras regiões do Brasil, sendo comum a existência de sistemas distributários, que formam sistemas de leques fluviais de variadas dimensões (BRAUN, 1977; ASSINE, 2003; ASSINE & SOARES, 2004; ASSINE, 2005).

Sobre a hidráulica do rio Paraguai, muitos trabalhos já foram feitos, estando as características principais sumariadas nos trabalhos de Collischonn et al. (2001) e Collischonn et al. (2003). Por outro lado, poucas pesquisas foram desenvolvidas com enfoque na geomorfologia fluvial, merecendo ser citadas a tese de doutorado de Souza (2004) e a dissertação de mestrado de Silva (2006).

Como o rio Paraguai apresenta muitas mudanças de estilo fluvial dentro do território brasileiro, pesquisas de cunho geomorfológico são fundamentais para a discriminação de áreas com diferentes características físicas e para a compreensão



megaleque fluvial ao adentrar na planície do Pantanal (ASSINE, 2003; ASSINE & SOARES, 2004; ASSINE & SILVA, 2009).

## 2. OBJETIVOS

O escopo desta tese é a compreensão da evolução geomorfológica do megaleque fluvial do Paraguai, do Pleistoceno Tardio ao Holoceno, que pressupõe entendimento dos processos atuantes na evolução deste sistema deposicional moderno. Para atingir o escopo almejado, diversos objetivos, encadeados numa sequência lógica, foram estabelecidos:

1. Compartimentação geomorfológica, buscando reconhecer e caracterizar as diferentes unidades do megaleque;
2. Reconhecimento de geoformas deposicionais e feições erosivas buscando a compreensão do seu papel no funcionamento do megaleque como sistema deposicional;
3. Reconhecimento, delimitação e caracterização de lobos deposicionais;
4. Caracterização sedimentológica dos depósitos das diferentes unidades morfológicas reconhecidas;
5. Datação e estabelecimento da sucessão cronológica dos lobos deposicionais;
6. Definição da idade, interpretação da origem e definição da evolução do paleocinturão de meandros onde corre o rio Paraguai antes de adquirir padrão distributário;
7. Interpretação da evolução geomorfológica e de mudanças paleoambientais e paleo-hidrológicas;
8. Correlação dos eventos identificados no megaleque do Paraguai com eventos ocorridos em outras áreas do Pantanal e em regiões vizinhas;
9. Caracterização hidrossedimentológica do rio Paraguai, buscando-se caracterizar hidrologicamente os compartimentos geomorfológicos e entender a dinâmica sedimentar atual do megaleque do Paraguai.

Os resultados referentes aos objetivos 1 a 3 integram o capítulo 4, que possui como tema a compartimentação geomorfológica da área. O detalhamento dos

métodos e materiais utilizados, bem como dos trabalhos realizados, encontra-se no referido capítulo.

Os resultados referentes aos objetivos 4 a 8 estão apresentados no capítulo 5, que tem como tema a reconstituição das mudanças paleo-hidrológicas e paleoambientais ocorridas na área, desde o Pleistoceno tardio. Os métodos e materiais empregados, bem como a descrição dos trabalhos realizados encontram-se no referido capítulo.

Os resultados referentes à hidrossedimentologia do rio Paraguai (objetivo 9) constituem o capítulo 6 desta tese. Os métodos e meios utilizados, bem como os trabalhos realizados para a caracterização hidrológica dos compartimentos geomorfológicos reconhecidos e para o entendimento da dinâmica sedimentar atual do megaleque do Paraguai, estão incluídos no próprio capítulo.

### 3. CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DA ÁREA ESTUDADA

A área estudada possui 25.280 km<sup>2</sup>, sendo que 24% (6.166 km<sup>2</sup>) é ocupada pelo megaleque do Paraguai e está situada na parte superior da bacia do Alto Paraguai (BAP), sendo que a maior parte dentro do Município de Cáceres, Estado de Mato Grosso, entre as coordenadas 15°45' e 17°30' de latitude sul e 57°15' e 58°30' de longitude oeste (Figura 2).

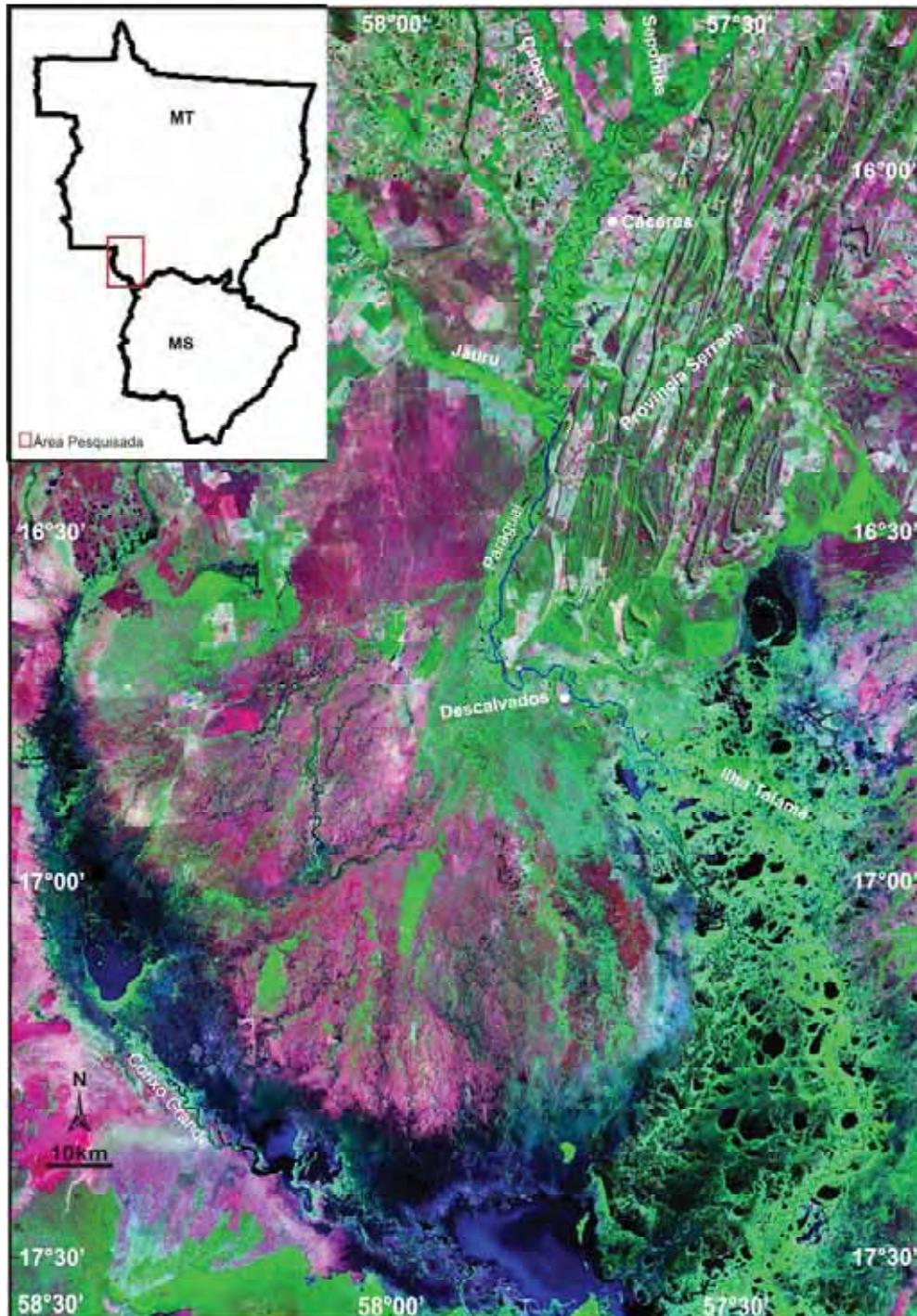
O rio Paraguai atravessa domínios geológicos e geomorfológicos distintos na área estudada, mas se apresenta como um rio aluvial. Na parte norte da área é responsável por processo de agradação num cinturão de meandros embutido num vale entrincheirado em depósitos aluviais mais antigos. Esta configuração está intimamente associada à existência do megaleque do Paraguai, que vem sendo construído pelo rio Paraguai a sul, na entrada da planície sedimentar do Pantanal, onde o rio deflete para leste.

Do ponto de vista fitogeográfico, a área estudada apresenta mosaico integrado de paisagens, composto por savana arborizada, floresta aluvial, savana gramínea-lenhosa e savana florestada.

O clima predominante é tropical, com duas estações bem definidas (seca no inverno e úmida no verão), e a temperatura média anual varia entre 22°C e 26°C. A precipitação média anual é de 1.400 mm e o período de janeiro a março o mais úmido, com média histórica de 200,8 mm (Estação de Cáceres).

De acordo com [Silva Neves et al. \(2006\)](#), os totais pluviométricos apresentam contrastes expressivos, com decréscimo das chuvas de norte para sul. A média anual de precipitação é de 1.900 mm/ano na Chapada dos Parecis, a norte da área, e de 924 mm/ano na estação de Descalvados, localizada na parte sul da área estudada.

Os rios que estão localizados no planalto possuem declividade média de 30 cm/km e alto poder erosivo. O rio Paraguai, na área estudada, apresenta declividade média de 6,3 cm/km, entre Cáceres e a fazenda Descalvados, e de 2,9 cm/km de Descalvados até as proximidades do destacamento militar de Bela Vista do Norte, localizado ao sul da área pesquisada, nas proximidades da lagoa Gaíva. Em Cáceres, a vazão média histórica é de 537 m<sup>3</sup>/s no período de 1966 a 2002, e na estação Descalvados é de 593 m<sup>3</sup>/s no período de 1968 a 2003.



**Figura 2.** Imagem de satélite da área estudada (composição falsa cor RGB 742 com pixel reamostrado para 15 m a partir da fusão com a banda 8 (mosaico NASA Geocover Cirsas 2000).

A rede hidrográfica é formada principalmente por tributários situados na margem direita do rio Paraguai, como os rios Sepotuba, Cabaçal e Jauru, e o córrego do Padre Inácio. O Corixo Grande é outro afluente situado na margem

direita, na fronteira entre o Brasil e a Bolívia, importante porque forma a drenagem periférica do megaleque do Paraguai.

Os depósitos quaternários repousam discordantemente sobre rochas neoproterozóicas das formações Urucum, Bauxi e Puga, e do Grupo Alto Paraguai (FIGUEIREDO et al., 1974; LUZ et al., 1980; LACERDA FILHO et al., 2004) (Figura 3). Tendo em conta que estas unidades sofreram metamorfismo de grau muito baixo, utilizou-se terminologia das rochas sedimentares originais, conforme apresentado em Lacerda Filho et al. (2004).

Na parte sul da área, nas proximidades da lagoa Uberaba, são encontrados alguns morros isolados pertencente à Formação Urucum, que é constituída por conglomerados polimíticos de matriz arcoseana, grauvacas e, subordinadamente, siltitos. As rochas da Formação Urucum exibem estratificação gradacional, paralela e cruzada, originadas em ambiente de sedimentação continental, possivelmente tipo piemonte e leques aluviais (LACERDA FILHO et al., 2004). A Formação Bauxi é composta por diamictitos glaciais intercalados com camadas de siltitos, arenitos e conglomerados (ALVARENGA, 1988). A Formação Puga é de origem periglacial e composta por paraconglomerados e arenitos finos.

Segundo Lacerda Filho et al. (2004), o Grupo Alto Paraguai (Figura 3) é um conjunto de rochas dobradas no neoproterozóico. A Formação Araras é constituída por margas, calcários e dolomitos, depositados em ambiente nerítico de águas calmas. A Formação Raizama, também originada em ambiente nerítico, é constituída por arenitos ortoquartzíticos, feldspáticos, com intercalações de camadas pelíticas. A Formação Diamantino apresenta predominância de intercalações de folhelhos, siltitos e arcóseos, tendo sido interpretada como depósitos de sistema deltaico marinho (LACERDA FILHO et al., 2004).

No Neógeno, à medida que se processavam as fases dos movimentos orogênicos nos Andes e conseqüentemente o soerguimento da cadeia, extensa faixa a oriente sofria abatimentos. Com esses abatimentos, criou-se espaço de acomodação para receber os sedimentos carreados para a Bacia do Pantanal, que vem se processando até hoje.

O Pantanal é uma das maiores planícies de nível de base do interior do continente, ainda em processo de sedimentação, tendo o seu desenvolvimento em ambiente fluvial e/ou flúvio-lacustre (ALMEIDA, 1959).

Oliveira e Leonardos (1943) denominaram de Formação Pantanal os depósitos aluvionares constituídos por areias e argilas de deposição recente que ocorrem no Pantanal Mato-Grossense. Almeida (1964) definiu esta formação como depósito de leques aluviais de talude e lateritos ferruginosos, constituídos por sedimentos de natureza arenosa e siltico-argilosa, com pouco cascalho. De acordo com Del'Arco et al. (1982), a deposição está relacionada à subsidência gradativa do embasamento, associada aos falhamentos e deposição desenvolvida em ambiente fluvio-lacustre.

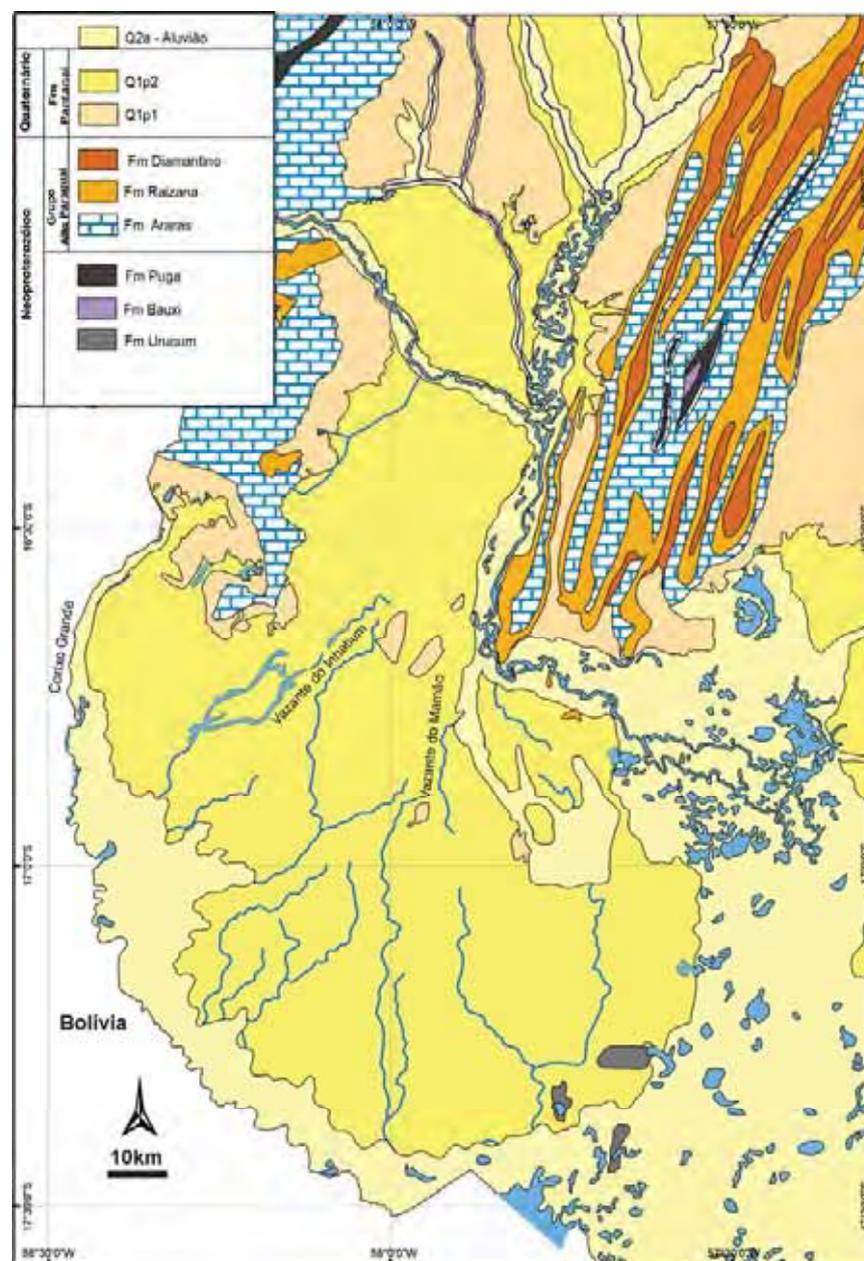
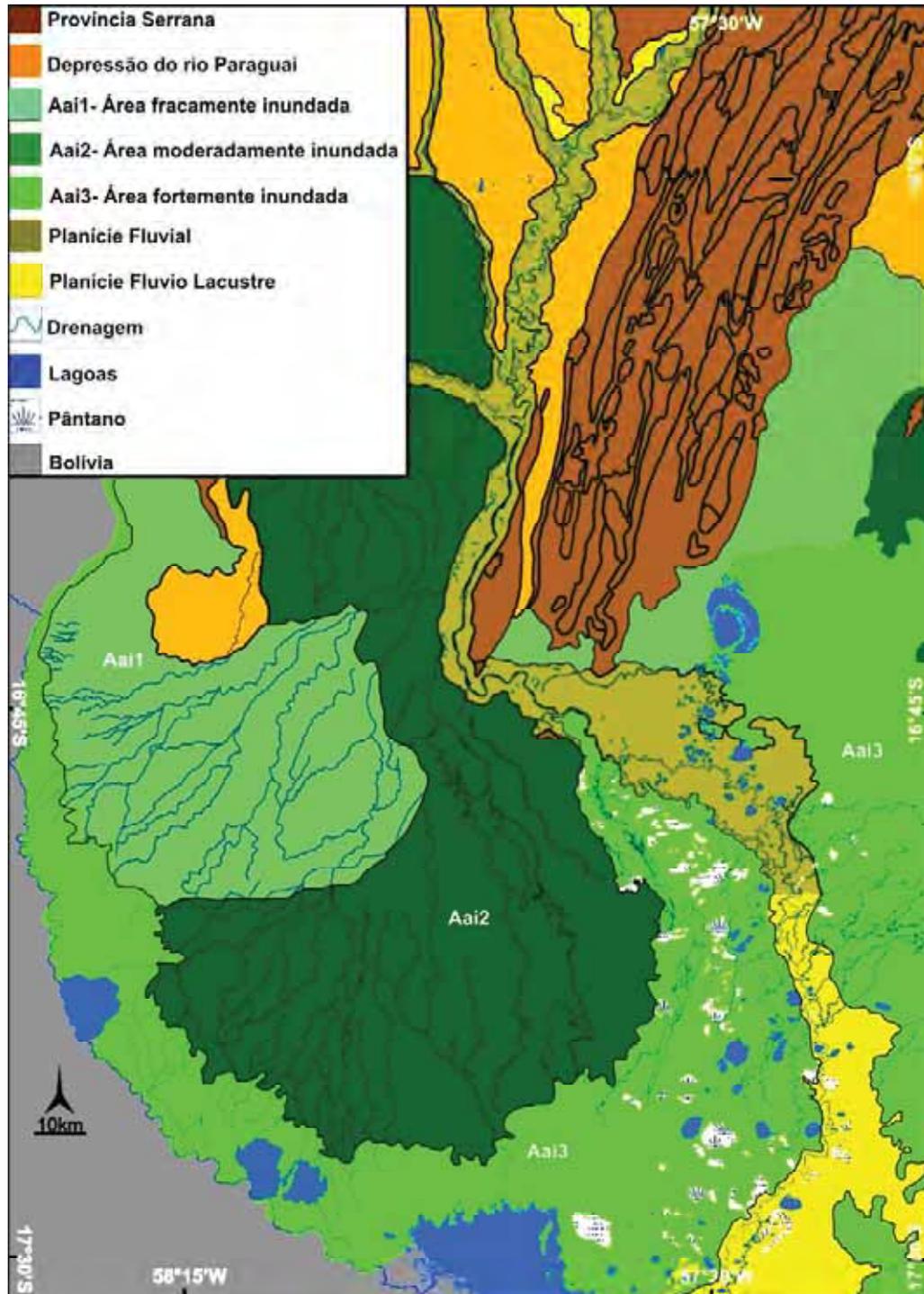


Figura 3. Geologia da área estudada (modificado de CPRM, 2004).

O relevo da área estudada compreende três unidades geomorfológicas: Província Serrana, Depressão do rio Paraguai e Pantanaís Mato-Grossenses (Figura 4).



**Figura 4.** Mapa geomorfológico. Pode-se observar no megaleque do Paraguai a distribuição das áreas controladas pelos diferentes níveis de inundação (modificado de PCBAP, 1997).

### 3.1. Província Serrana

A Província Serrana constitui um conjunto de serras paralelas alinhadas na direção NNE-SSO, ocupando faixa de 35 a 40 km de largura, com altitudes entre 300 e 700 m. As serras resultaram da dissecação de área cristalina pré-cambriana, tectonicamente complexa, com dobramentos e falhamentos que afetaram rochas neoproterozóicas. Na figura 5 pode ser observada parte da Província Serrana localizada na região de Cáceres.

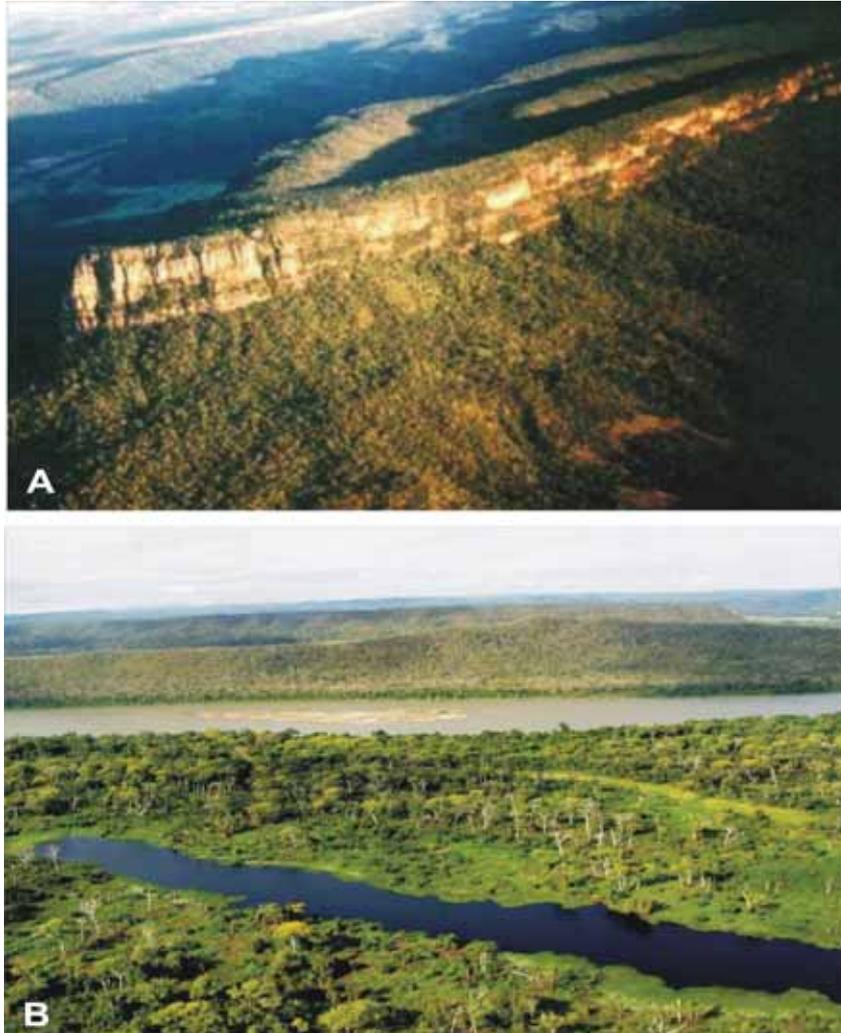


**Figura 5.** Cristas de arenitos do Grupo Alto Paraguai na Província Serrana (Foto de Adilson Reis, 2007).

As anticlinais são estreitas e alongadas, em geral assimétricas, com eixos subhorizontais, mostrando caimento duplo ou simples. Os falhamentos do tipo inverso ou de empurrão são mais extensos e de direção NNE, aproximadamente paralelos aos eixos das dobras; os do tipo deslocamento transcorrente são encontrados nas serras da Campina e Simão Nunes (ROSS et al., 1982).

A rede de drenagem constitui um elemento para explicar a esculturação da Província Serrana. Os cursos de água apresentam-se retilíneos e paralelos às linhas de cristas, seguindo direção geral NE-SO. Contudo, diversas vezes seus cursos são interrompidos por bruscas variações de direção, passando a secionar as linhas de cristas.

A topografia da Província Serrana, pela natureza das estruturas em que se molda, por sua morfologia, origem e evolução pode ser caracterizada como um dos melhores exemplos de relevo do tipo apalacheano no Brasil (Figura 6).



**Figura 6.** Província Serrana: A) Ponta do Morro; B) Serra Simão Nunes, localizada na margem esquerda do rio Paraguai (Fotos de Adilson Reis, 2007).

### 3.2. Depressão do Alto Paraguai

Corresponde a uma superfície de relevo pouco dissecado com pequeno caimento topográfico de norte para sul, rampeada em sua seção oeste, com altimetria variando entre 120 e 300 m. É demarcada a norte pela escarpa da serra Tapirapuã e a leste pelas cristas alongadas e paralelas da Província Serrana, que separa a Depressão do Alto Paraguai da Depressão Cuiabana. Seu limite noroeste é

demarcado pelo sopé do Planalto dos Parecis e pela serra do Roncador. Seu limites a oeste vão além da serra Olho d' Água, ocorrendo em áreas dos médios cursos dos rios Jauru e Aguapeí.

Na depressão do rio Paraguai, podem ser identificadas duas fisionomias diferentes na paisagem, em função da litologia e da organização da drenagem: terrenos quaternários da Formação Pantanal e rochas pré-cambrianas.

As formas de acumulação mais recentes são representadas pelas planícies e terraços fluviais, encontradas nos afluentes de maior porte. Nos rios Paraguai, Sepotuba e Cabaçal, onde as declividades são menores e os canais cortam os sedimentos mais antigos da Formação Pantanal, as planícies fluviais e os terraços são mais bem desenvolvidos.

### **3.3. Pantanais Mato-Grossenses**

Essa unidade geomorfológica corresponde às planícies com depósitos aluviais da Formação Pantanal, composta de sedimentos argilosos, argilo-arenosos e areno-conglomeráticos, e aluviões holocênicos. Os Pantanais Mato-Grossenses se assemelham a um anfiteatro de forma quase semicircular, compreendendo quase 28% da bacia do Alto Paraguai. Compreende uma extensa superfície de acumulação, de relevo plano, com cotas altimétricas variando de 80 a 150 m, sujeitas às inundações sazonais pelo rio Paraguai e seus afluentes.

De acordo com o [DNOS \(1974\)](#), o gradiente topográfico varia de 0,3 a 0,5 m/km no sentido leste-oeste, e de 0,03 a 0,15 m/km, no sentido norte-sul. Esse fato provoca, a princípio, um barramento do escoamento do rio Paraguai e o conseqüente alagamento da área.

A paisagem do Pantanal é marcada pela presença de grandes leques fluviais desenvolvidos durante o Pleistoceno, pela presença de leques dominados por fluxos gravitacionais encontrados próximos às encostas, na transição planalto – planície, e por um grande número de lagoas.

Na parte norte do Pantanal, está localizado o Pantanal de Cáceres, área estudada, que ocupa 9,0% de toda a área do Pantanal Mato-grossense cerca de 138.000 km<sup>2</sup>. A área é também conhecida como Pantanal do Corixo Grande – Jauru – Paraguai ([BRASIL, 1982a](#)), Pantanal do Corixo Grande – Jauru – Padre Inácio – Paraguai ([PCBAP, 1997](#)).

O Pantanal de Cáceres, como sub-região do Pantanal Mato-Grossense, corresponde a uma “extensa superfície de acumulação, de topografia bastante plana e frequentemente sujeita a inundações, cuja rede de drenagem é comandada pelo rio Paraguai” (BRASIL, 1982a). As inundações na área decorrem mais do volume de água trazido pelo rio Paraguai e seus afluentes, aliado à baixa declividade, do que do índice de pluviosidade na região.

Durante o período úmido, o processo de inundação ocorre de forma distinta no Pantanal de Cáceres. De acordo com Silva Neves (2006), inundação parcial, com altura de até 0,50 m, é baixa e de curta duração. Inundações moderadas, de 0,5 a 1,0 m, ocorrem a partir do restabelecimento das vazantes durante o período úmido, tendo duração médio-longa. As áreas que são mais fortemente inundáveis e que permanecem o ano todo recobertas pela lâmina d’água apresentam altura média-alta (acima de 1,0 m) e duração longa-média.

A forma de relevo áreas de acumulação inundáveis (Aai) corresponde às áreas planas com cobertura arenosa, periódica ou permanentemente incorporada à rede de drenagem, mas que não estão subordinadas diretamente à rede principal. Tais áreas podem ser classificadas, segundo o grau de inundação, em três categorias como pode ser notado nas tonalidades da figura 7: fracamente inundada (Aai1), locais onde o alagamento ocorre na época das cheias médias ou extraordinárias; moderadamente inundada (Aai2), onde o alagamento é um pouco mais prolongado; e fortemente inundada (Aai3), caracterizada por alagamento praticamente o ano todo.

À medida que os afluentes do rio Paraguai avançam para o interior da planície, as margens tornam-se mais baixas, contribuindo para que toda a área da planície seja inundada.

A dinâmica das águas de superfície no Pantanal de Cáceres está vinculada a fatores como declividade e descarga dos principais rios que atravessam a área, aliado ao regime climático, natureza dos solos e suporte geológico.



**Figura 7.** Imagem de satélite da área estudada durante o período úmido. A partir das tonalidades das cores da imagem podem ser observados os diferentes níveis de inundação (Aai1, Aai2, Aai3) (composição falsa-cor RGB 742 com pixel reamostrado para 15m a partir da fusão com a banda 8, mosaico NASA Geocover Círcos 2000).

#### 4. COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

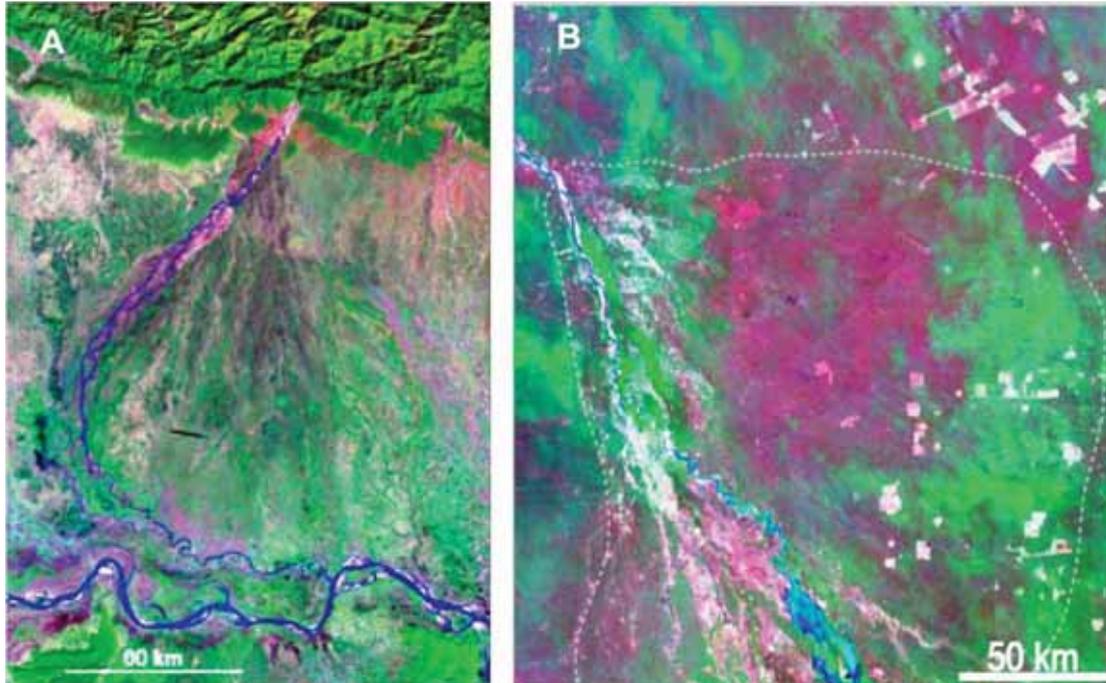
Leques aluviais são sistemas deposicionais em forma de leque aberto ou de segmento de cone, caracterizados por canais distributários de grande mobilidade lateral. Esses leques se formam em planícies ou vales largos onde os rios, provenientes de relevos altos adjacentes, se espraiam, adquirindo padrão radial devido ao desconfinamento do fluxo (ASSINE, 2003).

Muitos dos leques dominados por rios constituem megaleques fluviais. São leques que se distinguem por serem dominados quase que exclusivamente por processos fluviais, terem alto suprimento sedimentar e apresentarem extensões superficiais que superam 1.000 km<sup>2</sup> (HORTON & DECELLES, 2001). Apresentam também gradiente topográfico baixo, entre 0,01° e 0,1° (LEIER et al., 2005).

Os megaleques fluviais têm papel importante na dispersão de sedimentos em áreas tectonicamente ativas. Depósitos de megaleques fluviais foram reconhecidos em sucessões estratigráficas das Montanhas Rochosas dos Estados Unidos e Canadá (DECELLES & CAVAZZA, 1999), dos Andes (HORTON & DECELLES, 2001) e dos Himalaias (WELLS & DORR, 1987; DECELLES et al., 1991).

De acordo com DeCelles et al. (1991), os megaleques fluviais são produzidos por rios que sofrem grandes flutuações sazonais. A mesma associação entre precipitação sazonal e megaleques fluviais tem sido constatada em sucessões estratigráficas antigas, sugerindo que depósitos de megaleques fluviais podem ser ótimos indicadores de paleoclimas.

Ao longo dos anos, diversos megaleques foram identificados por vários pesquisadores. Por exemplo, Geddes (1960), ao estudar grandes rios que nascem na cadeia de montanhas dos Himalaias e se espraiam nas planícies da Índia, como o rio Kosi, constatou a forma de “mega-cones” desses depósitos fluviais (Figura 8). McCarthy et al. (1991), ao estudarem o rio Okavango na África, descartaram a hipótese vigente de um delta intra-continental e, mesmo não adotando a terminologia, descreveram morfologia e processos que se enquadram no conceito de megaleque fluvial. Räsänen et al. (1992) identificaram, na região norte da cordilheira andina, três grandes sistemas fluviais que dão origem a megaleques, tais como, Pilcomayo, Parapeti e Grande. No deserto de Taklimakan (China), também foram reconhecidos sistemas modernos de megaleques (LI & YANG, 1998).

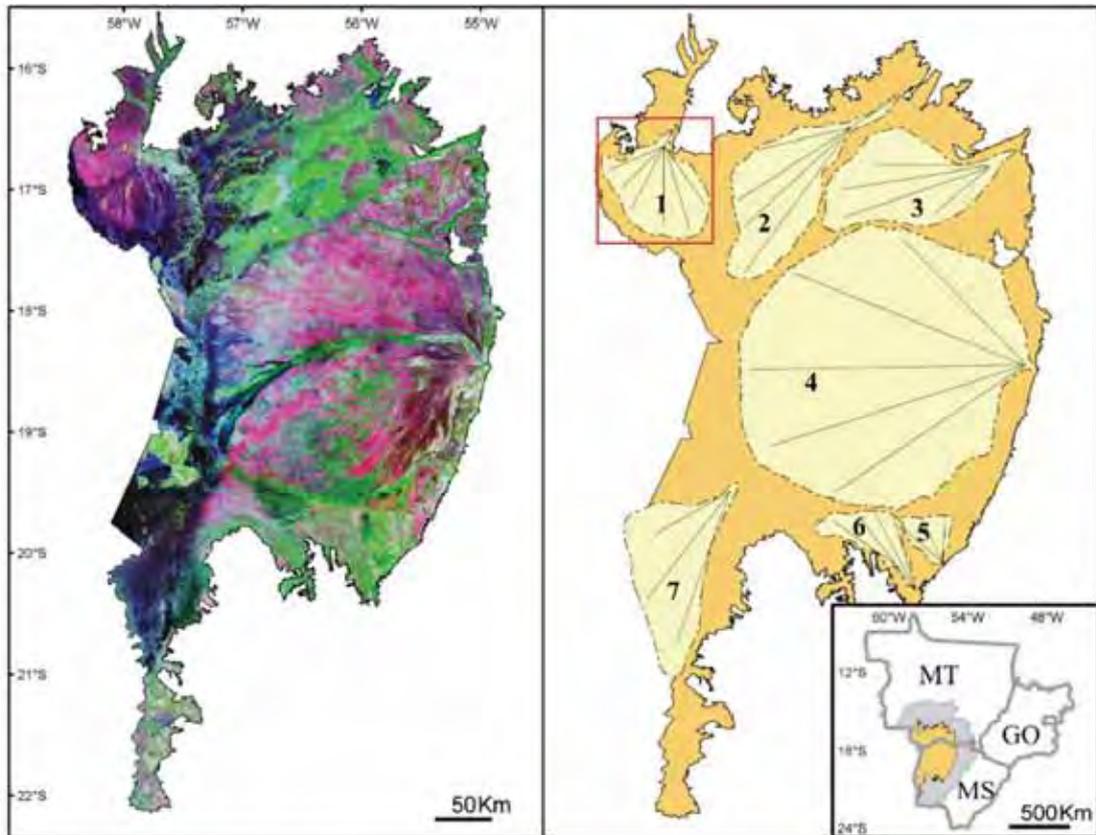


**Figura 8.** Dois megaleques fluviais, que têm sido usados como modelos: A) rio Kosi, na planície Indo-Gangética, proveniente dos Himalaias; e B) rio Pilcomayo na planície do Chaco, com área fonte na Cordilheira dos Andes.

Megaleques fluviais são sistemas deposicionais característicos na Bacia do Pantanal Mato-Grossense (Figura 9), uma das principais áreas úmidas do mundo (JUNK et al., 2006a). Essa característica é decorrente de espaço de acomodação gerado por subsidência e alto aporte terrígeno. Devido às mudanças climáticas ocorridas depois do último máximo glacial, o Pantanal se tornou uma enorme área úmida, permanecendo dominada por sedimentação aluvial (ASSINE & SOARES 2004). Essas particularidades fazem do Pantanal a maior área úmida contínua do mundo (ALHO et al., 1988).

Braun (1977) foi o primeiro a reconhecer que o rio Taquari vem construindo, desde o Pleistoceno, um grande leque. O megaleque do Taquari foi, posteriormente, estudado por muitos pesquisadores, entre os quais se destacam Tricart (1982) e Ab'Saber (1988). Mais recentemente foi objeto de vários trabalhos, como os de Assine & Soares (1997 e 2004), Assine (2003 e 2005), Zani (2008) e Zani et al., (2006, 2008, 2009). De acordo com Assine & Soares (1997), o megaleque do Taquari possui área aproximada de 50.000 km<sup>2</sup>, 250 km de diâmetro, e apresenta altitudes com baixas amplitudes, de 190 m no seu ápice a leste, a 85 m na sua base a oeste. O megaleque do Taquari, dadas essas características, possui um gradiente topográfico baixo, de aproximadamente 36 cm/km.

Outro importante megaleque brasileiro é o que está sendo construído pelo rio Paraguai na borda noroeste da Bacia do Pantanal, cuja compartimentação geomorfológica é objeto desse capítulo.



**Figura 9.** Megaleques fluviais que compõem o trato deposicional do Pantanal: 1 – Paraguai; 2 – Cuiabá; 3 – São Lourenço; 4 – Taquari; 5 – Taboco; 6 – Aquidauana e 7 – Nabileque. (Imagem Geocover 1990 – Landsat TM, composição R7G4B2, e modelo esquemático de Zani, 2008). A área estudada está indicada na figura da direita por um retângulo vermelho.

#### 4.1. Métodos e materiais

O zoneamento geomorfológico da planície fluvial aqui apresentado foi realizado com base em imagens de satélite, que permitiram o reconhecimento de elementos morfológicos e o mapeamento de zonas homólogas. Na análise, foram utilizadas técnicas de processamento para mesclar diferentes bandas pancromáticas e confeccionar composições coloridas em diversas combinações de bandas, inclusive composições falsa-cor R7G4B3 e R7G4B2 de imagens Landsat.

Produtos de sensores remotos adquiridos durante os anos 60 e 70, tais como imagens de radar de abertura sintética e fotografias aéreas verticais em preto e

branco, foram tomados com o propósito de verificar interpretações feitas e para investigar a ocorrência de mudanças ambientais recentes.

Para a discriminação das áreas, foram também utilizados modelos de elevação digital (MDE), gerados com base em dados altimétricos coletados em 2000 pela Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) da NASA. A discriminação e o mapeamento dos compartimentos geomorfológicos foram realizados com base nos padrões de drenagem, atual e pretérita, na caracterização de vales incisos, e na definição da posição do rio dentro do vale. O reconhecimento de elementos morfológicos (canais ativos, barras em pontal, diques marginais, meandros abandonados, lagoas em ferradura (*oxbow lakes*), paleocanais, pontos de rompimento dos canais e avulsão etc.) e informações de parâmetros morfométricos (largura do canal, índice de sinuosidade) permitiram a distinção e caracterização de compartimentos morfologicamente semelhantes.

Para validar as interpretações feitas com o uso de dados de sensores remotos, foram realizados um sobrevôo e várias campanhas de campo. Durante os trabalhos de campo, informações relevantes acerca das geformas deposicionais, e sobre a hidráulica do canal e sua sedimentologia foram levantadas. Dados de vazão das três estações fluviais também foram analisados, a fim de se verificar a consistência da compartimentação realizada.

A paisagem moderna é a resposta a uma combinação de fatores intrínsecos e extrínsecos (HEWARD, 1978) que controlam a evolução do megaleque fluvial. Para se compreender os estilos fluviais do rio é preciso, para efeito de uma análise mais acurada, levar em consideração as outras partes do sistema, em particular as formas deposicionais e erosivas impressas na paisagem dos lobos abandonados. Por isso, esforços foram envidados para o reconhecimento de paleocanais, que representam importantes eventos de mudanças de curso do rio no passado.

## 4.2. Resultados

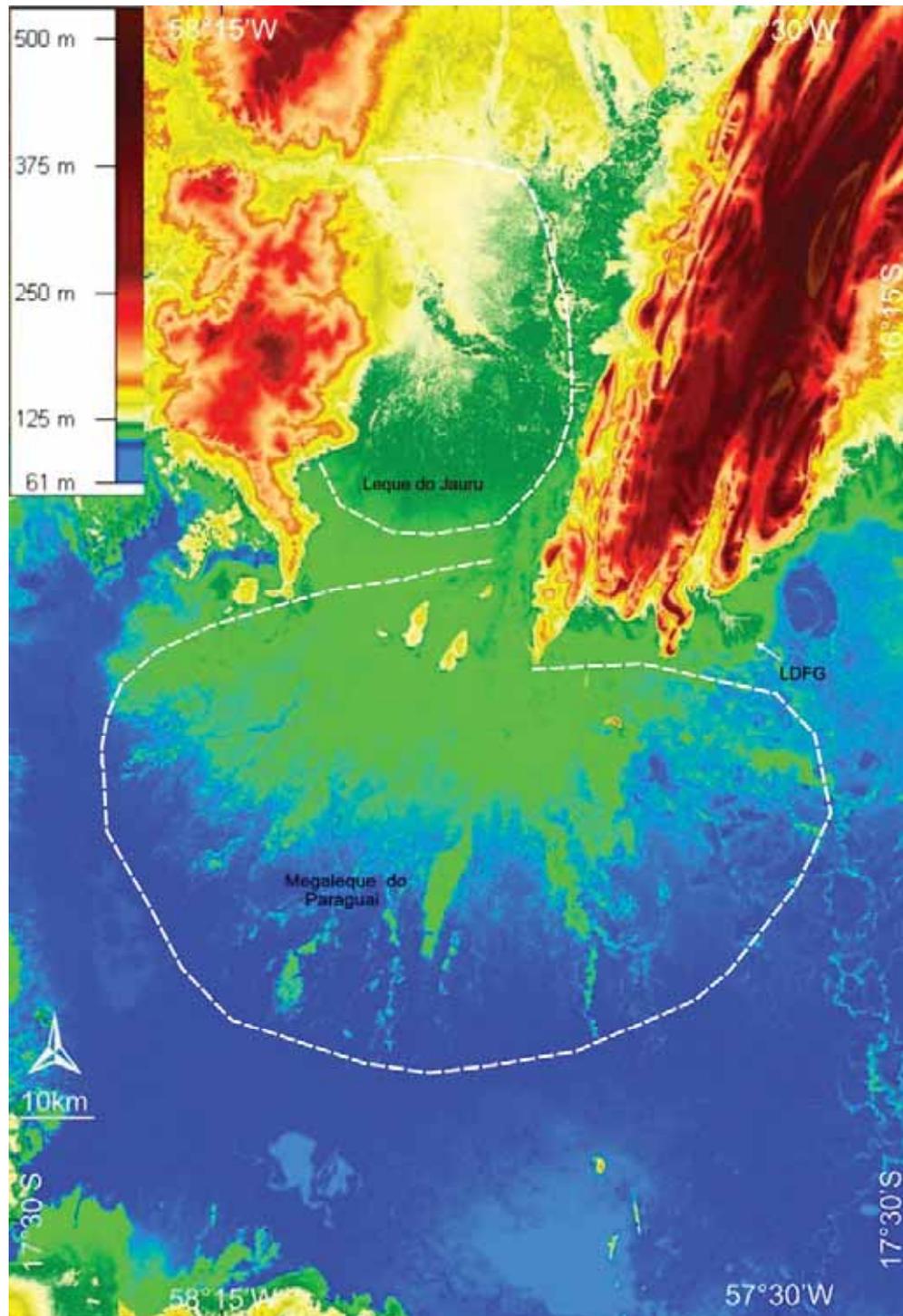
Fluindo de norte para sul, o rio Paraguai é o rio-tronco da bacia e o grande coletor das águas de todo o sistema hidrográfico. Vários padrões do canal foram identificados ao longo do percurso do rio (ASSINE & SILVA, 2009), sendo notável a mudança para o padrão distributário de drenagem, que conduz ao surgimento do megaleque do Paraguai (Figura 10).



**Figura 10.** Imagem de satélite em que se pode observar o megaleque do Paraguai e o desconfinamento da planície, bem como a formação de um sistema distributário. (Composição R7G4B2, Landsat ETM+, Geocover Circa 2000, NASA).

Modelos digitais de elevação (MDE's) revelaram a geometria do megaleque do Paraguai, do antigo leque do rio Jauru, das planícies encaixadas do rio Paraguai

e dos principais afluentes localizados na área estudada, além da existência de pequenos leques provenientes da Província Serrana (Figura11).



**Figura 11.** Modelo digital da área estudada. Observa-se o leque do rio Paraguai, o leque do rio Jauru e pequenos leques dominados por fluxo gravitacional (LDFG) nas proximidades da Província Serrana.

Os quatro compartimentos geomorfológicos principais reconhecidos na área, de montante para jusante foram: 1) planície de meandros com canal meandrante, 2) planície de meandros com canal retilíneo, 3) lobo deposicional atual, 4) planície fluvio-lacustre (Figura 12).

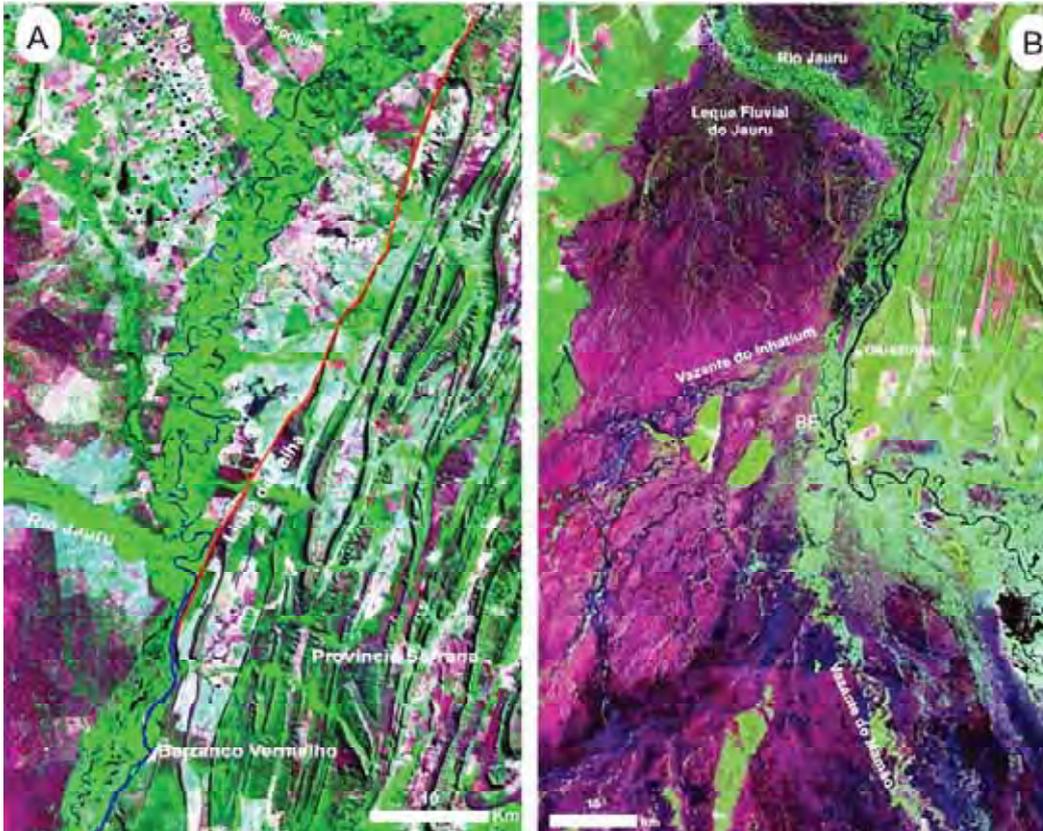
Os compartimentos geomorfológicos que compõem os cinturões de meandros em vale entrincheirado cortam depósitos distais de antigos depósitos aluviais do leque do rio Jauru (noroeste). Estes depósitos mais antigos, existentes em várias partes do Pantanal, foram considerados de idade pleistocênica por vários autores (BRAUN, 1977; TRICART, 1982; AB'SABER 1988; CLAPPERTON, 1993). É interessante notar que os principais afluentes do Paraguai (Sepotuba, Cabaçal, Padre Inácio e Jauru) também têm seus vales encaixados em depósitos aluviais antigos, em cuja superfície estão ainda preservadas geoformas deposicionais, como lagoas circulares e paleocanais.

Na área localizada a partir da foz do rio Sepotuba (Figura 13/A), na parte norte da área estudada, o canal possui extensão de 87 km, planície fluvial com aproximadamente 6 km de largura e terraços laterais que apresentam alturas que variam de 2 a 5 m. O canal apresenta padrão tipicamente meandrante, com índice de sinuosidade que varia entre 1,5 e 2,2. A planície de inundação é marcada pela presença de numerosos meandros abandonados, barras em pontal e lagos em meandros abandonados (*oxbow lakes*). A descarga no rio Paraguai varia muito de acordo com os índices pluviométricos, de 200 m<sup>3</sup>/s. na estação seca (junho a setembro) a 2.000 m<sup>3</sup>/s na estação úmida (janeiro a abril).

O rio Paraguai, após a confluência com o rio Jauru, está localizado num vale inciso relacionado a uma falha NNE, que define o limite ocidental da Província Serrana, relevo montanhoso desenvolvido em rochas do embasamento cristalino (Figura 13/B). Por causa deste fator geológico, a bacia é assimétrica na porção norte da área estudada e com os principais tributários localizados na margem direita do rio Paraguai.

Da foz do rio Jauru (Figura 13/B) até as proximidades da Baía das Éguas, o canal fluvial possui extensão de 35 km e está localizado dentro de um vale entrincheirado. A planície fluvial apresenta aproximadamente 5 km de largura e formas semelhantes, porém, o canal difere da zona superior por apresentar baixa sinuosidade (índice  $\leq 1,1$ ).





**Figura 13.** Planície fluvial em vale entrincheirado: A) Segmento que apresenta padrão meandrante, com indicação de linha de falha em vermelho (Landsat ETM+, Geocover Circa 2000, R1G2B3), e B) Segmento com baixo padrão de sinuosidade (Landsat ETM+, Geocover Circa 2000, R1G2B3). O ponto final do entrincheiramento ocorre no local denominado Baía das Éguas (BE).

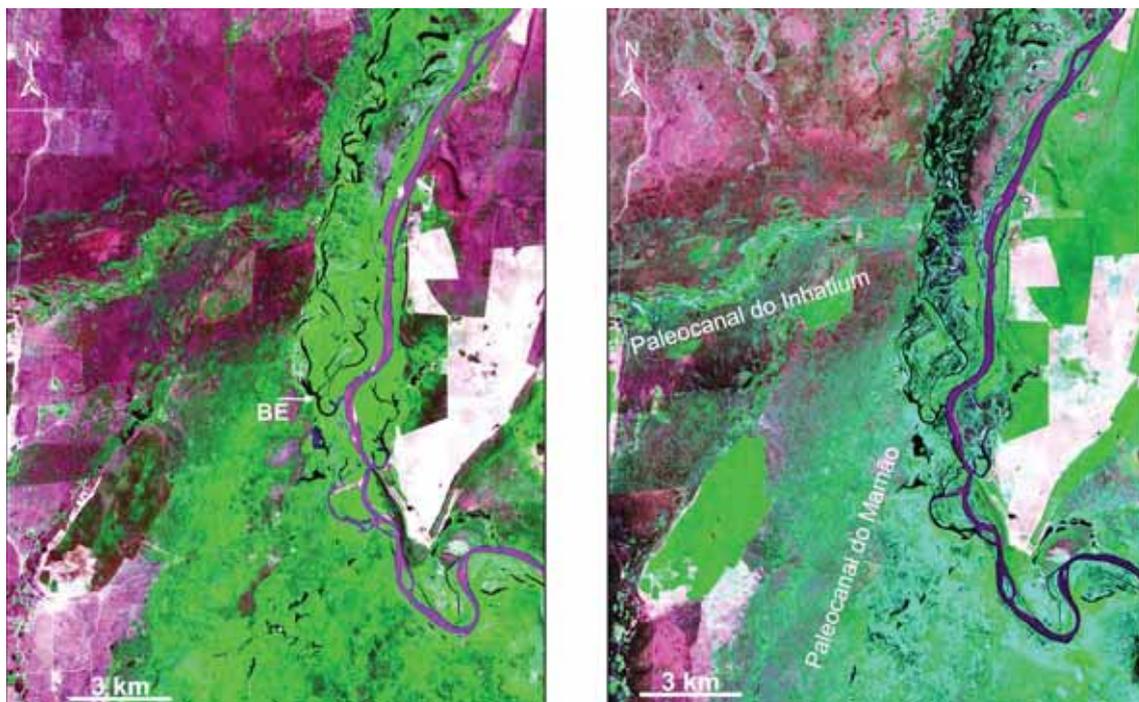
O canal é orientado na direção NNE e possui largura média de 200 m, com a existência de barras alternadas. Os canais abandonados, localizados na planície fluvial, são mais sinuosos e mais estreitos que o canal atual, sugerindo uma mudança hidrológica importante para a situação presente (Figura 14).

À jusante do Hotel Baiazinha, importantes mudanças no padrão fluvial, como consequência da diminuição da altura dos terraços são observados. O rio deflete de forma abrupta para SE e, próximo à Baía das Éguas, ocorre um desconfinamento da planície fluvial (Figura 14). Esse fenômeno marca o início do lobo deposicional atual do leque do Paraguai, em posição geográfica que coincide com a entrada do rio na planície do Pantanal. A partir deste ponto, o canal muda seu padrão e passa a ter maior sinuosidade, cruzando os primeiros 50 km do lobo, com uma sinuosidade de 1,6 e largura média de 250 m (Figura 15/A).

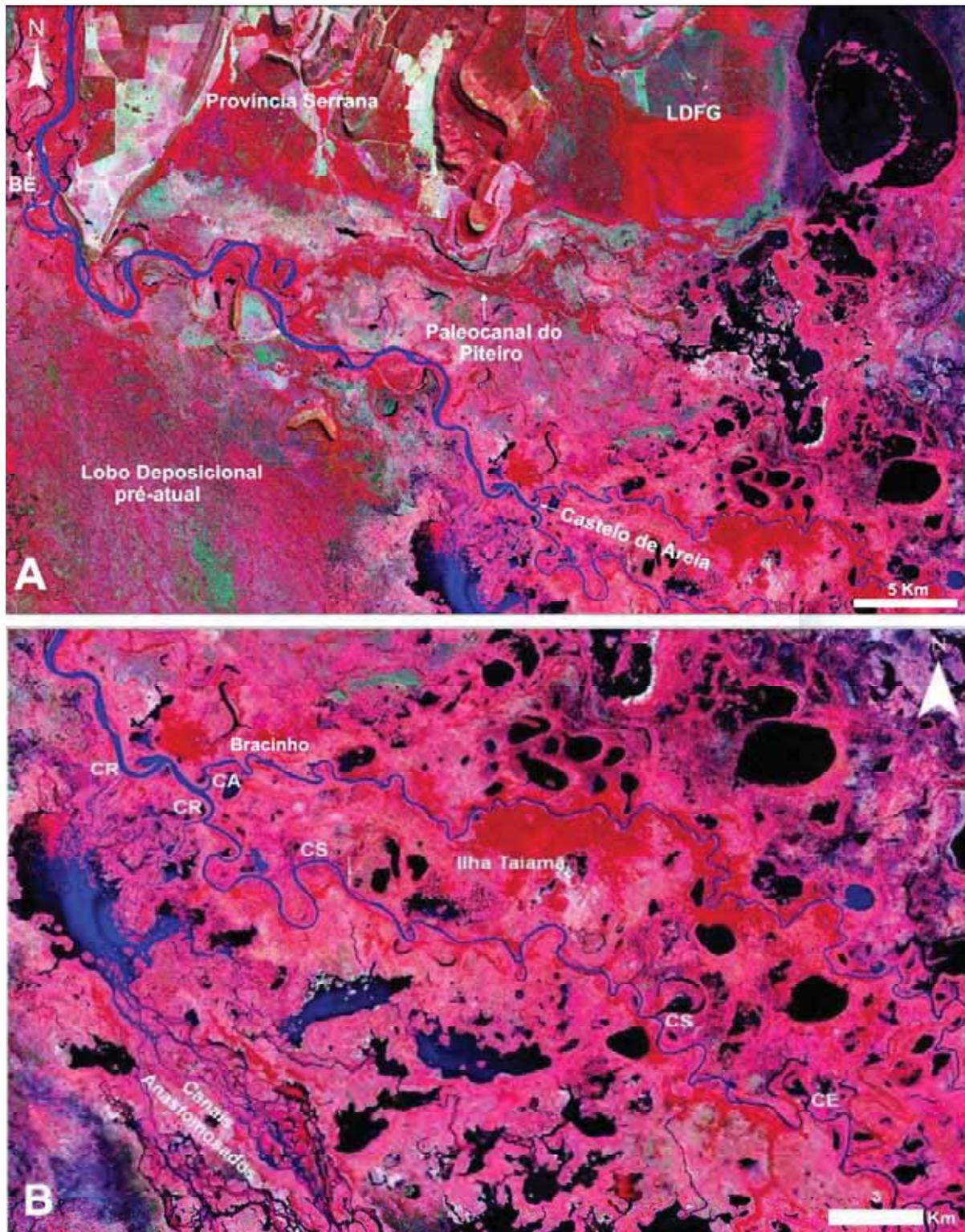
O padrão fluvial se torna distributário em decorrência da divisão do canal nas proximidades da Ilha Taiamã, mas a sinuosidade permanece alta para ambos os

canais. Na região conhecida como Castelo de Areia, o canal passa a apresentar, em sua margem direita, pequenos leques de espraiamento (*crevasse splays*), ocasionando perda de água do canal para planície, provocando, com isso, inundações e mantendo áreas alagadas, cujas águas são escoadas por uma complexa rede de pequenos canais anastomosados que se unem para formar o rio Canzi (Figura 15/B).

O lobo deposicional atual vem sendo construído, não apenas como decorrência da instalação e abandono de canais e diques marginais, mas também por causa da grande quantidade de sedimento depositado na planície por fluxos que extravasam o canal durante eventos de inundação. Essas características geomorfológicas tornam complexa a morfologia do leque, pois o ambiente é marcado por desenvolvimento de diques marginais, agradação no canal, rompimento dos diques (*crevasses*), mudanças de curso e fluxos de inundação que promovem sedimentação de inunditos e de lamas de decantação.



**Figura 14.** Barras alternadas e centrais no rio Paraguai, no extremo sul da planície fluvial entrincheirada. Os paleocanais meandранtes do Inhatium e Mamão constituíram antigos leitos do rio Paraguai (imagem ASTER, R2G1B, de 14/08/2007 e 25/04/2007).



**Figura 15.** Características geomorfológicas do lobo deposicional atual: A) O ápice localiza-se na Baía das Éguas (BE), onde o rio muda abruptamente para SE e o canal começa a meandrar. Na planície de inundação é visível um grande número de paleocanais, inclusive o paleocanal meandrante do Piteiro; B) A partir do Castelo de Areia (CA), o rio se torna distributário com alta sinuosidade. *Crevasses* (CR) e *Crevasses Splay* (CS) são encontradas ao longo do lobo deposicional, ocasionando grande perda de água do canal pela sua margem direita para a planície, provocando com isso, o surgimento de pequenos canais anastomosados (Landsat ETM+, Geocover Circa 2000, composição falsa cor R2G1B3).

Na superfície do lobo deposicional verifica-se também a presença de complexos de canais e diques marginais abandonados, assim como pântanos (*swamps*) e lagos.

Dentre os muitos canais abandonados existentes, destaca-se o paleocanal do Piteiro, que apresenta dimensão, geometria e sinuosidade semelhantes às do canal atual do rio Paraguai. Esses dados possibilitam interpretar que esse paleocanal é o antigo canal do rio antes de um evento de avulsão que mudou o seu curso para sua posição atual (Figura 15/A). É um fenômeno que se assemelha ao que vem acontecendo na região do Castelo de Areia, onde o rio se dividiu e formou o canal do Bracinho. Neste processo, o novo canal concentra maior vazão em detrimento do fluxo no antigo canal e isso vem resultando no seu progressivo abandono.

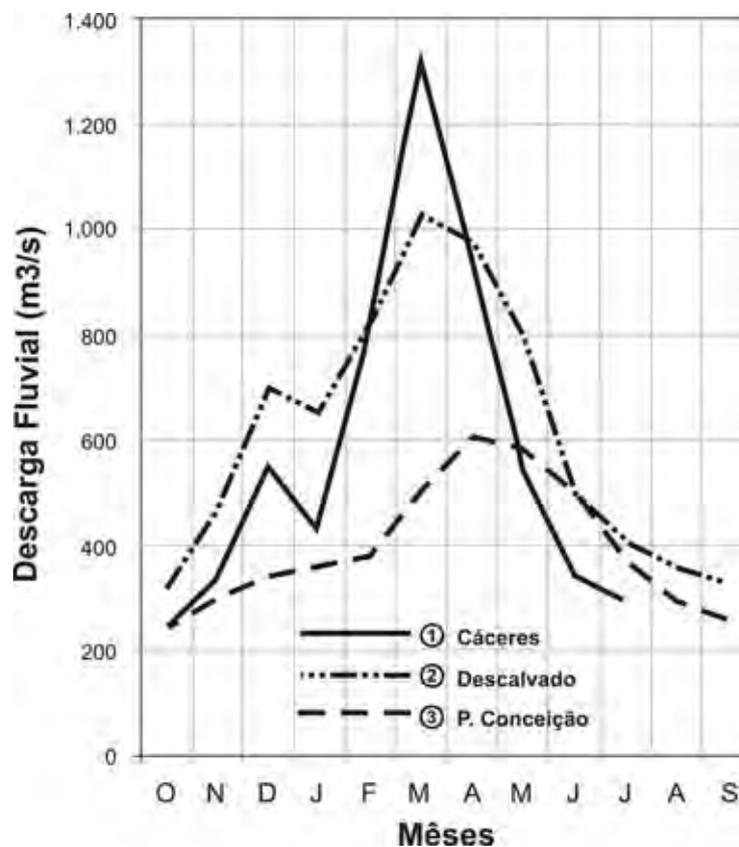
Esses dois canais se separam e se juntam abaixo da Ilha Taiamã. Após a confluência dos dois canais, o rio deixa o lobo deposicional e adentra numa planície marcada por muitos lagos e pântanos (planície fluvio-lacustre). Neste compartimento, já fora do megaleque, o rio flui livremente numa planície frequentemente inundada, em nível topograficamente mais alto em relação à planície, sendo o contorno do canal definido pelos seus diques marginais.

O pico mais alto da descarga fluvial ocorre quase de maneira simultânea nas estações fluviométricas de Cáceres e Descalvados, possibilitando que a onda de inundação se mova rapidamente ao longo das zonas geomorfológicas e alcance a porção superior do lobo deposicional em poucos dias. Em contraste, a onda de inundação demora um mês para alcançar a estação de Porto Conceição, fenômeno esse que só vai acontecer novamente após a onda de cheia cruzar por inteiro todo o lobo deposicional. A figura 16 ilustra esses pontos, com dados hidrológicos do ano de 2000. Além disso, a partir destes dados, pode ser observada perda d'água significativa ao longo do lobo deposicional, que excede 50% de sua vazão a montante.

Além das quatro zonas geomorfológicas, descritas anteriormente, antigos lobos do leque fluvial do Paraguai representam uma vasta extensão de áreas inundadas e por esse motivo, podem facilmente ser identificadas a partir de imagens de satélites e de fotografias aéreas. Nesses lobos antigos, pode-se observar complexa rede de paleocanais em sua superfície.

Muitos destes paleocanais, localmente conhecidos como vazantes, são ativos e funcionam como canais rasos intermitentes durante o período úmido. Algumas

destas vazantes ocuparam e se estabeleceram em antigos canais do rio Paraguai. É o caso das vazantes do Inhatium e do Mamão, que começam na borda sul da planície fluvial entrincheirada e estão estabelecidas em antigo cinturão de meandros do rio Paraguai. Essas vazantes distribuem água em padrões radiais ao longo dos lobos abandonados, que correm em direção ao rio Corixo Grande, na parte periférica do leque do Paraguai. Localizado na fronteira com a Bolívia e flui em direção da lagoa Uberaba, contribuindo assim, para a formação de um micro delta de progradação (Figura 10). As águas que fluem através desses sistemas são coletadas pelo rio Corixo Grande, afluente do rio Paraguai.



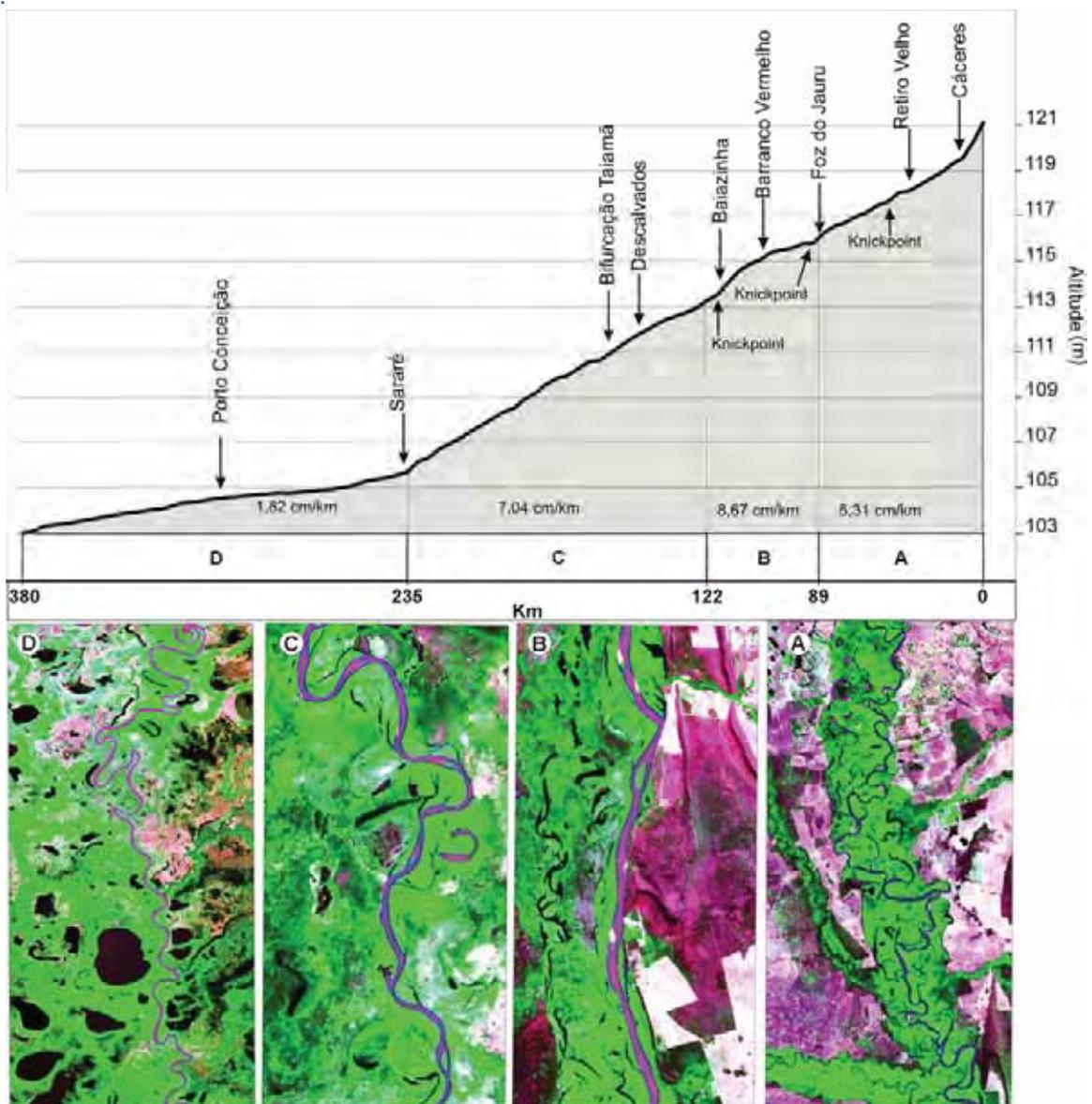
**Figura 16.** Descarga fluvial do rio Paraguai durante o ano de 2000 (localização das estações na figura 12) (Fonte dos dados: ANA).

### 4.3. Discussão dos resultados

Zoneamento geomorfológico, utilizando critérios como padrão do canal, confinamento do vale fluvial e elementos morfológicos simples, são métodos eficazes para a reconstrução da sequência de eventos que levaram à criação da paisagem

moderna e para melhor compreensão dos processos de erosão e sedimentação fluvial.

Antes de sua entrada no Pantanal, o rio Paraguai flui em uma planície fluvial holocênica confinada em um vale inciso, com sinuosidade de 2,2 e baixo gradiente de 0,048 m/km. O gradiente permanece praticamente imutável na área em que o rio flui com baixa-sinuosidade, no entanto, as duas zonas são classificadas por perfis de equilíbrio diferentes, pois, ao longo do perfil longitudinal do rio perto de Retiro Velho é considerado um nível de base secundário (Figura 17).



**Figura 17.** Perfil longitudinal do rio Paraguai, com representação das formas de padrão de canal e a declividade de cada segmento. (A) Padrão meandrante; (B) Padrão retilíneo; (C) Meandrante baixa sinuosidade e (D) Meandrante de alta sinuosidade com presença de lagoas circulares.

Sedimentos quaternários foram depositados ao longo do flanco ocidental de sinclinal assimétrica de direção NNE, e idade pré-cambriana (ALVARENGA & TROMPETTE, 1993). Posteriormente interrompido por uma falha normal NNE reativada no Cenozóico, que separa rochas do embasamento cristalino da Província Serrana de depósitos quaternários localizados no lado oeste da zona de falha. A superfície dos depósitos quaternários mergulha para sudeste e, como resultado, a rede de drenagem torna-se assimétrica, pois o rio Paraguai, está localizado sobre ou perto da linha de falha enquanto seus principais afluentes estão situados na sua margem direita.

A altura dos terraços diminui para jusante, promovendo desconfinamento e o desenvolvimento de um sistema fluvial distributário enorme, que apresenta geometria clássica de megaleque. Além do lobo deposicional atual, um lobo pré-atual e outro antigo também foram reconhecidos (Figura 10).

Em termos de cronologia relativa, e com base em critérios morfológicos, conclui-se que os depósitos quaternários mais velhos são aqueles formados por sedimentos aluviais depositados pelo antigo leque do rio Jauru, porque o fluxo dos paleocanais é truncado por lobos antigos do megaleque fluvial do rio Paraguai. Todos estes sedimentos são bem compactados, ricos em areia e caracterizados pela presença descontínua de camadas de calcrete. Depósitos semelhantes, recuperados na porção sul do megaleque do Taquari, revelaram idades entre 15.000 e 40.000 anos AP (ASSINE, 2003).

Durante o desenvolvimento da pesquisa, duas questões importantes surgiram: 1) qual é a causa do entrincheiramento? e 2) quais são as idades da incisão e dos depósitos que preenchem os vales fluviais?

As idades podem ser obtidas por meio do uso de métodos geocronológicos, datando-se amostras recuperadas de depósitos situados dentro e fora das zonas entrincheiradas. Entretanto, a causa do entrincheiramento do vale é difícil de definir, pois processos alogênicos e autogênicos podem igualmente ser causas da incisão do canal, que pode resultar de uma combinação de dois ou mais fatores (SCHUMM, 1991). Embora o local do vale estudado seja controlado por processos tectônicos, a incisão foi provavelmente resultado de mudanças climáticas e/ou processos autogênicos relacionados à dinâmica de formação e de abandono de lobos deposicionais.

Tanto os processos autogênicos como alogênicos promovem mudanças no nível de base, que por sua vez, altera o gradiente hidráulico, promovendo mudanças nos locais em que ocorrem processos de erosão e deposição. Queda e subsequente elevação do nível de base na área do Pantanal, por exemplo, podem explicar a origem do entrincheiramento dos compartimentos por erosão remontante e a posterior agradação fluvial. Dessa forma, a compreensão das variáveis do macroambiente e de como o sistema funciona são fundamentais para o entendimento da paisagem atual e das tendências de mudanças futuras.

A alteração do nível de base pode ser a responsável pela mudança de lugar do lobo, ocasionando a incisão do rio em virtude dos processos erosivos. Caso contrário, a deposição de sedimento subsequente elevaria o nível de base e faria com que o lobo se tornasse distributário novamente. Isso conduziria a sedimentação no ambiente do leque superior e no canal a montante. São processos autogênicos que estão geralmente associados à evolução de leque aluvial (DECELLES et al., 1991).

Esse padrão de eventos parece se confirmar, em decorrência da presença de canais mais antigos e preservados dentro do vale inciso e que podem ser observado na superfície dos lobos antigos, em especial nos paleocanais do Mamão e Inhatium.

A mudança para o lobo deposicional atual ocorreu em consequência da avulsão e abandono do lobo pré-atual. O ápice do lobo novo está localizado na parte sul na zona de baixa sinuosidade e não se verifica nenhum terraço marginal e o rio inclina-se para sudeste na área do Pantanal. A alteração do nível de base local, associada com o processo de avulsão, causou um abaixamento do perfil de equilíbrio e a reativação da erosão na rede de drenagem, causando a incisão da planície. Esta interpretação pode explicar por que não há nenhuma queda no gradiente no limite entre a planície entrincheirada e o lobo deposicional, pois ambos os elementos morfológicos mantêm o mesmo gradiente de 0.071 m / km.

Erosão remontante gerou nível de base local no segmento de baixa sinuosidade, possivelmente em decorrência de litologias mais resistentes, pois nestes locais rochas cristalinas pré-cambrianas afloram em alguns segmentos do leito. O perfil longitudinal convexo mostra alguns pontos côncavos na Baiazinha e Barranco Vermelho, respectivamente.

Essas características do curso do rio Paraguai entre os dois níveis de base configuram-se em um dos mais críticos problemas para a navegação, em

decorrência das corredeiras, erosão do leito, mudança rápida do canal e da presença de barras. Por esse motivo, vários pontos do rio estão sofrendo intervenções, através de dragagens, com o propósito de permitir o bom funcionamento e manutenção do transporte fluvial ao longo da hidrovia Paraguai-Paraná.

A necessidade de dragagem aumentou durante as últimas três décadas, como consequência da erosão na bacia e aumento do volume de sedimentos transportados para o rio Paraguai. Erosão e aporte maior de sedimentos, no entanto, não pode ser atribuída exclusivamente às culturas de soja e pastagem de gado nos planaltos circundantes. Registros hidrológicos mostram que a chuva e o escoamento superficial aumentaram desde 1970 (COLLISCHONN et al., 2001).

O lobo deposicional tem extensão de cerca de 100 km, geometria lobada, padrão distributário de drenagem e descarga fluvial que diminui para jusante. Inundações por fluxo em lençol, transbordamento durante inundações, infiltração e evaporação têm causado desaceleração do fluxo e consequente sedimentação dentro do canal e nas áreas adjacentes sujeitas a inundações, tornando o lobo atual o principal sítio de sedimentação na área estudada.

O lobo deposicional ativo é caracterizado por uma sucessão de processos repetitivos, crevasses, avulsão, abandono do canal principal e estabelecimento de novos complexos de canal e diques marginais. O complexo do paleocanal Piteiro é um bom exemplo de que mudanças de curso, por avulsão fluvial, constituem uma tônica na evolução do rio. Neste contexto, o canal principal pode ser abandonado no futuro e um novo complexo de canal-dique pode ser estabelecido na margem direita da zona sujeita a inundações, em decorrência do aumento no volume de água para um sistema de canais anastomosado que se unem para formar o rio do Canzi a jusante. Este exemplo é bem parecido ao que está acontecendo na margem direita do rio Taquari, um dos tributários mais importantes do rio Paraguai, no Brasil (ASSINE, 2005).

O rio Paraguai apresenta redução abrupta no seu perfil longitudinal no ponto em que o rio sai do lobo distributário atual e entra na planície fluvio-lacustre, onde apresenta gradiente de notável suavidade (0.015 m / km; Figura 17). Embora haja uma redução de cerca de 50% na descarga fluvial (Figura 16), a desaceleração de fluxo e a existência de espaço de acomodação fazem desta zona um local importante de sedimentação moderna.

Todo o sistema distributário do trato deposicional do rio Paraguai, localizado na fronteira noroeste do Pantanal, é caracterizado por diminuição nas dimensões do canal a jusante.

O desenvolvimento de geometria em forma de leque, a repetição de processos de avulsão, a deposição de sedimentos nos canais e a geomorfologia lobada fazem com que o sistema se assemelhe em muito ao modelo fluvial distributário descrito por [Nichols & Fisher \(2007\)](#). Distinções importantes entre o sistema do rio Paraguai e do modelo proposto, incluem: 1) o clima sub-úmido, 2) drenagem exoréica; 3) confluências canal a jusante e 4) a ausência quase total de *crevasse splays* na parte terminal.

Dadas as suas dimensões, o megaleque fluvial do rio Paraguai pode ser comparado aos megaleques existentes na planície Indo-Gangética, tais como, os megaleques dos rios Kosi, Gandak e Ganges ([MOHINDRA et al., 1992](#); [SINGH et al., 1993](#), [SHUKLA et al., 2001](#)). Porém, é importante observar que o rio Paraguai não é um megaleque construído por um rio entrelaçado, como os encontrados na parte norte da Planície Indo-Gangética.

O sistema se assemelha mais ao megaleque do Okavango em Botswana ([STANISTREET & MCCARTHY, 1993](#)) por ser um rio meandrante e por atravessar um vale inciso antes da drenagem adquirir padrão fluvial distributário.

O leque do rio Paraguai representa assim, um exemplo importante de leque dominado por rio, pois não existe nenhuma escarpa separando a planície das partes mais altas. Essas características tornam o leque do rio Paraguai um caso interessante de um moderno sistema fluvial distributário arenoso e localizado em domínio intracratônico.

#### **4.4. Conclusão**

O rio Paraguai flui para sul, na borda oeste do Pantanal, próximo à fronteira Brasil-Bolívia, coletando as águas de muitos sistemas fluviais distributários que integram um grande trato de sistemas deposicionais moderno. Diferentes estilos fluviais caracterizam o rio Paraguai, especialmente quando os rios entram e saem do Pantanal.

O rio Paraguai e outros rios da bacia do Pantanal não são facilmente classificados através dos atuais modelos fluviais, principalmente porque o padrão de

drenagem torna-se frequentemente distributário na entrada para o Pantanal. Desta forma, originaram-se sistemas fluviais de megaleques, similares aos encontrados em outras regiões do mundo (LATRUBESSE et al., 2005; LEIER et al., 2005).

O rio Paraguai percorre 2.621 km, desde suas nascentes no território brasileiro até sua confluência no rio Paraná, em território argentino. O rio é a principal hidrovia do Pantanal e existem projetos de tornar o sistema fluvial Paraguai-Paraná navegável por 3.440 km desde o Uruguai até Cáceres. Quanto à navegação, o Acordo de Transporte Aquaviários, aprovado pelos países membros em 1992, entrou em vigor em 1995 e foi uma das conquistas mais importantes da CIH - Comitê Intergovernamental para a Hidrovia Paraguai-Paraná (WWAP, 2007).

Tem sido argumentado que a canalização do rio Paraguai causaria a diminuição do nível do rio e teria um impacto devastador sobre o Pantanal. É senso comum entre biocientistas, que a dependência em relação ao pulso de inundação do Pantanal torna muito vulneráveis às mudanças hidrológicas (JUNK et al., 2006b).

Importante para a gestão do rio é o conhecimento de suas características e o entendimento dos processos hidrossedimentares atuantes. O rio Paraguai não pode ser tratado de forma simplista e ser classificado apenas usando a terminologia tradicional dos padrões de canal. O Pantanal tem sido afetado por tectônica recente, subsidência diferencial, geração de espaço de acomodação e mudança de padrão fluvial ao longo de seu curso desde o Pleistoceno.

O rio Paraguai formou ao longo do tempo, na borda noroeste do Pantanal, um grande megaleque fluvial. Com base na sua fisiografia, diversos padrões fluviais foram caracterizados. O zoneamento realizado foi o primeiro passo para interpretar a sucessão de eventos ocorridos desde o Pleistoceno tardio e que levaram ao cenário atual. É também passo inicial para compreender os processos atuais e prever mudanças futuras na hidrologia e no curso do rio.

## 5. MUDANÇAS PALEO-HIDROLÓGICAS E PALEOAMBIENTAIS

As variações climáticas do Quaternário exercem papel fundamental no processo evolutivo dos ambientes fluviais. Dentre os elementos climáticos, a precipitação é o que diretamente reflete a instabilidade e a intensidade com que as variações se processam.

Ao longo do tempo, diversos estudos têm sido realizados para melhor compreensão da instabilidade climática durante o Quaternário. [Bigarella et al., \(1994\)](#) sugerem que nas épocas frias do Quaternário, em grande parte das regiões subtropicais e tropicais, teria ocorrido uma diminuição sensível da pluviosidade ou modificação da distribuição das chuvas, generalizando condições de semi-aridez e mesmo aridez, enquanto as épocas úmidas corresponderiam aos interglaciais.

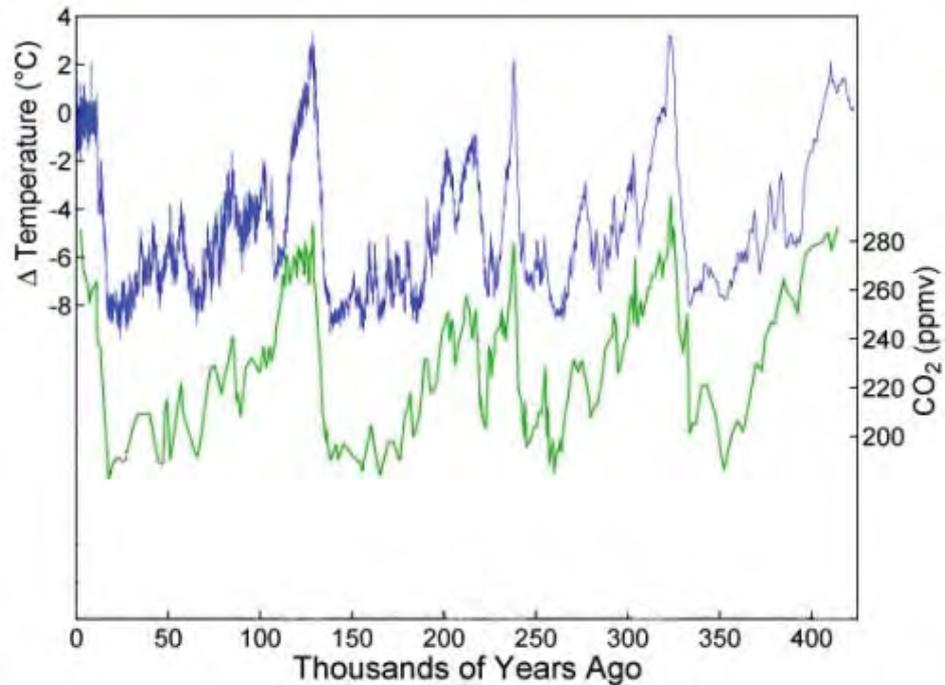
No Brasil, durante o Pleistoceno, operavam alternadamente dois conjuntos diferentes de processos que modelaram a paisagem: erosão lateral, em clima semi-árido (épocas glaciais) e dissecação em clima úmido (interglaciais). A ação erosiva se fazia mais efetiva na transição de um tipo climático para outro ([BIGARELLA et al., 1994](#)).

Ainda segundo [Bigarella et al., \(1994\)](#) nas transições climáticas de semi-árido para úmido, o regime fluvial brasileiro passou de intermitente a permanente, havendo aumento progressivo da descarga média dos rios.

[Souza Filho \(1993\)](#) atribuiu a formação da calha do rio Paraná à alternância de climas úmidos e secos que teria ocorrido no Pleistoceno. Contudo, o estudo das condições paleoclimáticas do Pleistoceno no Brasil é dificultada pelo registro fossilífero pobre e pela pequena quantidade de datações, especialmente no intervalo entre 50.000 e 1.000.000 de anos AP. Em termos mundiais, os dados de paleotemperatura indicam a existência de períodos mais frios e mais quentes nos últimos 400.000 anos AP ([Figura 18](#)).

Estudos sobre o Quaternário continental vêm adquirindo importância e o Pantanal, por ser uma planície formada durante esse período, começa a ser investigado. Em decorrência das dificuldades para se trabalhar com pesquisas no local, principalmente relacionadas ao Quaternário, existem poucos trabalhos desenvolvidos, merecendo destaque [Boggiani & Coimbra \(1995\)](#), [Assine & Soares \(1997\)](#), [Klammer \(1992\)](#), [Soares et al. \(1998\)](#) [Soares et al. \(2000\)](#), [Assine \(2003\)](#), [Assine & Soares \(2004\)](#), [Bezerra & Mozeto \(2008\)](#).

No Pantanal, mudanças que vêm ocorrendo desde o Pleistoceno deixaram marcas na paisagem que podem ser facilmente identificadas nos megaleques fluviais do Taquari, São Lourenço, Nabileque e do Paraguai.



**Figura 18.** Ciclos quaternários. Gráfico de CO<sub>2</sub> (curva verde) e temperatura (curva azul) para os últimos 400 mil anos medidos em testemunhos de gelo coletados em Vostok, na Antártida (Fonte: Petit et al., 1999).

Este capítulo tem como objetivo a reconstituição de mudanças hidrológicas e ambientais que marcaram a evolução geomorfológica do megaleque do Paraguai, desde o Pleistoceno tardio. Evidências destas mudanças estão impressas na morfologia da área, destacando-se a existência de uma trama de paleocanais distributários que registram mudanças do traçado dos rios, reconhecíveis em imagens de satélite (Figura 19).

Sistemas deposicionais são elementos de grande importância para o entendimento de mudanças ambientais, pois são áreas de sedimentação e podem documentar transformações ocorridas no tempo geológico. Também registram em sua superfície modificações ocorridas nos sistemas fluviais, que podem auxiliar no esclarecimento de mudanças climáticas recentes (HARVEY, 2002).



**Figura 19.** Megaleque do Paraguai durante período seco (imagem de satélite Landsat, composição falsa-cor RGB 213, com pixel reamostrado para 15 m a partir da fusão com a banda 8; mosaico NASA Geocover Cirsas 2000).

## 5.1. Métodos e materiais

Sondagens rasas com vibrotestemunhador (*vibrocorer*) foram realizadas nas três áreas indicadas na figura 20. Dos 34 pontos perfurados, foram recuperados testemunhos em apenas 24 dos pontos (Tabela 1). Foram amostrados depósitos em terraços, caracterizados pela presença de pequenas lagoas circulares e do cinturão de meandros do rio Paraguai, em área situada no entorno da cidade de Cáceres (Figura 21). As sondagens realizadas na área situada a sul da cidade de Cáceres tiveram como objetivo amostrar depósitos do leque do Jauru, mas também foi amostrada a planície do rio Paraguai (Figura 22). As sondagens localizadas a sul do paralelo 16°30' tiveram por objetivo amostrar diferentes lobos do megaleque fluvial do rio Paraguai (Figura 23).

Antes de serem efetuadas as sondagens, foi construído um banco de dados composto por imagens de satélite Geocover Landsat 4/5 Circa 1990, Geocover Landsat 7 Circa 2000, Landsat 5/TM, cenas 227/71 e 227/72 do ano de 2007/2008, e por imagens Aster do ano de 2004, as quais foram inseridas e processadas em banco de dados SIG. Após serem processadas, as imagens foram usadas para observar evidências de mudanças naturais do ambiente e também para localizar pontos a serem amostrados durante trabalhos de campo.

A escolha dos pontos amostrados foi definida buscando-se amostrar os diferentes compartimentos identificados (capítulo 4) e elementos morfológicos importantes para estabelecer a evolução geomorfológica da área (por exemplo, paleocanais e lagos).

Os sedimentos foram recuperados com uso de tubos de alumínio com diâmetro 3" (7,6 mm), 1,37 mm de espessura e comprimento de até 6 metros. A perfuração dos depósitos foi realizada com vibrotestemunhador, metodologia que emprega o mesmo mangote vibratório utilizado na construção civil.

No caso das sondagem, utilizou-se motor e mangote vibratório acoplado a abraçadeira presa ao tubo de alumínio. O motor estacionário transmite vibração para o tubo, que por sua vez, penetra em sedimentos inconsolidados como areia, silte e argila. A retirada do testemunho é feita com talha manual para 1 tonelada apoiada em tripé ou bipé (alumínio, ferro ou madeira). Após a retirada do testemunho, é eliminada a parte vazia, fechado e transportado para laboratório.

Depois de abertos no laboratório, todos os testemunhos foram medidos, considerando-se tanto o comprimento total, como a medida de cada fácies. Na descrição não foram separados os tamanhos de grãos silte e argila, por isso, nessa pesquisa, sendo estas partículas consideradas em conjunto sob a denominação de lama.

A utilização de vibrotestemunhador leve é a técnica mais usada para recuperação de depósitos sedimentares em profundidades rasa ( $\leq 6$  metros). A operação e a técnica de utilização do equipamento estão descritos em [Martin et al. \(1995\)](#), [Stevaux \(2000\)](#), [Ledru et al. \(2005\)](#) e [Meyer et al. \(2005\)](#), que o utilizaram com eficiência na recuperação de testemunhos para estudo do Quaternário.

**Tabela 1** - Pontos amostrados com vibrotestemunhador (QI = Depósitos quaternários indiferenciados; LJ = depósitos do leque do Jauru; L1 = depósitos de lobos antigos do megaleque do Paraguai; L2 = depósitos do lobo pré-atual do megaleque do Paraguai; L3 = depósitos do lobo distributário atual do megaleque do Paraguai; CM = depósitos do cinturão de meandros do rio Paraguai).

Ponto	Localidade	X	Y	Prof. (m)	Compartimento/Geoformas
CA-01	Cáceres	16°41'53"	57°42'24"	1,98	L3 / paleocanal
CA-02	Cáceres	16°05'30"	57°44'44"	2,84	CM / planície
CA-03	Cáceres	16°04'47"	57°44'57"	1,50	QI / terraço
CA-04	Cáceres	16°04'56"	57°45'03"	2,75	QI / terraço
CA-05	Cáceres	16°26'12"	57°59'52"	2,70	LJ / terraço
CA-06	Cáceres	16°07'35"	57°43'45"	2	QI / terraço
CA-07	Cáceres	16°03'45"	57°50'12"	1,50	QI / terraço
CA-08	Cáceres	16°02'28"	57°50'25"	2,29	QI / lagoa
CA-09	Cáceres	16°36'30"	57°59'1"	1,47	L1 / paleocanal
CA-10	Cáceres	16°05'02"	57°45'01"	2,29	CM / planície
CA-13	Cáceres	16°03'53"	57°50'23"	4,92	QI / planície Padre Inácio
CA-14	Cáceres	16°02'41"	57°47'23"	2,10	QI / lagoa
CA-15	Cáceres	16°15'26"	57°58'21"	3	LJ / terraço
CA-17	Cáceres	16°29'11"	57°50'54"	2,0	LJ / terraço
CA-18	Cáceres	16°59'48"	57°46'25"	4,0	L2 / paleocanal
CA-19	Cáceres	16°57'30"	57°53'39"	2,52	L2 / terraço
CA-20	Cáceres	16°36'39"	57°59'3"	3,30	L1 / paleocanal
CA-21	Cáceres	16°29'11"	57°58'50"	2,60	LJ / terraço
CA-22	Cáceres	16°08'40"	57°55'33"	4,10	LJ / terraço
CA-23	Cáceres	16°04'58"	57°44'52"	3	CM / planície
CA-24	Cáceres	16°03'32"	57°45'42"	4,46	QI / terraço
CA-25	Cáceres	16°19'35"	57°45'4"	3,50	QI / terraço
CA-26	Cáceres	16°56'45"	57°40'38"	6,30	QI / terraço
CA-27	Cáceres	16°17'5"	57°46'45"	1,50	CM / planície

Em laboratório, 27 amostras dos testemunhos com 25 cm de comprimento cada, devidamente embaladas para não receberem luz, foram enviadas ao Laboratório de Vidros e Datação (LVD) da Faculdade Tecnológica de São Paulo

(FATEC-SP), para a datação, por meio do método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Essa técnica de datação foi utilizada em sedimentos fluviais por Eriksson et al. (2006), Stevens et al. (2007), Baker (2008) e tem apresentado resultados bastante satisfatórios.

Após ser retirada a amostra para a datação, os testemunhos foram abertos, fotografados e descritos, procurando estabelecer a sucessão dos depósitos e a identificação das estruturas preservadas. Metade do testemunho foi embalada para futuras análises, tendo sido realizada coleta de amostras para análises granulométricas através de peneiramento.

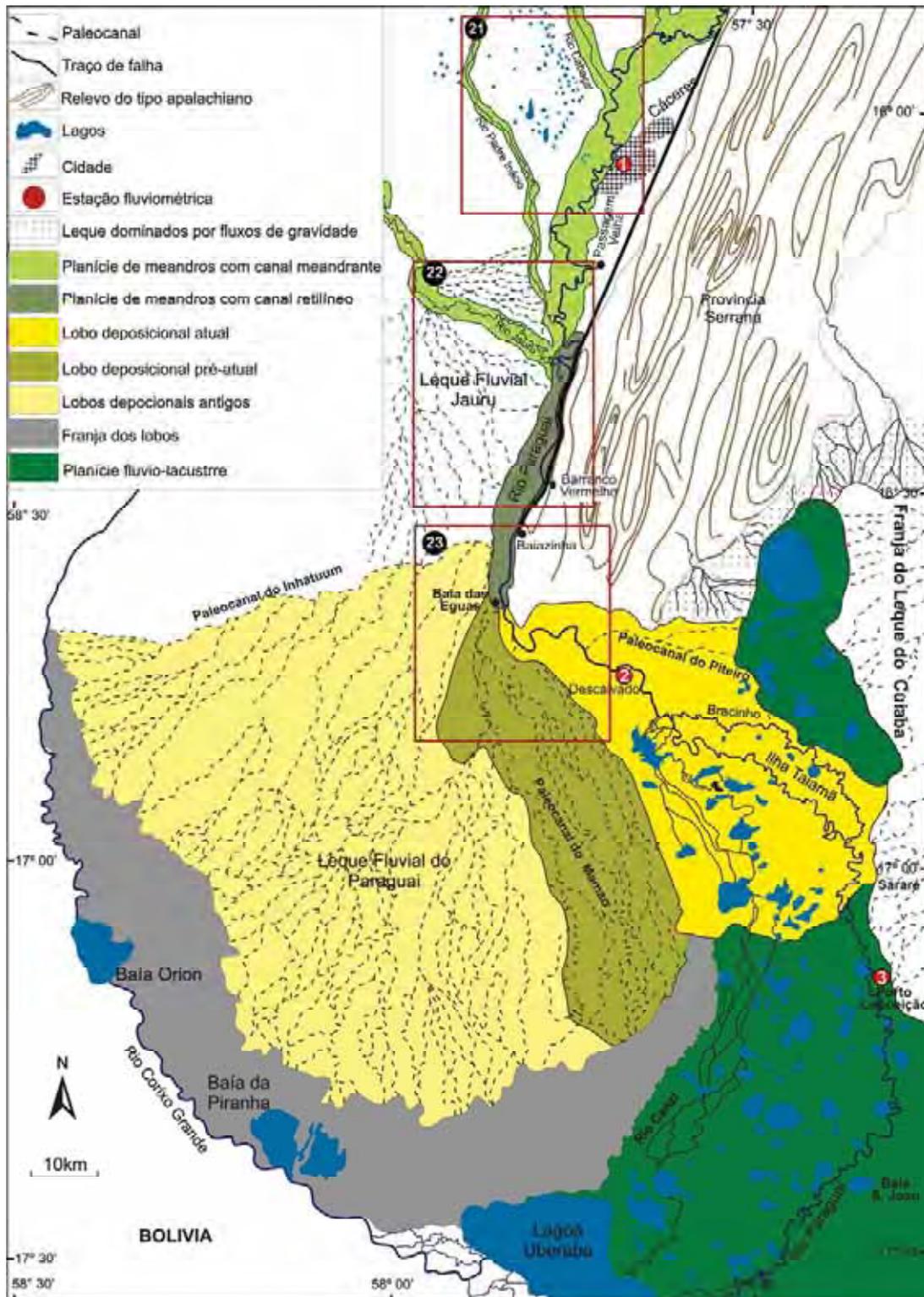
## **5.2. Resultados**

A amostragem permitiu recuperar sedimentos subsuperficiais com as estruturas ainda preservadas, sem contaminação. Possibilitou também recuperar amostras para datação pelo do método de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) de cristais de quartzo. A escolha e as distribuições dos pontos datados tiveram o objetivo de obter a cronologia dos depósitos e das respectivas formas, assim como reconstituir a evolução cronológica do megaleque, em especial dos eventos que deram origem aos vales incisos e aos cinturões de meandros das planícies confinadas do rio Paraguai.

### **5.2.1. Sedimentologia**

Com base na análise dos testemunhos recuperados, foram caracterizados os sedimentos das diversas unidades amostradas. Nos perfis sedimentológicos das sondagens, estão apresentados dados de análises granulométricas, informações de idades (LOE) e fotografias dos testemunhos (as fotos estão exibidas com distorção vertical para facilitar a visualização).

Durante o processo de recuperação dos testemunhos, algumas amostras, principalmente aquelas localizadas nos paleocanais, apresentaram compactação e perda de material durante a retirada dos tubos.



**Figura 20.** Compartimentos geomorfológicos, com indicação das áreas amostradas com vibrotestemunhador.

Um problema identificado após os testemunhos serem abertos para descrição, foi o processo de fluidificação ocasionado pela vibração do equipamento e também em decorrência do nível do lençol estar alto. Essa anomalia no

funcionamento do equipamento fez com que várias amostras tivessem suas estruturas danificadas, prejudicando assim, a descrição e a interpretação das fácies sedimentares.



**Figura 21.** Localização dos pontos amostrados no cinturão de meandros do rio Paraguai e em depósitos quaternários indiferenciados da Depressão do Alto Paraguai, no entorno da cidade de Cáceres (imagem Geocover Cirsas 2000 RGB 742; localização na figura 20).

Os perfis obtidos nas sondagens dos depósitos indiferenciados mostram fácies constituídas predominantemente por areia maciça de granulação média, com variação local para areia grossa e para areia fina (Figuras 24 a 29). As idades obtidas indicam que estes depósitos se formaram entre 160 000 ( $\pm 20.000$ ) e 6 000 ( $\pm 640$ ) anos AP. O perfil do ponto CA-13, localizado na planície do rio Padre Inácio, apresenta granulodecrescência ascendente, com a presença de estratificação cruzada (Figuras 30).



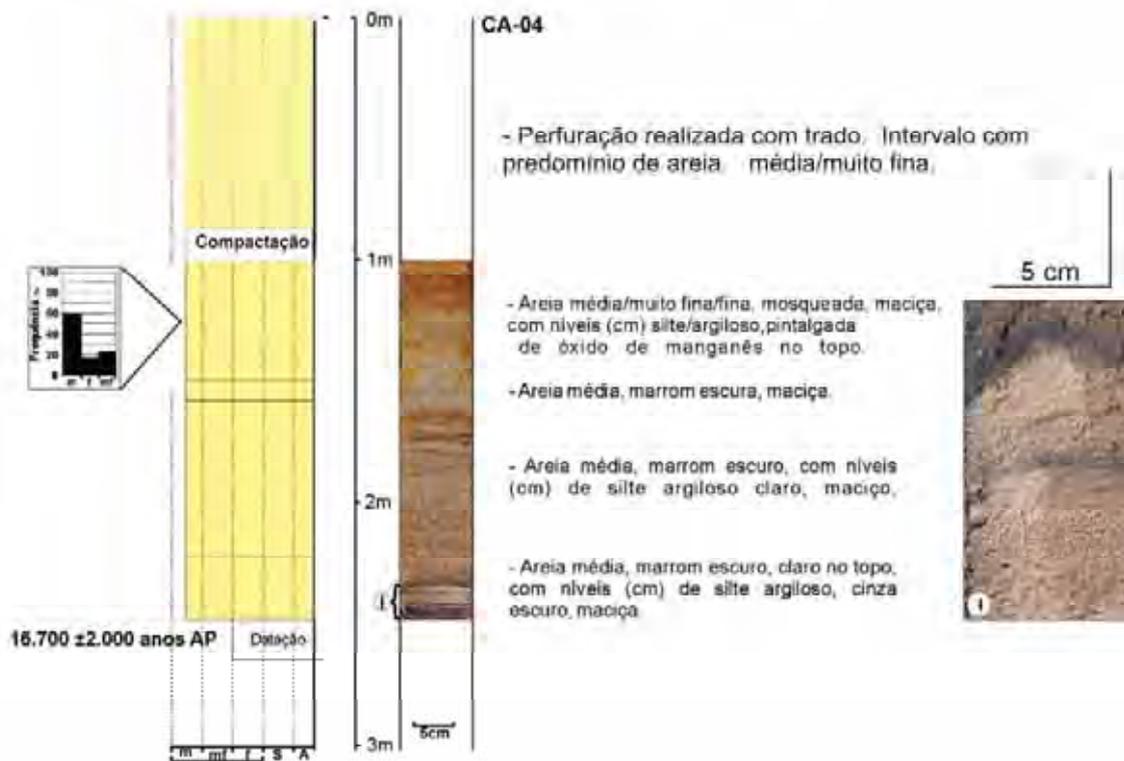
**Figura 22.** Localização dos pontos amostrados na planície encaixada meandrante e no leque abandonado do Jauru, a sul da cidade de Cáceres (imagem Geocover CIRCAS 2000 RGB 742; localização na figura 20).



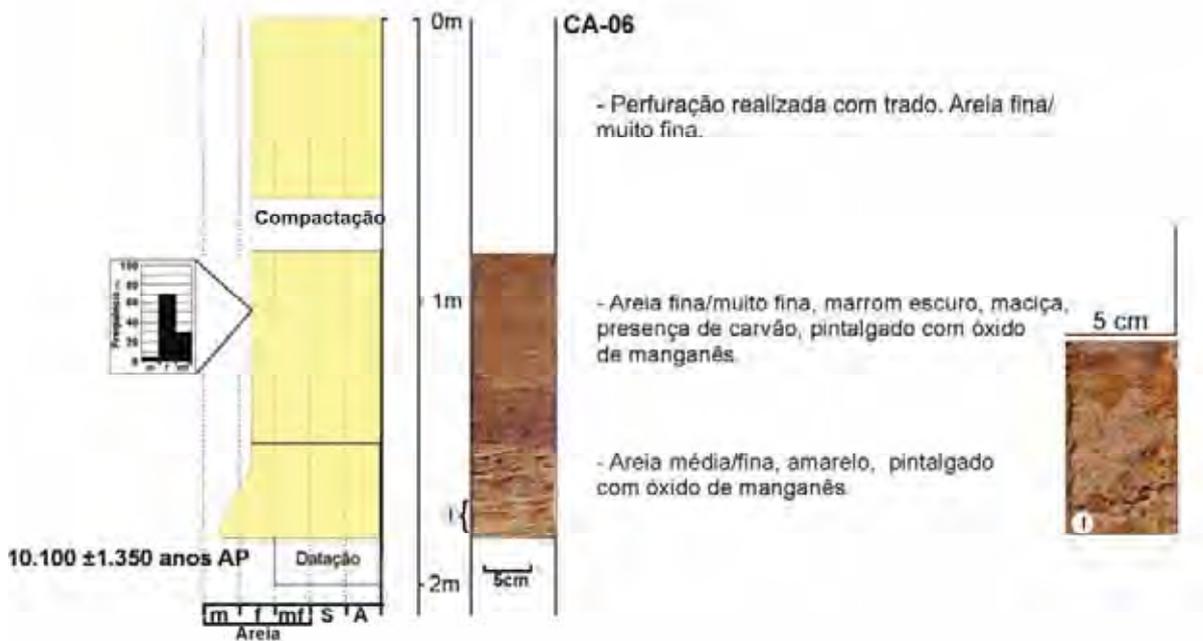
**Figura 23.** Localização dos pontos amostrados nos lobos deposicionais do megaleque do Paraguai. (Imagem Geocover Circa 2000 RGB 742; localização na figura 20).

Os perfis obtidos nas sondagens CA-15 e CA-22, que amostrou o paleoleque do Juru (Figuras 31 e 32), apresentam faciologia idêntica à dos depósitos quaternários indiferenciados, com a presença de areia maciça, com granulometria variando de areia média a muito fina.

Nos depósitos de lobos antigos do megaleque do Paraguai ocorre o predomínio de areia média a muito fina, apresentando as mesmas características dos depósitos do leque abandonado do Juru.



**Figura 24.** Perfil sedimentológico do ponto CA-04, localizado em terraço de depósitos quaternários indiferenciados da Depressão do Alto Paraguai.



**Figura 25.** Perfil sedimentológico do ponto CA-06, localizado em terraço.

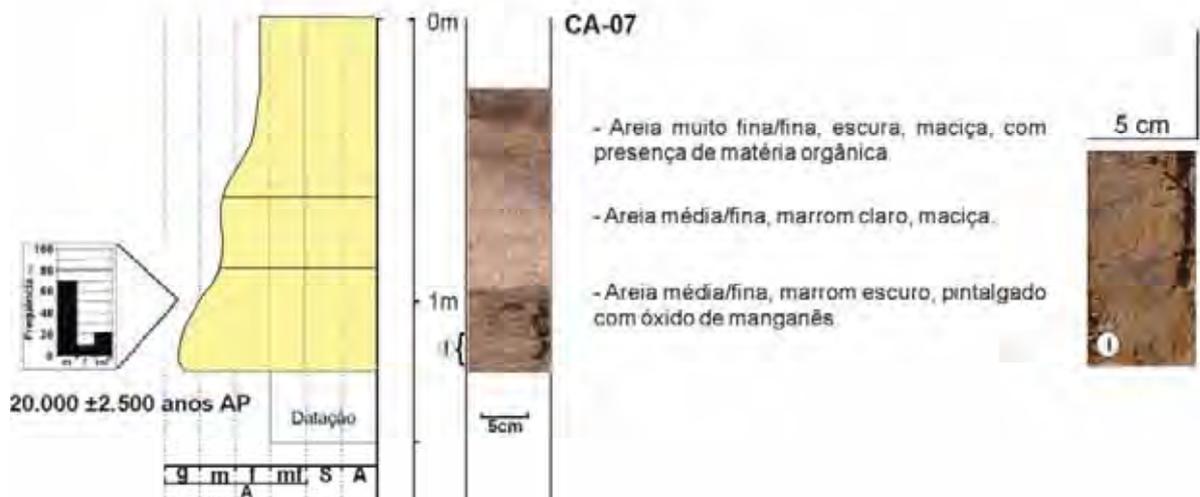


Figura 26. Perfil sedimentológico do ponto CA-07, localizado em terraço.

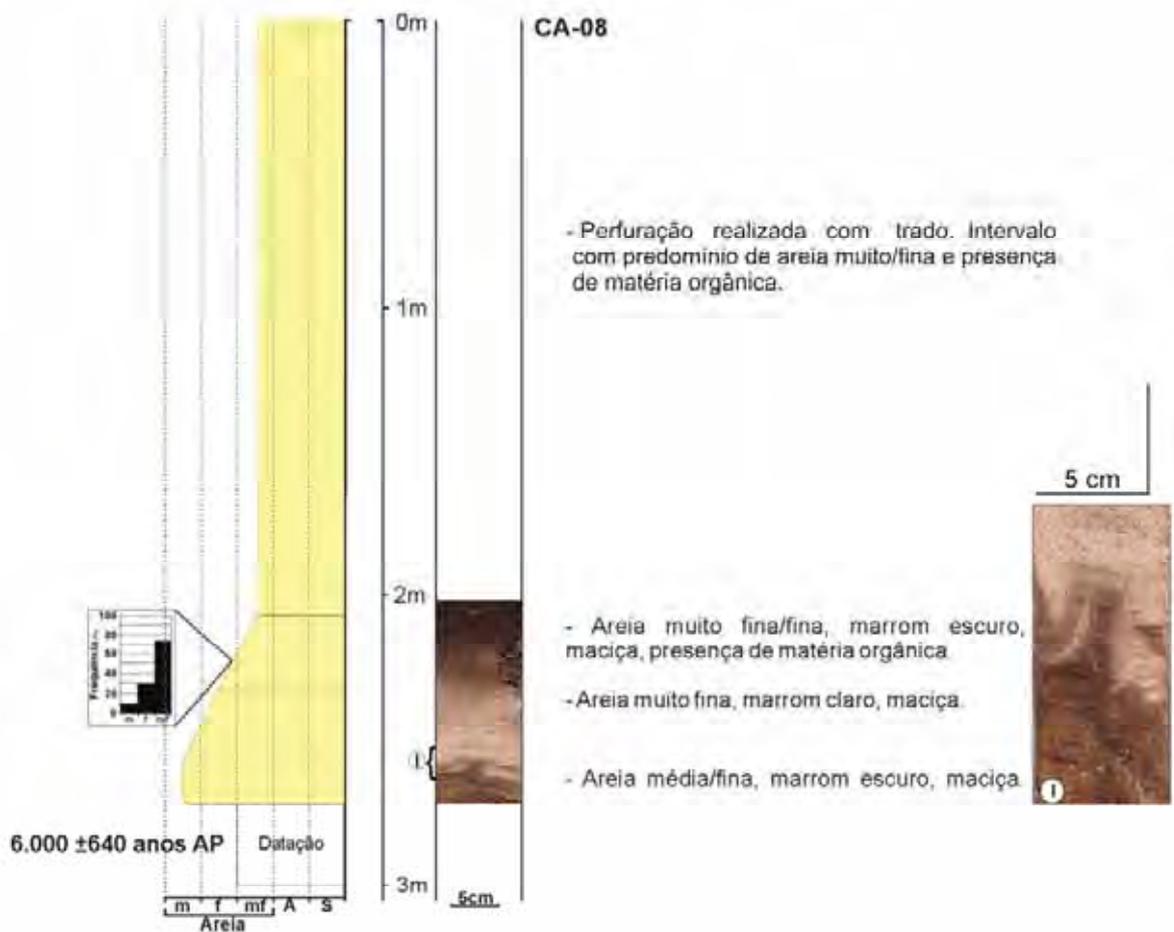


Figura 27. Perfil sedimentológico do ponto CA-08, localizado em terraço.

Perfil sedimentológico de ponto no lobo pré-atual apresenta predomínio de areia média, maciça (Figura 33). As possíveis estruturas existentes podem ter sido destruídas durante o processo de recuperação, já que a perfuração foi feita no paleocanal do Mamão, que se espera apresente fácies com estratificação cruzada.

Perfis sedimentológicos de depósitos amostrados no cinturão de meandros do rio Paraguai mostram conjunto de fácies com granodecrescência ascendente, e estratificações cruzadas. A presença de lama intercalado com areia fina a muito fina, caracteriza diminuição de energia e abandono do canal (Figuras 34 a 36).

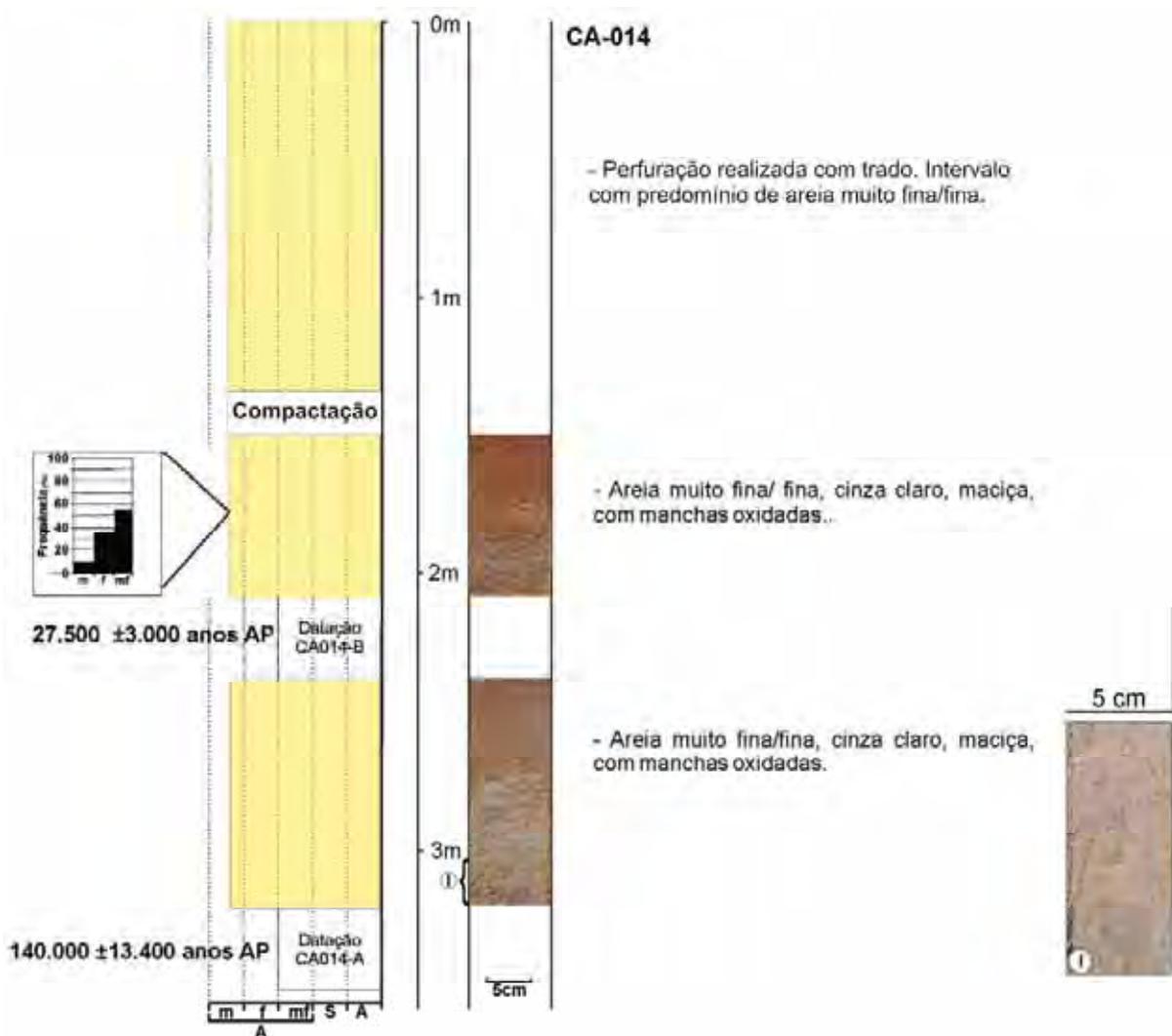


Figura 28. Perfil sedimentológico do ponto CA-14, localizado em terraço.

A única sondagem realizada no lobo distributário atual do megaleque do Paraguai, realizada no paleocanal do Piteiro, apresenta granodrecrescência ascendente variando de areia média a muito fina, com estratificação cruzada (Figura 37).

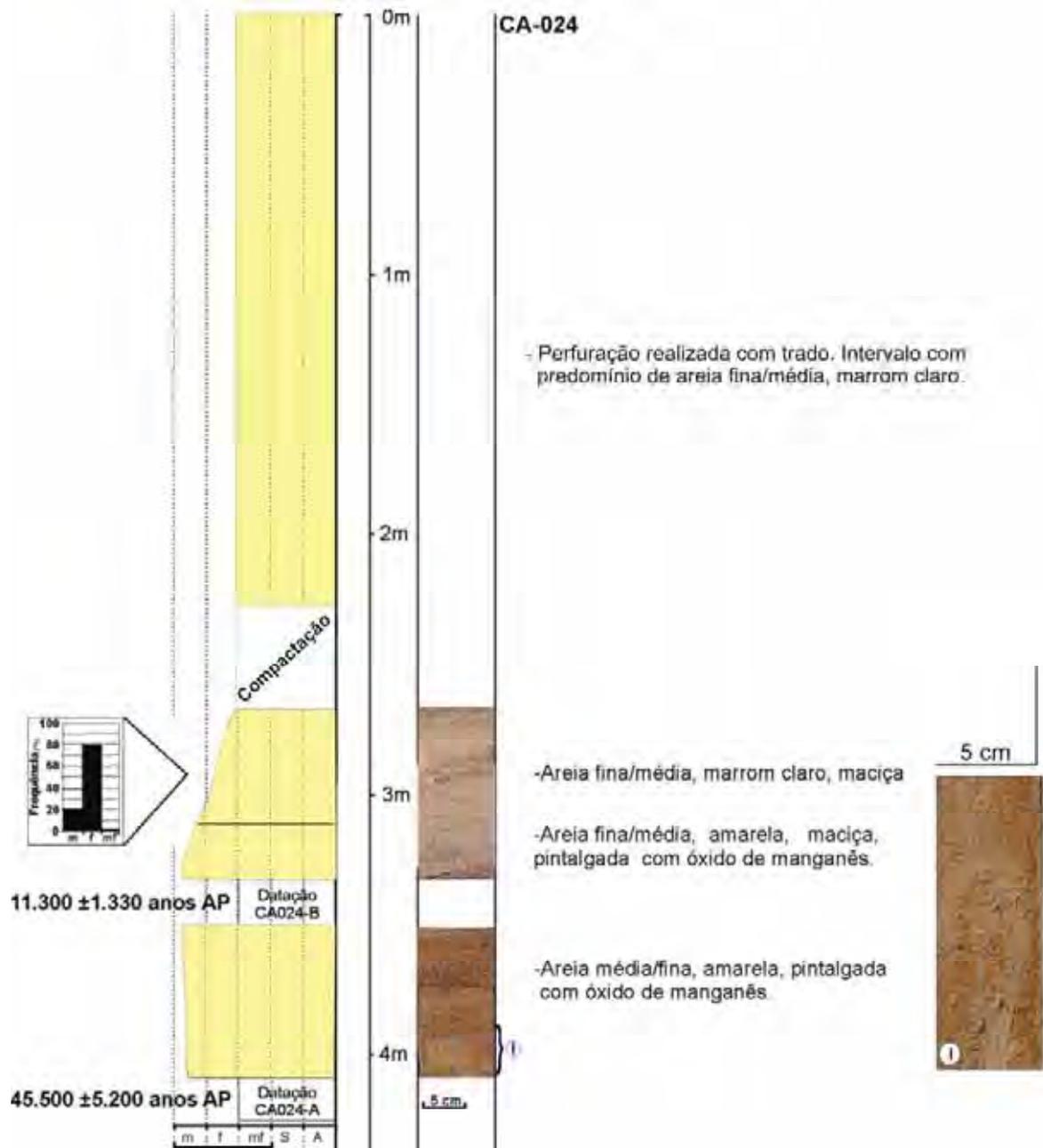


Figura 29. Perfil sedimentológico do ponto CA-24, localizado em terraço.

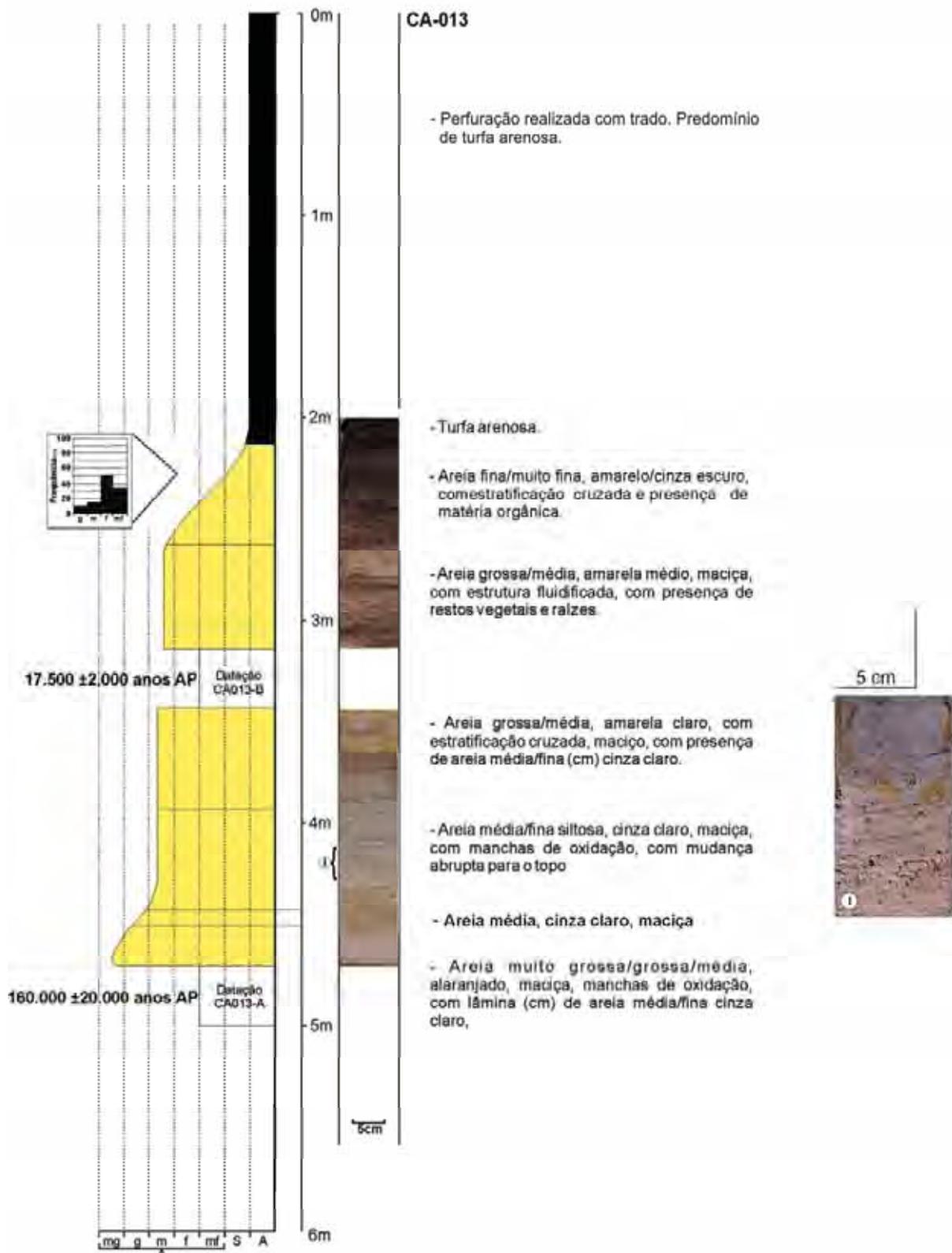
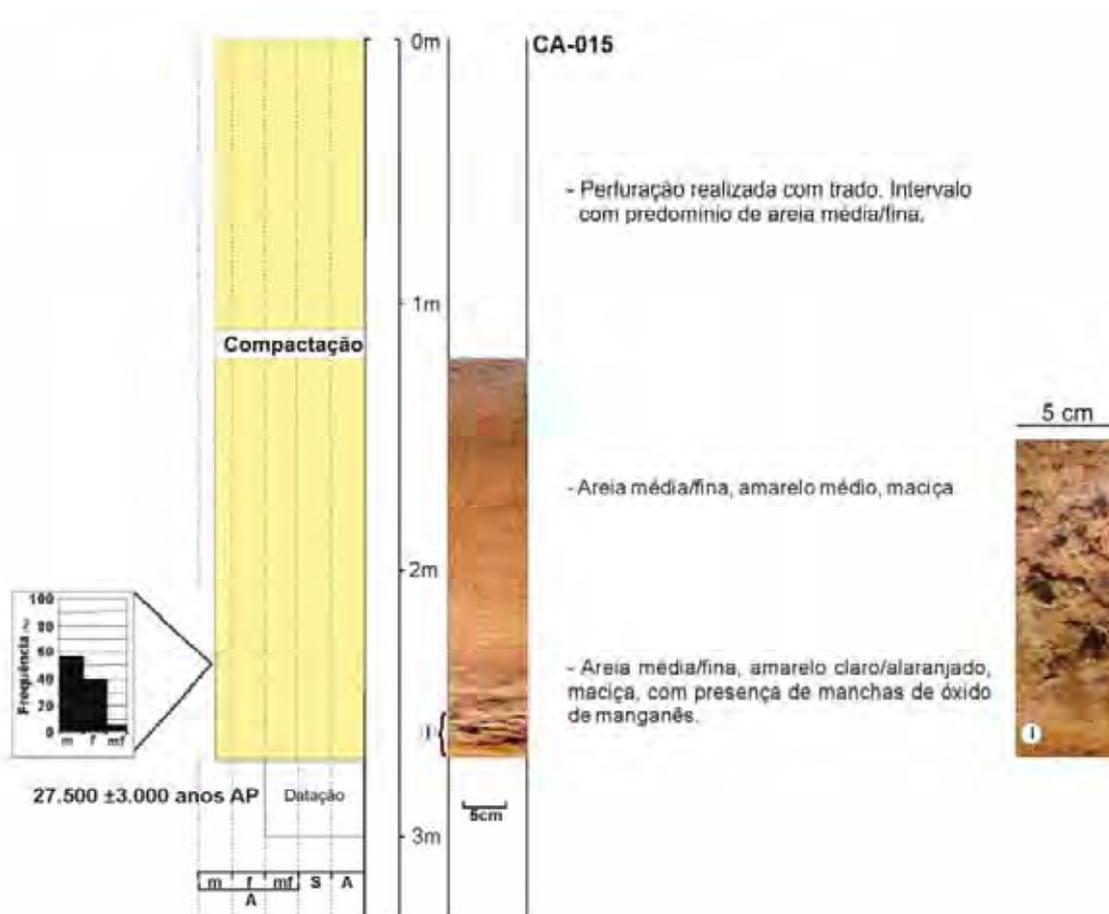


Figura 30. Perfil sedimentológico do ponto CA-13, localizado na planície do rio Padre Inácio.



**Figura 31.** Perfil sedimentológico do ponto CA-15, localizado no leque abandonado do Jauru.

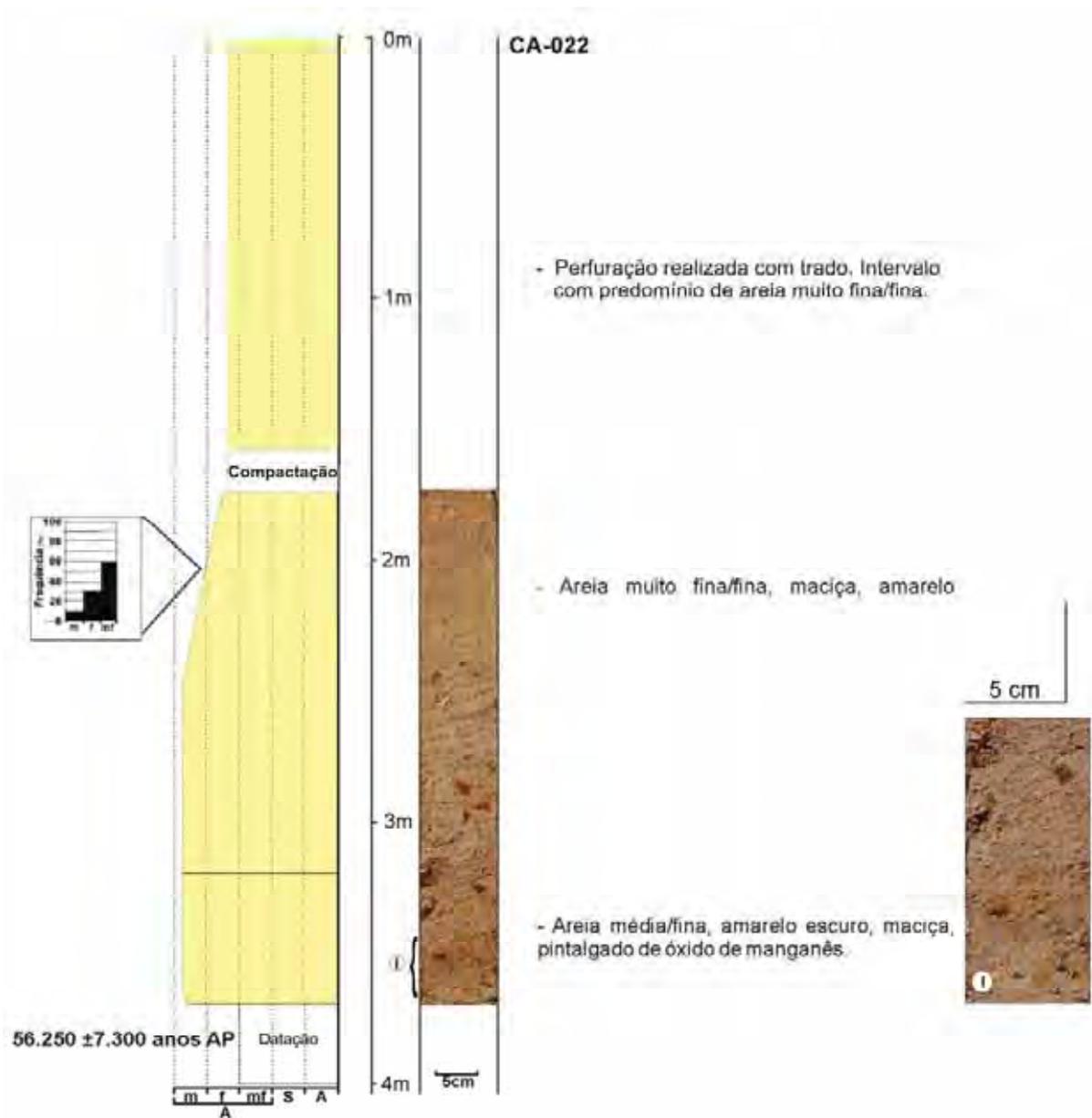
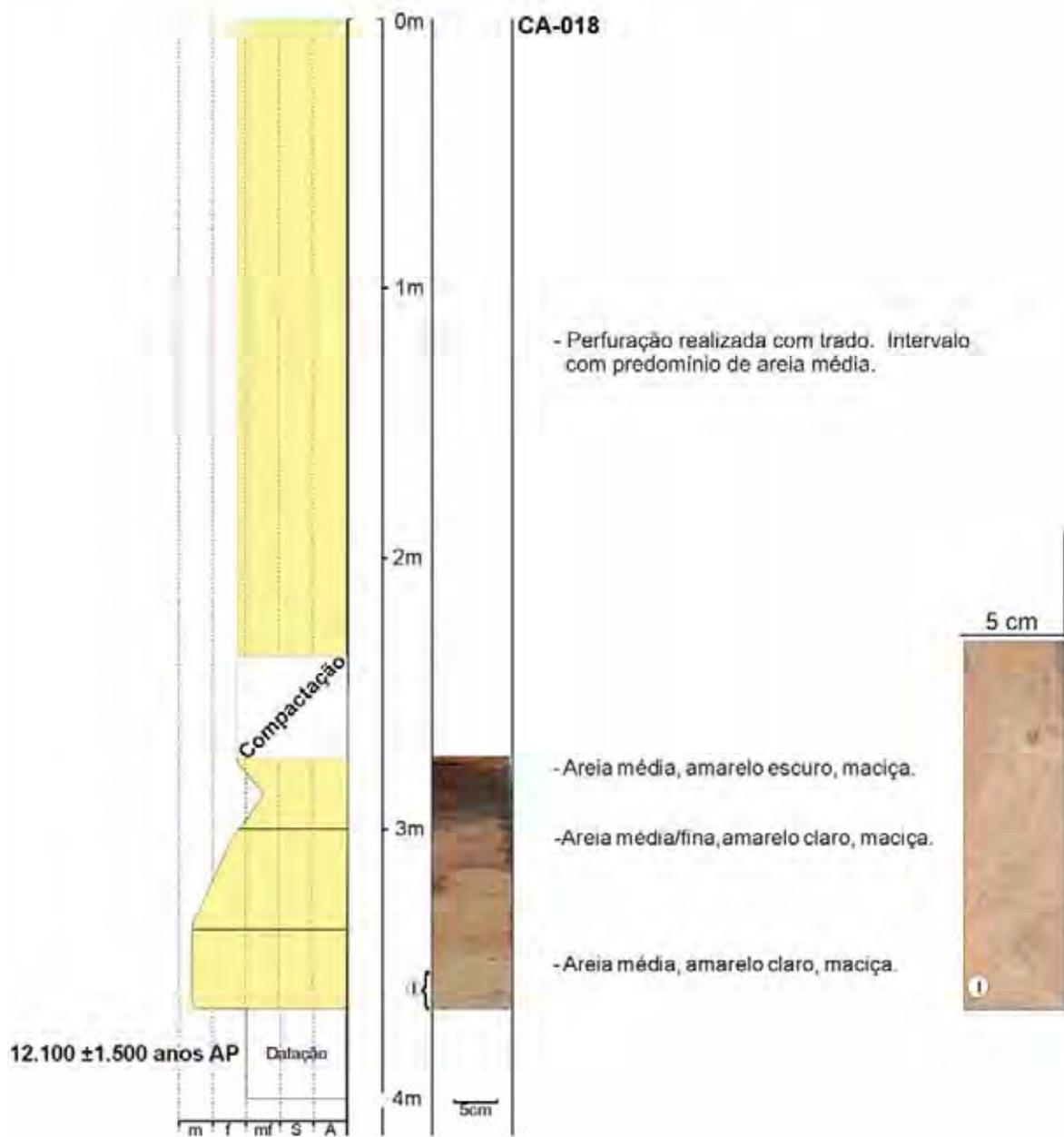
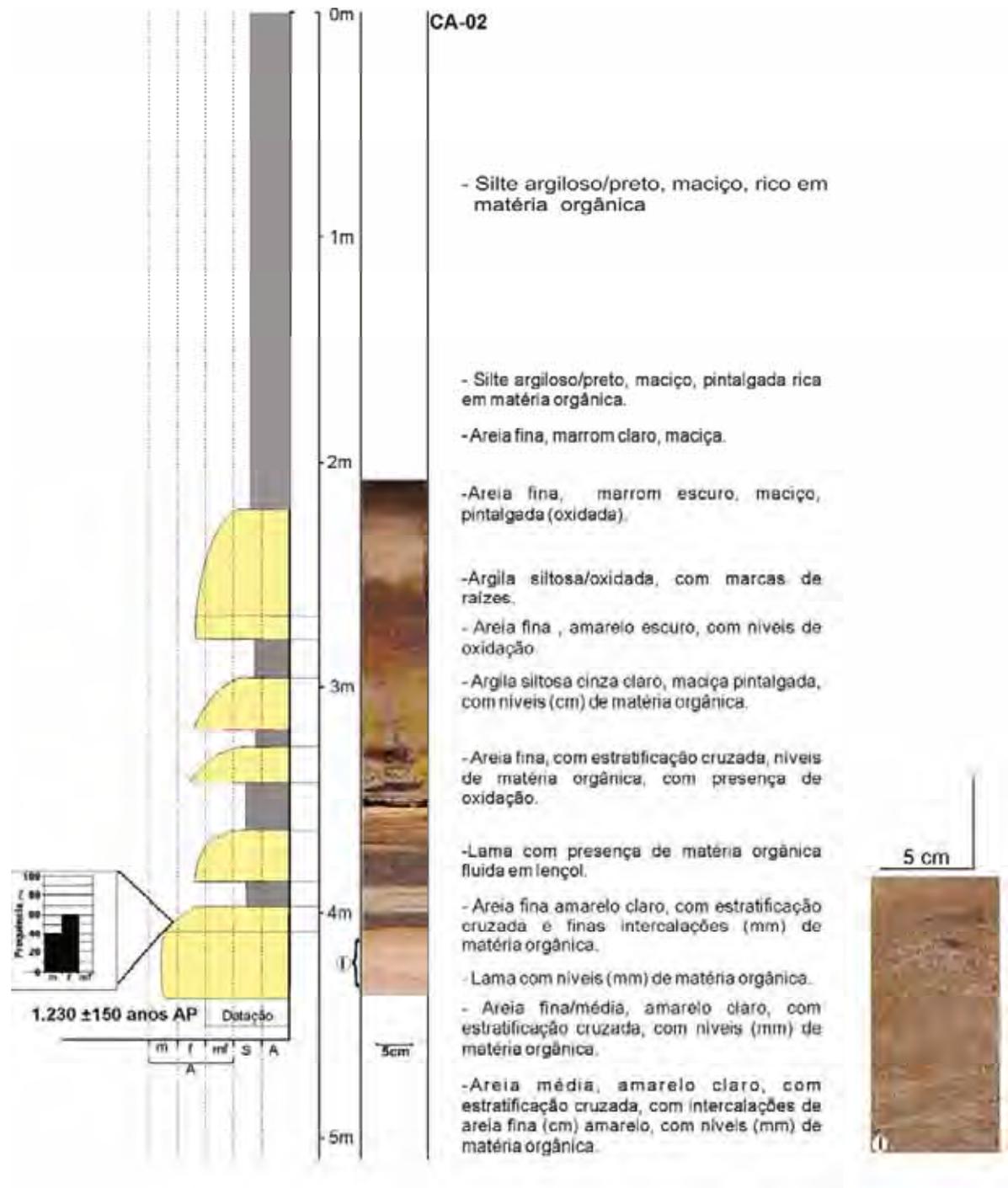


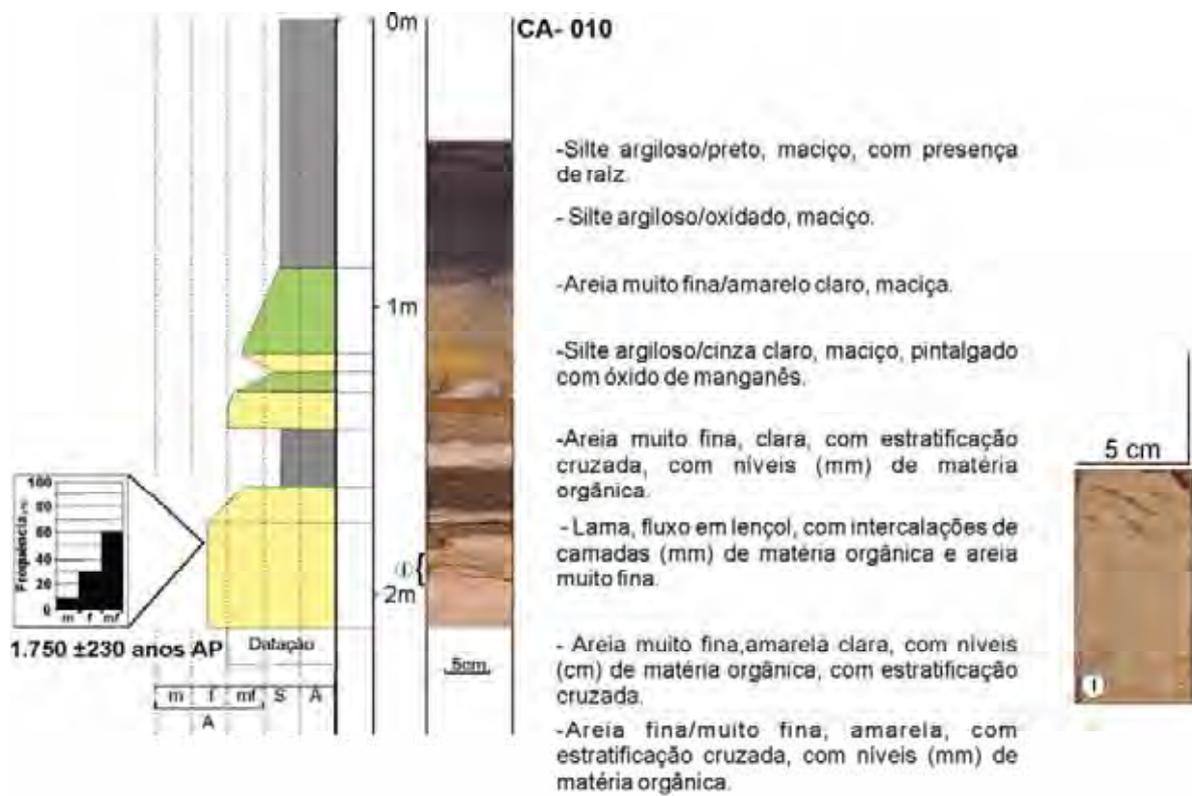
Figura 32. Perfil sedimentológico do ponto CA-22, localizado no leque abandonado do Jauru.



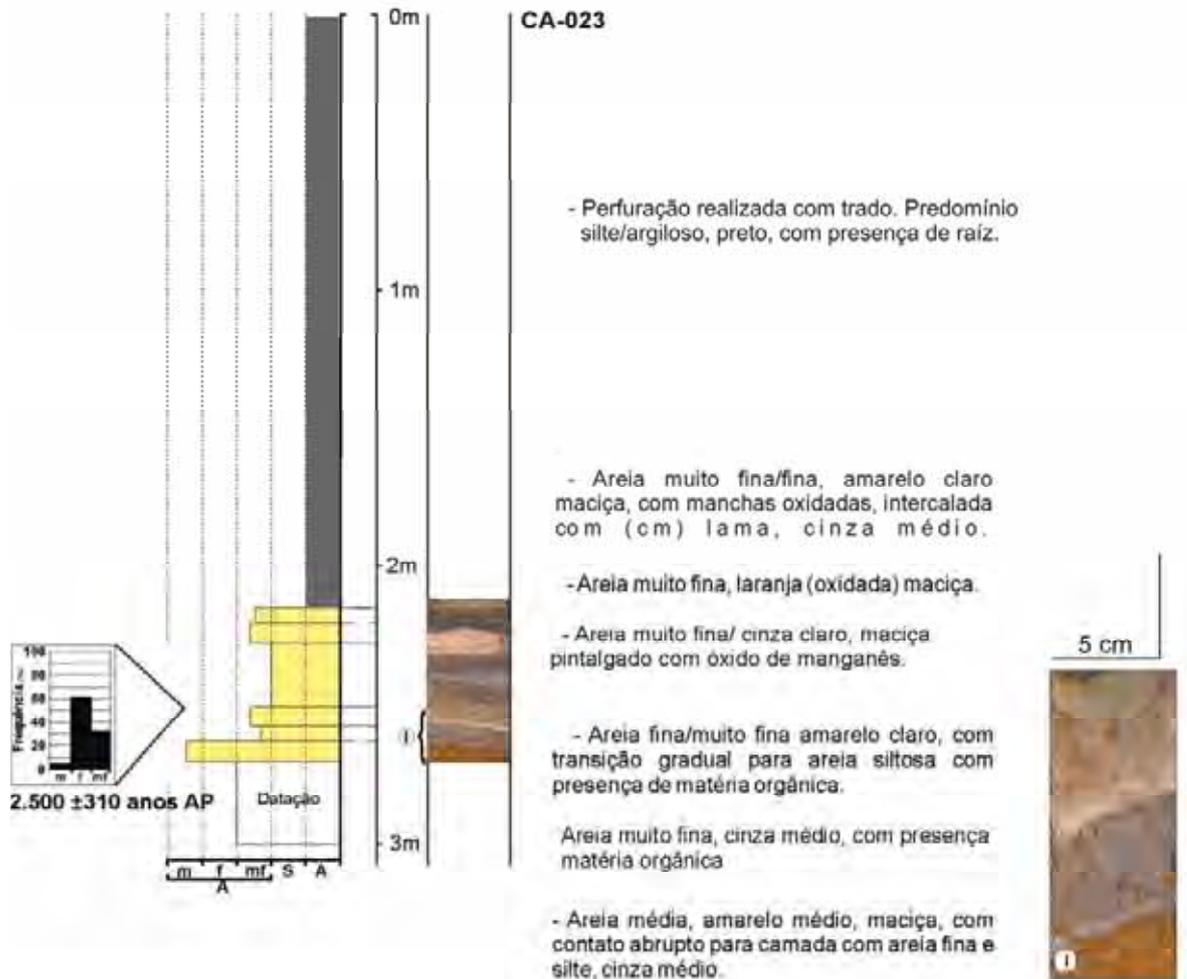
**Figura 33.** Perfil sedimentológico do ponto CA-18, localizado no paleocanal do Mamão (lobo deposicional pré-actual).



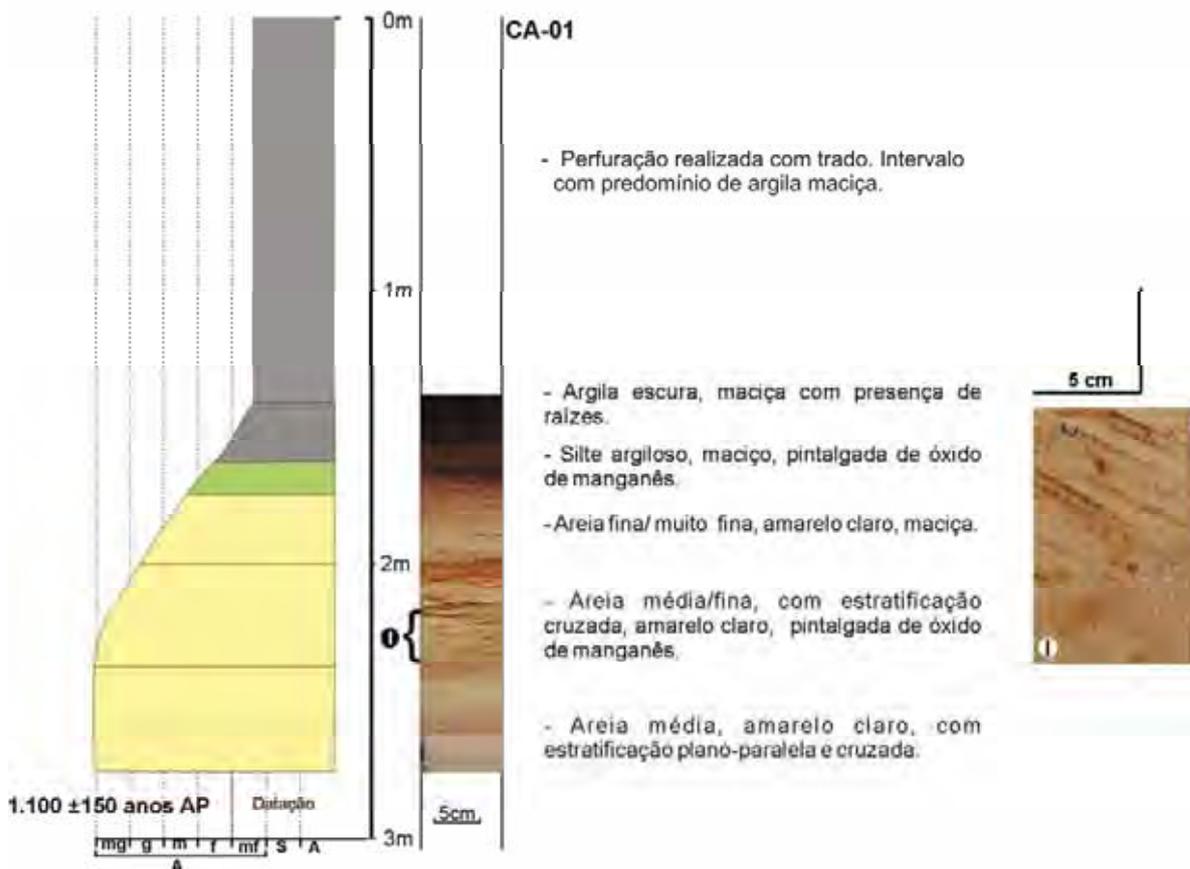
**Figura 34.** Perfil sedimentológico do ponto CA-02, localizado no cinturão de meandros do rio Paraguai.



**Figura 35.** Perfil sedimentológico do ponto CA-10, localizado no cinturão de meandros do rio Paraguai.



**Figura 36.** Perfil sedimentológico do ponto CA-23, localizado no cinturão de meandros do rio Paraguai.



**Figura 37.** Perfil sedimentológico do ponto CA-01, localizado no paleocanal do Piteiro (lobo deposicional atual..

### 5.2.2. Datações

Datações LOE foram obtidas de 27 amostras recuperadas em diferentes pontos da área estudada. Os resultados, apresentados nas tabelas 5.2 a 5.7, estão agrupados segundo as unidades morfológicas identificadas (Figura 20).

As idades obtidas de testemunhos de depósitos quaternários indiferenciados, que ocorrem a norte do leque do Jauru, indicam que a sedimentação destes depósitos é predominantemente de idade pleistocênica e teve início a pelo menos  $160.000 \pm 20.000$  AP. (Tabela 2). Uma datação de  $6.000 \pm 640$  anos AP obtida em uma das amostras indica que, embora restrita, houve sedimentação holocênica neste compartimento geomorfológico.

Cinco datações obtidas de sedimentos do paleoleque do Jauru indicaram que ele foi ativo entre  $56.000 \pm 7.300$  e  $9.300 \pm 990$  anos AP (Tabela 3). Duas datações de sedimentos dos lobos antigos do megaleque do Paraguai revelaram idades pleistocênicas, similares aos do leque do Jauru (Tabela 4).

Datação de duas amostras de sedimentos do lobo distributário pré-atual do megaleque do Paraguai resultaram em idades situadas na transição Pleistoceno/Holoceno ([Tabela 5](#)).

**Tabela 2** - Idades LOE de depósitos quaternários indiferenciados.

Ponto	Profundidade (m)	Idade (anos AP)	Código LVD / FATEC
CA – 03	0,50	15.000 ± 1.900	2006
CA – 04	2,75	16.700 ± 2.000	2007
CA – 06	2,00	10.100 ± 1.350	2009
CA – 07	1,50	20.000 ± 2.500	2010
CA – 08	2,29	6.000 ± 640	2011
CA – 13-A	4,92	160.000 ± 20.000	2180
CA – 13-B	3,36	17.500 ± 2.000	2181
CA – 14-A	2,10	140.000 ± 13.400	2182
CA – 14-B	1,30	27.500 ± 3.000	2183
CA – 24-A	4,46	45.500 ± 5.200	2192
CA – 24-B	3,46	11.300 ± 1.330	2193
CA – 25	0,50	77.000 ± 9.100	2194
CA – 26	0,50	123.800 ± 15.400	2195

Datações de sedimentos do cinturão de meandros, que se encontram confinados em vale inciso situado a norte dos lobos distributários do megaleque do Paraguai, indicaram sedimentação holocênica mais jovem que 3.000 anos ([Tabela 6](#)). Idade também mais jovem, de 1.100 ± 150 anos AP, foi obtida da datação de sedimentos do paleocanal do Piteiro, situado no lobo distributário atual ([Tabela 7](#)).

**Tabela 3** - Idades LOE dos depósitos do leque do Jauru.

Ponto	Profundidade (m)	Idade (anos AP)	Código LVD / FATEC
CA – 05	2,70	9.300 ± 990	2008
CA – 15	3,00	27.500 ± 3.000	2184
CA – 17	2,00	148.000 ± 18.000	2185
CA – 21	2,60	10.000 ± 1.100	2189
CA – 22	4,10	56.250 ± 7.300	2190

**Tabela 4-** Idades LOE dos depósitos de lobos antigos do megaleque do Paraguai.

Ponto	Profundidade (m)	Idade (anos AP)	Código LVD / FATEC
CA – 09	1,47	26.500 ± 3.000	2012
CA – 20	3,30	66.200 ± 7.900	2188

**Tabela 5 -** Idades LOE dos depósitos do lobo pré-atual do megaleque do Paraguai.

Ponto	Profundidade (m)	Idade (anos AP)	Código LVD / FATEC
CA – 18	4,00	12.100 ± 1.500	2186
CA – 19	2,52	7.350 ± 1.000	2187

**Tabela 6 -** Idades LOE dos depósitos da planície de meandros do Rio Paraguai.

Ponto	Profundidade (m)	Idade (anos AP)	Código LVD / FATEC
CA – 02	2,84	1.230 ± 150	2005
CA – 10	2,29	1.750 ± 230	2013
CA – 23	3,00	2.500 ± 310	2191
CA – 27	0,50	1.700 ± 230	2196

**Tabela 7 -** Idades LOE dos depósitos do lobo distributário atual do megaleque do Paraguai.

Ponto	Profundidade (m)	Idade (anos AP)	Código LVD / FATEC
CA – 01	1,98	1.100 ± 150	2004

### 5.3. Discussão dos resultados

A evolução geomorfológica do megaleque do Paraguai, como é típico para sistemas de leques, é pautada pela construção e abandono de lobos deposicionais. [Denny \(1967\)](#) propôs que, na evolução de leques aluviais, ocorre entrincheiramento de leques (lobos) primários pelos canais alimentadores de leques (lobos) secundários. Na superfície dos lobos abandonados predominam processos erosivos, enquanto que sedimentação ativa ocorre por progradação sedimentar em áreas com espaço de acomodação disponível, geralmente nas porções altimetricamente mais baixas da planície.

Como os leques são resultado de complexa evolução, produto da construção e abandono de lobos, conjuntos de canais de um lobo mais antigo são truncados por conjuntos de canais de um lobo mais jovem, o que permite estabelecer sua sucessão no tempo (ASSINE, 2003).

Usando este critério morfológico e interpretando imagens de satélite, foi possível reconhecer e mapear três lobos deposicionais e, desta forma, estabelecer preliminarmente a evolução cronológica do megaleque do Paraguai (Figura 20). O início da construção de um lobo ocorre com processos de avulsão, que se refletem na mudança do canal principal, que pode construir um novo canal ou reocupar canais abandonados de antigas avulsões, ocorrendo obliteração dos mais antigos pelos mais jovens.

Depósitos pertencentes ao paleoleque do Jauru e aos depósitos quaternários indiferenciados, estes últimos situados na porção distal do paleoleque do Sepotuba, ocorrem formando terraços (Figura 38). Sedimentos destes dois compartimentos apresentaram idades que podem ser agrupadas em dois conjuntos: 1) 160 a 120 mil anos AP; e 2) 77 a 10 mil anos AP. Curiosamente elas combinam com o período glacial situado entre 180 e 130 mil anos AP e com o período glacial entre 70 e 11 mil anos AP. O desenvolvimento do paleoleque do Jauru ocorreu durante o segundo período glacial mencionado.

É bastante provável que ambos os conjuntos sejam oriundos de leques aluviais arenosos e que as estruturas sedimentares que poderiam existir tenham sido destruídas por liquefação provocada pela elevação do freático e/ou pedogênese, à semelhança do que ocorreu no terraço médio do rio Paraná (SOUZA FILHO, 1993; SOUZA FILHO & STEVAUX, 1997, 2004).

A datação do ponto CA-08 não se enquadra nos dois conjuntos, pois revelou idade holocênica de  $6.000 \pm 640$  anos AP. Necessário se faz que novos pontos sejam amostrados, descritos e datados, mas é razoável considerar que estes depósitos mais jovens estejam relacionados à deposição por escoamento superficial resultante de fluxos em lençol que afetam toda a área durante as cheias, inclusive nos dias de hoje. Tais fluxos retrabalham e redepositam sedimentos na superfície dos terraços, dando origem a novos depósitos que recobrem e mascaram depósitos e geoformas pleistocênicos.

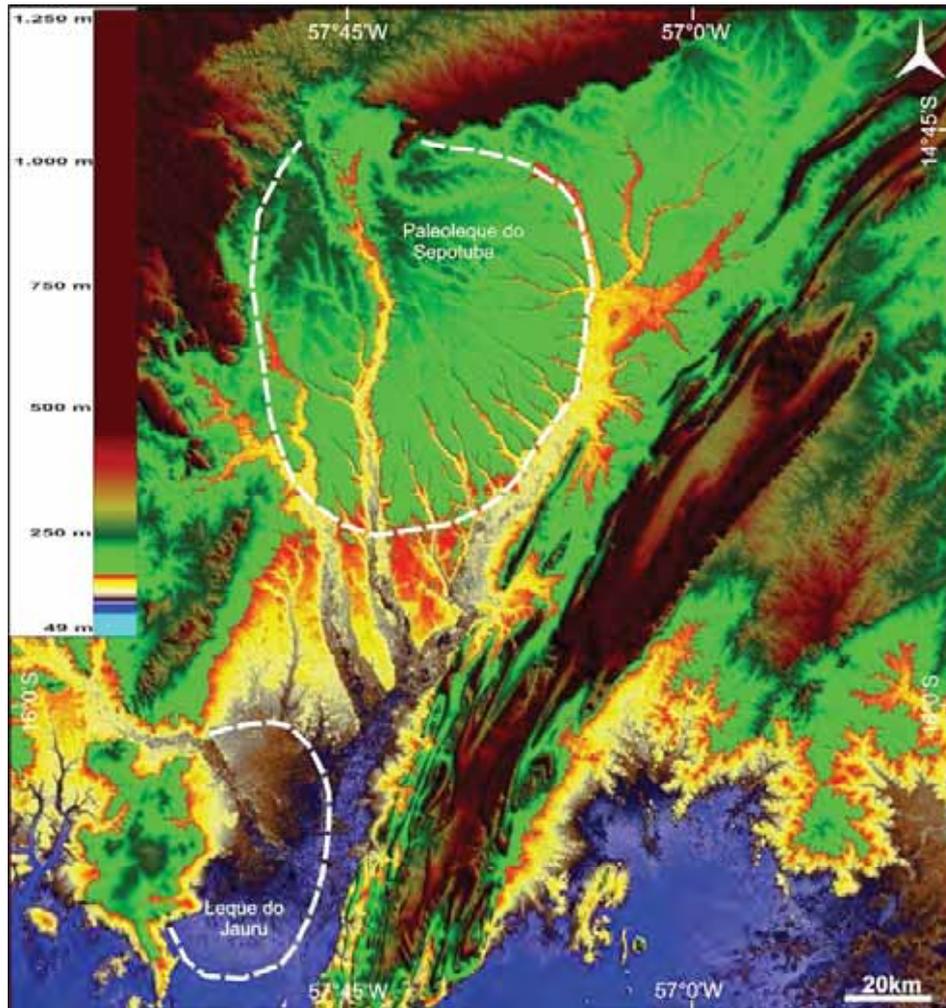
Os lobos deposicionais antigos do megaleque do Paraguai aparentemente desenvolveram-se concomitantemente à deposição do paleoleque do Jauru, uma

vez que as datações dos seus sedimentos mostraram idades entre  $66.200 \pm 7.900$  e  $26.500 \pm 3.000$  anos AP (pontos CA-20 e CA-09).

A correlação entre fases evolutivas de leques aluviais e períodos glaciais/interglaciais tem sido observada em várias partes do mundo. Ritter et al. (1995) identificaram no leque aluvial do rio Madison, no sudoeste de Montana, fases de incisão, agradação e entrincheiramento sob um leque antigo, e a progradação sedimentar de um leque moderno adjacente. No leque aluvial no Vale Buena Vista, centro-norte de Nevada, o clima e as variações climáticas no Quaternário são os principais controles da sua evolução (RITTER et al., 2000). Mudanças ambientais que ocorreram na América do Sul durante o Quaternário estão também registradas nos sistemas deposicionais dos rios Pilcomayo, Parapeti e Bermejo (IRIONDO 1997).

Essa alternância climática foi considerada responsável pela deposição dos pedimentos da Aloformação Paranaíba, localizada na Bacia Hidrográfica do Alto Paraná, a partir de cerca de 800 mil anos AP, em ciclos de acreção vertical vigentes durante os períodos mais frios e secos (SALLUN & SUGUIO, 2008). Segundo a autora, o período glacial que se estendeu de 180 a 130 mil anos AP teria sido o responsável pelo início da deposição dos pedimentos da Aloformação Rio Paraná. O período frio entre 70 e 11 mil anos AP seria responsável pela deposição dos pedimentos do terraço alto e do terraço médio da Aloformação, uma vez que Stevaux (1994) e Souza Filho & Stevaux (1997, 2004) consideram que eles tenham sido depositados entre 40 e 20 mil anos AP, sob clima seco.

Tricart (1982) e Ab'Saber (1988) interpretaram que os leques que formam a paisagem do Pantanal se formaram em clima semi-árido no Pleistoceno. Assine (2003), em trabalho realizado no leque do Taquari utilizando datação TL, encontrou idades variando entre  $30.600 \pm 3.000$  e  $21.000 \pm 2.000$  anos AP para areias do megaleque do Taquari, em áreas de lagoas da fazenda Nhumirim, Pantanal da Nhecolândia, e em áreas com paleocanais fluviais, onde o predomínio é de areias grossas. Pontos amostrados na lagoa salina do Meio na fazenda Nhumirim e na salina Bentevi na fazenda Cáceres revelaram idades, respectivamente, de  $21.400 \pm 2.000$  e  $21.000 \pm 2.000$  anos AP. Assine (2003) interpretou origem eólica para tais depósitos de areias finas da Nhecolândia, formados ao tempo do último evento glacial máximo (LGM).



**Figura 38.** Os depósitos quaternários indiferenciados estão posicionados na parte distal do paleoleque do Sepotuba, constituindo, juntamente com os do paleoleque do Jauru, áreas sedimentares quaternárias, topograficamente mais altas, que compõem os terraços (MDE gerado com dados SRTM/NASA).

No período de transição, discutido por diversos autores, houve flutuações climáticas relativamente curtas que se alternaram entre condições de aridez e umidade, inclusive no Pantanal. Baker (2008) menciona que os processos de agradação ocorreram rapidamente nos grandes eventos de inundação (*megafloods*) entre 20.000 e 11.000 anos AP.

Bull (1991) durante estudo do período Quaternário em zona temperada observou alterações climáticas e na paisagem do rio Charwell. Ele considerou complexa a resposta do sistema em preencher os terraços durante os intervalos de diminuição do fluxo ou de erosão. Durante o período glacial, com aumento na oferta de sedimentos, ocorria a agradação do canal, assim como, na melhora do clima, diminui a oferta de sedimentos e o rio, conseqüentemente, vai responder com abaixamento do seu perfil de equilíbrio, originando os terraços.

De acordo com [Assine & Soares \(2004\)](#), os megaleques do Pantanal evoluíram sob condições semi-áridas no Pleistoceno, mas se adaptaram às condições úmidas prevaescentes no Holoceno.

O lobo pré-atual do megaleque do Paraguai apresenta faciologia semelhante aos depósitos dos lobos antigos ([Figura 20](#)), o que reforça possível origem a partir da erosão dos sedimentos do terraço. Seu desenvolvimento ocorreu posteriormente ao dos lobos antigos, uma vez que as idades obtidas foram de  $12.100 \pm 1.500$  e  $7.350 \pm 1.000$  anos AP (pontos CA-18 e CA-19).

Como o lobo pré-atual é marcado pela presença de paleocanais meandantes ([Figura 39](#)), cujas dimensões permitem interpretar canais de dimensões similares ao atual, interpreta-se que houve aumento da precipitação e da vazão fluvial no final do Pleistoceno, depois de 13.000 anos em resposta à última deglaciação.

De acordo com [Thomas & Thorp \(1995\)](#), muitas evidências mostram que o final do Pleistoceno foi marcado por condições de instabilidade climática, predominando condições mais úmidas na passagem do Pleistoceno para o Holoceno, a partir de 12.500 anos AP. Depois de 9.000 anos AP, os picos de cheia em muitos rios tropicais tornaram-se, segundo os referidos autores, provavelmente mais amplos e menos elevados devido à estabilização de clima sazonal e à recuperação da vegetação e do solo. Isso teria permitido aos rios construir suas planícies aluviais e, oportunamente, dado condições para se tornarem meandantes. Após 4.500 anos AP, retornaram condições de seca, mas as florestas permaneceram intactas e o impacto maior foi sobre os rios, pois com a diminuição dos fluxos nada mais ocorreu nos canais projetados para descargas muito maiores.

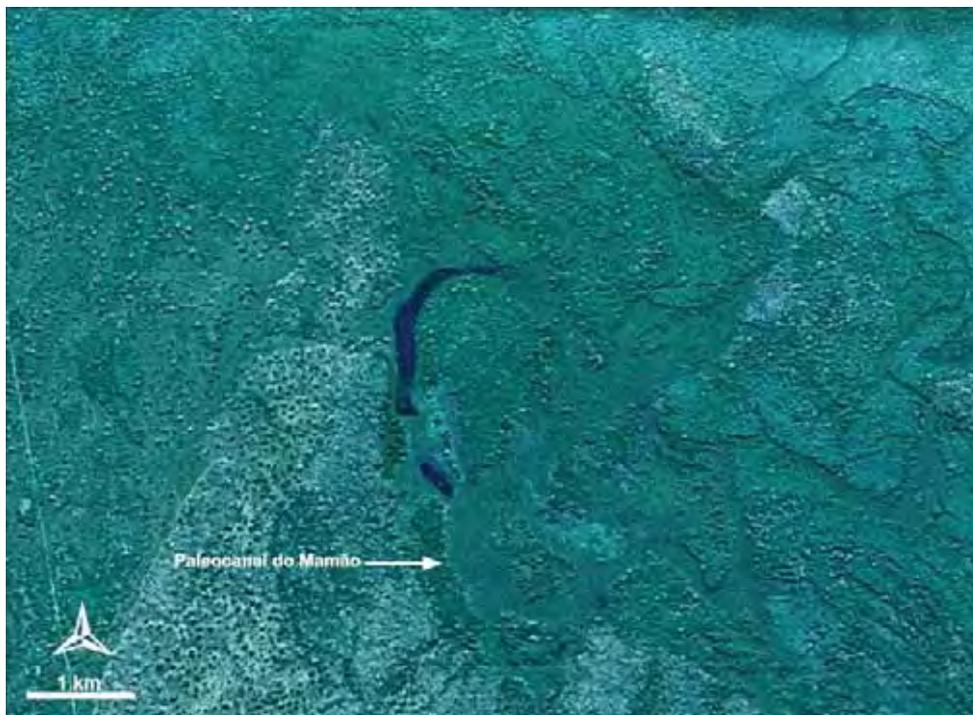
De acordo com [Gasse et al. \(1994\)](#), o episódio pluvial é, por vezes, persistente no Holoceno, com evidências de condições mais secas depois de 8.000 anos AP, por talvez cerca de 500 anos, com retorno de período de maior umidade até 6.000 anos AP.

[Bezerra \(1999\)](#) interpretou mudança de clima mais seco para mais úmido no Pantanal a partir do Holoceno, com base no registro sedimentar das lagoas Jacadigo, Negra e Castelo. [Bezerra et al. \(2008\)](#), em trabalho realizado na Lagoa Castelo, localizada ao norte de Corumbá, identificou sedimentos essencialmente arenosos na parte inferior dos testemunhos e sedimentos ricos em matéria orgânica na parte superior, datando a mudança em cerca de 6.500 anos AP com base em datações  $^{14}\text{C}$ , que segundo a autora teria sido consequência de mudança no regime

hidrológico da planície do rio Paraguai. Segundo [Ledru et al. \(1998\)](#), o aumento da umidade na região central do Brasil causou expansão das florestas de galeria e da floresta estacional.

Segundo [Assine \(2010\)](#), incisões de canais nas porções proximais dos leques do Pantanal ocorreram, provavelmente, entre 10 e 7 mil anos AP, devido ao aumento da vazão e redução do aporte em decorrência de melhoria climática, que promoveu revegetação das bacias de drenagem nos planaltos adjacentes.

Erosão no canal do rio Paraguai a norte, devido ao aumento da vazão, acelerou a sedimentação no lobo pré-atual, o que contribuiu para mudança do curso do rio Paraguai para leste, onde passou a construir o lobo atual. Antes, o rio corria para sul, atravessando a área do lobo pré-atual, como mostra o traçado de paleocanais meandrantés, como o do Mamão ([Figura 39](#)), do qual se dispõe de uma datação que revelou idade de  $12.100 \pm 1.500$  anos AP (pontos CA-18). Novas datações nesta área são necessárias para que se estabeleça com mais precisão quando ocorreu a avulsão que mudou o curso do rio, levando ao abandono do lobo pré-atual e dos paleocanais do rio Paraguai que o construíram.



**Figura 39.** Paleocanal do Mamão, antigo canal do rio Paraguai localizado na área do lobo pré-atual.

Clima mais úmido entre 10 e 7 mil anos AP permitiu o desenvolvimento da vegetação e conseqüentemente a diminuição dos sedimentos transportados para dentro do canal. Com aumento da vazão do rio Paraguai e redução do aporte de sedimentos, ocorreu ajuste no perfil de equilíbrio do rio, o que permitiu a incisão dos canais, que se propagou para montante na rede de drenagem, e formação das calhas fluviais atuais, inclusive das dos tributários. Posteriormente, deposição na calha fluvial deu origem ao cinturão de meandros do rio Paraguai e ao lobo atual do megaleque. Agradação também ocorreu nas calhas dos tributários, cujas planícies são facilmente visíveis em imagens de sensores remotos (Figuras 10 a 13).

Incisão associada a mudanças climáticas durante o Holoceno foi observada por Stevaux (1994) no rio Paraná. Souza Filho & Stevaux (1997, 2004) identificaram, nos terraços alto e médio do rio Paraná, depósitos relacionados a período úmido entre 7.500 e 3.500 anos, seco entre 3.500 e 1.500 anos e novamente úmido desde então.

Os depósitos relacionados à calha do rio Paraguai apresentam sucessão vertical com granodecrescência ascendente (Figuras 34 a 36). A recorrência de conjuntos de depósitos arenosos, sucedidos por depósitos de finos, indica instalação de atividade do canal e seu posterior abandono, compatível com sistema meandrante em agradação. As idades obtidas para esses sedimentos variaram entre  $2.500 \pm 310$  e  $1.230 \pm 150$  anos AP (pontos CA-23 CA-02, CA- 10 e CA-27).

As sondagens no cinturão de meandros atingiram somente dois metros de profundidade, de forma que o início da sua formação é mais antiga que 2.500 anos. Furos mais profundos são necessários para que, no futuro, seja possível recuperar sedimentos holocênicos que registrem o início da agradação da planície após a fase de incisão.

Perfil de ponto perfurado no lobo atual mostra granodecrescência ascendente e estruturas compatíveis com sequência de abandono, compatível com a geoforma deposicional amostrada, denominada paleocanal do Piteiro (ponto CA-01, Figura 37). A idade obtida foi de  $1.100 \pm 150$  anos AP, confirmando clara associação com o sistema fluvial iniciado há mais de 2.500 anos e que preenche o vale inciso.

## 5.4. Conclusão

O conhecimento sobre o Quaternário do Pantanal ainda é muito pobre. Muitos estudos ainda são necessários para compreender a evolução geomorfológica e a história deposicional da bacia sedimentar. Neste capítulo, foram apresentadas as primeiras datações dos sedimentos quaternários da área, necessárias para compreender a evolução geomorfológica quaternária no megaleque do Paraguai. Os resultados permitiram apresentar esboço preliminar de evolução, mas ainda existem questões que precisam ser respondidas para um melhor entendimento do sistema, como por exemplo, os intervalos de tempo em que o lobo pré-atual foi ativo e em que período ocorreu incisão na planície do rio na porção norte da área.

Ciclos glaciais e interglaciais tiveram amplitudes diferentes no planeta ao longo do Quaternário. As variações climáticas tiveram importante papel na flutuação do nível de base de erosão dos rios no Pantanal. Essas flutuações fizeram com que o megaleque do Paraguai e toda área no entorno do leque tenha sido alvo de eventos de erosão e sedimentação, que resultaram na construção e no abandono de lobos deposicionais que marcam a paisagem do leque.

A progradação dos lobos distributários recentes se deu sobre lobos antigos. A superposição causa retrabalhamento de depósitos de lobos anteriormente formados, que apesar da dificuldade, permite a interpretação da sucessão temporal. Além disso, mesmo lobos abandonados são sujeitos à ação de fluxos de inundação, que erodem, retrabalham e redepositam sedimentos nos lobos abandonados, dificultando o reconhecimento de suas geoformas e a sua datação. Desta forma, em lobos antigos podem existir camadas delgadas de depósitos mais recentes, recobrando os depósitos antigos e dificultando a datação dos lobos.

Em trabalho desenvolvido no Pantanal Mato-Grossense, [Assine \(2010\)](#) interpreta que a incisão foi decorrente de aumento das descargas fluviais, que estaria associada a uma diminuição do aporte sedimentar com a revegetação da área no início do Holoceno, entre 10 e 7 mil anos AP, o que teria promovido o rebaixamento do nível de base de erosão dos rios do Pantanal. A compreensão das mudanças que aconteceram ao longo do período Quaternário no megaleque do Paraguai é extremamente importante, pois com sua integração a estudos em outras áreas do Pantanal, espera-se que seja possível reconstituir os eventos que

causaram a incisão dos principais rios no Pantanal Mato-Grossense e estabelecer sua evolução geomorfológica.

## 6. HIDROSEDIMENTOLOGIA

Na definição de [Bridge \(2003\)](#), uma bacia hidrográfica é uma área geográfica limitada por terrenos mais elevados, denominados divisores de água, com um rio principal e seus respectivos afluentes.

Os canais dos rios mudam de forma devido aos processos de erosão, transporte e sedimentação que atuam na bacia hidrográfica. O escoamento superficial e a carga de sedimentos transportada pelo rio podem variar em resposta às mudanças naturais e/ou antrópicas que transformam a morfologia do canal.

O canal fluvial pode ser caracterizado por variáveis morfológicas e dinâmicas. As dinâmicas compreendem o regime de débito, potência da corrente, gradiente hidráulico, velocidade de fluxo, transporte de sedimentos e mobilidade do canal. São variáveis morfológicas o gradiente do leito, a sinuosidade, a forma da seção transversal, a largura, a profundidade, a tipologia das barras e as características da planície de inundação.

O rio Paraguai, no que concerne às suas características hidrológicas e sedimentológicas, apresenta variáveis que mudam ao longo do seu percurso, em decorrência de sua posição nos diferentes compartimentos geomorfológicos. As características hidrossedimentológicas do rio na área estudada serão apresentadas separadamente segundo dois grandes compartimentos: 1) planície agradacional confinada em vale inciso (situada a norte) e; 2) lobo distributário atual (situada a sul).

### 6.1. Métodos e materiais

Para determinar a dinâmica hidrossedimentológica do rio Paraguai foram utilizados diversos métodos e meios para a obtenção, análise e interpretação dos dados.

A dinâmica fluvial do rio foi analisada a partir de informações disponíveis na literatura e nos dados fluviais de séries históricas das estações fluviométricas de Cáceres (66070004), Descalvados (66090000) e Porto Conceição (66120000). Essas informações foram fornecidas pela Agência Nacional de Águas ([ANA](#)) e estão indicadas na figura 40.



foi realizado um trabalho de campo no canal do rio Paraguai entre a foz do rio Sepotuba e a Estação Ecológica do Taiamã, no período de 20 a 26 de julho de 2008.

A velocidade do fluxo foi medida com molinete hidrométrico de hélice (modelo MLN-4). Para tanto, foram feitas medições em três pontos distribuídos em seções transversais ao canal (próximo às margens esquerda, direita e centro do canal), em um único ponto da coluna d'água (60% da profundidade total). Para a medição das diferentes velocidades da corrente na coluna vertical o referido aparelho foi posicionado contra a corrente e, conhecendo-se a profundidade através do ecobatímetro, o molinete fluviométrico foi posicionado nas diferentes profundidades desejadas, sendo contado o número de bips por minuto, emitido pelo aparelho. O número de bips obtido foi transformado em velocidade (m/s), por meio de cálculos estabelecidos pelo fabricante. Foi utilizado um coletor de amostras do tipo *Van Veen* (coletor de Peterson, de mandíbula) para obter material do leito do canal. O sedimento recuperado foi secado, pesado e peneirado para obtenção das classes granulométricas dos sedimentos de fundo.

A quantificação pontual da carga de sedimentos em suspensão foi realizada a partir da coleta de água do canal com garrafa de *Van Dorn* vertical. Para determinar a carga de sólidos em suspensão, cada amostra de água foi filtrada em micro filtros de fibra de vidro (previamente queimados e pesados), sendo novamente pesados depois de secar por 24h. Para se conhecer o teor da matéria orgânica presente na carga suspensa, os filtros foram queimados em mufla na temperatura de 480°C por 4h, pesados e subtraídos ao valor do peso da carga de sólidos em suspensão.

Ao longo do canal foram realizadas várias tentativas de utilização de uma Ecossonda/GPS Furuno (mod. GP-1650F) para levantamento de perfis e de uma ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) para medição de corrente, vazão e direcionamento do fluxo. A utilização não foi possível, em decorrência da baixa profundidade do canal que causava perda de leitura e, por conta disso, a utilização de tais equipamentos ficou inviável.

## **6.2. Características do rio na planície confinada**

Nessa seção, estão apresentadas as características hidrossedimentológicas do rio Paraguai, no trecho em que corre numa planície agradacional confinada, ou

seja, em um cinturão de meandros embutidos dentro de um vale inciso com terraços marginais (Figura 40).

### 6.2.1. Transporte de sedimentos em suspensão

O rio Paraguai e seus principais afluentes possuem segmentos erosivos relativamente curtos, visto que as áreas de suas planícies iniciam-se nas proximidades das cabeceiras. Mesmo assim, a produção de sedimentos é considerável, pois segundo Souza (2004), a estação de Cáceres registrou, em 1982, transporte de carga sólida total de 7.630 t/dia, o que equivale a uma produção específica de sedimentos na ordem de 82 t/km<sup>2</sup>/ano. A produção de sedimentos finos foi de 66 t/km<sup>2</sup>/ano e a de sedimentos de fundo foi de 16 t/km<sup>2</sup>/ano. Cunha (1998) calculou que a produção específica mínima de sedimentos em suspensão foi da ordem de 68 t/km<sup>2</sup>/ano até o ano de 1986 na mesma estação, tendo como base dados da ELETROBRAS/IPH (1992).

A Hidrologia S.A. realizou levantamentos sistemáticos de carga em suspensão na área de Cáceres, no período entre março de 1977 e fevereiro de 1982, a serviço do DNOS (Tabela 8). Na série de dados com 55 amostras, a obtida em 12 de maio de 1981 registrou o menor valor (28 mg/l) e a obtida em 20 de novembro 1977 o maior (507 mg/l).

**Tabela 8.** Transporte de sedimentos suspensos em Cáceres entre março de 1977 e fevereiro de 1982.

Ano	Transporte (t/dia)	Produção específica (t/km <sup>2</sup> /ano)	Concentração (mg/l)
1977	9.307	101	291
1978	10.407	112	209
1979	3.398	37	61
1980	5.664	61	94
1981	7.149	77	95
1982	7.398	80	147

**Fonte** - Hidrologia, DNOS.

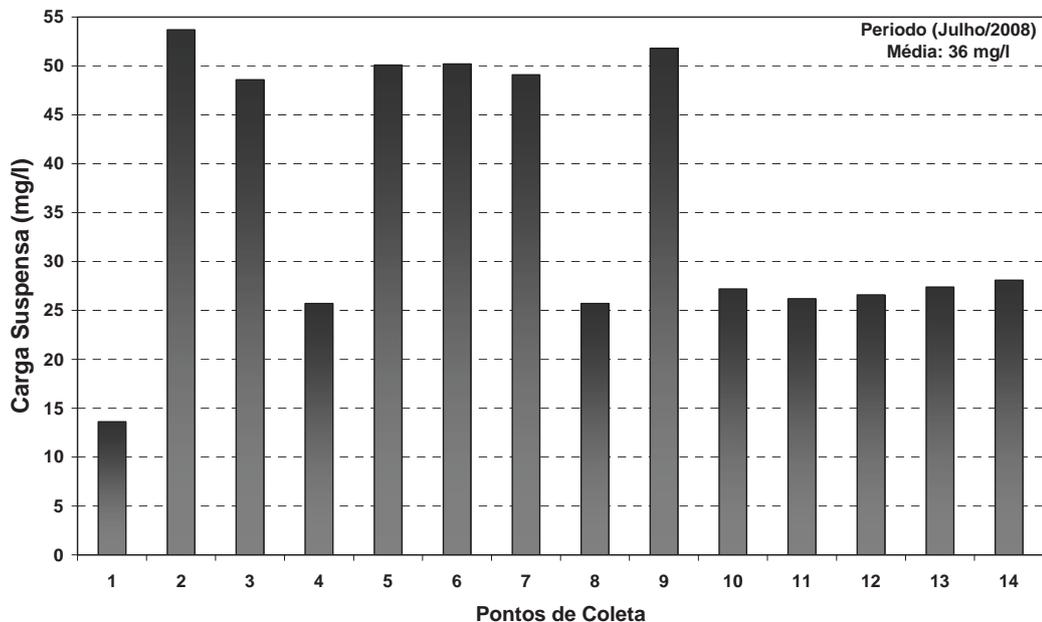
Os dados mostram que a produção de sedimentos aumentou até 1978. Em 1979, houve uma queda notável, voltando a aumentar até 1981, embora em valores

bem inferiores aos iniciais. Se compararmos estes dados com os de Souza (2004) e de Cunha (1998), observa-se que até 1986 houve uma redução do fornecimento de sedimentos.

Dados mais recentes dos trabalhos realizados pelo PCBAP (1997) na região de Cáceres, indicam que a concentração média de sedimentos em suspensão das amostras coletadas no dias 22 e 24/09/96 foi, respectivamente, de 40,708 mg/l e 53,316 mg/l.

Embora não existam dados de coletas sistemáticas posteriores às citadas, Silva (2006) realizou duas coletas de campo durante os meses de setembro/2004 e de janeiro/2005, para a avaliação longitudinal da concentração de sedimentos em suspensão. Os dados apontaram que a concentração média para o mês de setembro foi de 21,33 mg/l e para o mês de janeiro de 30,4 mg/l.

Dados obtidos no levantamento de campo realizado em julho de 2008 mostram também valores significativamente mais baixos que os das décadas de 1970 e 1980. A figura 41 permite observar que os valores encontrados no segmento meandrante, com exceção dos pontos 1 (Sepotuba), 4 e 8 apresentam o dobro dos valores da carga suspensa encontrada no trecho mais retilíneo situado entre a foz do rio Jauru (Ponto 10) e as proximidades da Baía das Éguas.



**Figura 41.** Concentração de sólidos em suspensão no rio Paraguai / mg/l – 2008. Os pontos amostrados estão localizados na figura 40 (Segmento de canal retilíneo: pontos 10 a 14).

Por ser uma área controlada por blocos tectônicos, o canal, em virtude da mudança de gradiente e do padrão de canal, pode ter sofrido ajustes que fez com que sua capacidade e competência no transporte de sedimentos possam ter sido afetadas, alterando assim toda a sua dinâmica. Outra possibilidade é a modificação do uso do solo, uma vez que a retirada da vegetação diminuiu e as pastagens foram estabelecidas e a agricultura passou a ser feita por plantio direto.

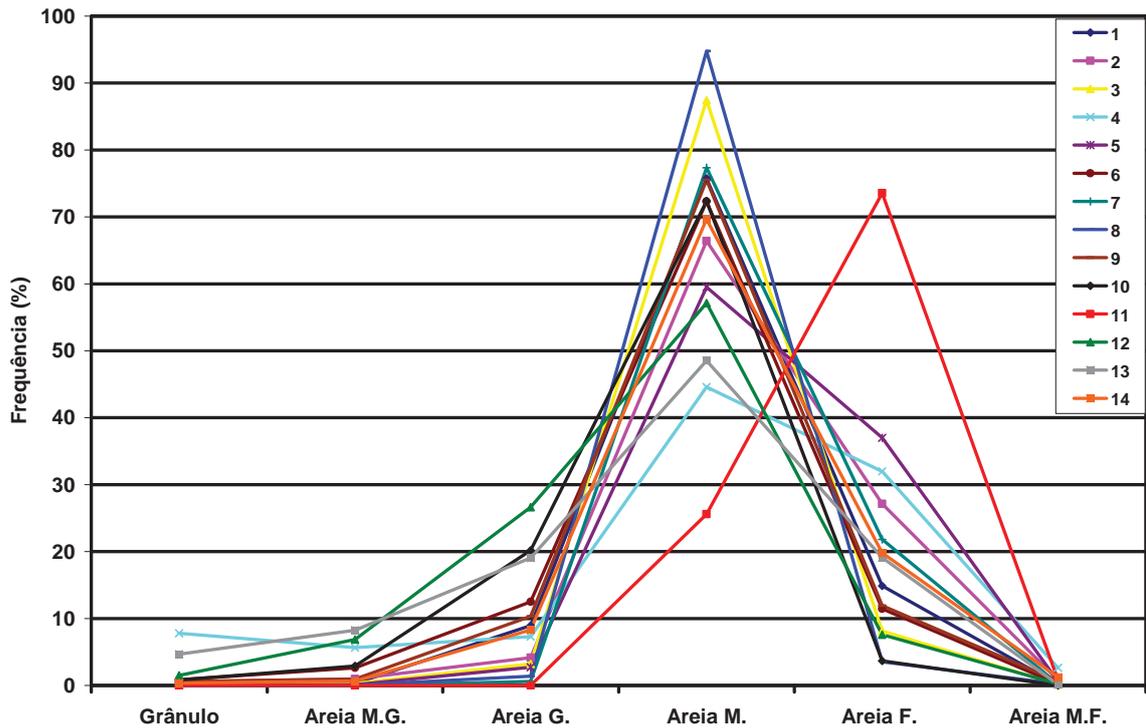
### 6.2.2. Transporte de sedimentos de fundo

As análises das características da carga de fundo, como a granulométrica, a morfologia do leito e as propriedades do fluxo da água são importantes variáveis para determinar o transporte da carga de fundo, dentre outras análises que servem como parâmetros para pesquisadores em geomorfologia fluvial, engenharia (hidráulica fluvial) e às ciências ambientais. São informações que podem contribuir para melhor entendimento do comportamento morfológico/hidráulico do rio (MANGELSDORF & SHEURMANN, 1990; STEVAUX et al., 2004).

É importante salientar que, no transporte de sedimentos, duas variáveis são importantes: a) a competência, que retrata o tamanho das partículas que podem ser movimentadas pelo fluxo e; b) a capacidade, que corresponde à quantidade máxima de determinada classe granulométrica que o canal pode transportar. Os sedimentos de fundo são controlados ou limitados pela capacidade de transporte. Caso o canal passe por alguma modificação, pode ocorrer a alteração da capacidade e da competência no sistema e desencadear mudança no padrão do canal.

Em relação ao compartimento estudado do rio Paraguai, os dados de carga de fundo são escassos. A única referência sobre quantificação da carga de fundo foi apresentada por Souza (2004), que utilizou dados obtidos em 1982 pela CPRM. De acordo com a autora, o transporte médio de material do leito foi estimado em 1.476 t/dia, equivalente a 19,3 % do transporte médio total.

Em virtude desse fator, foram realizadas coletas pontuais para a caracterização dos sedimentos (Figura 42). As amostras de quase todos os pontos mostram grande homogeneidade textural, com o domínio da classe de areia média. Essa homogeneidade também foi encontrada por Silva (2006).



**Figura 42.** Distribuição granulométrica dos depósitos de fundo do rio Paraguai – julho/2008. Os pontos amostrados estão indicados na figura 40.

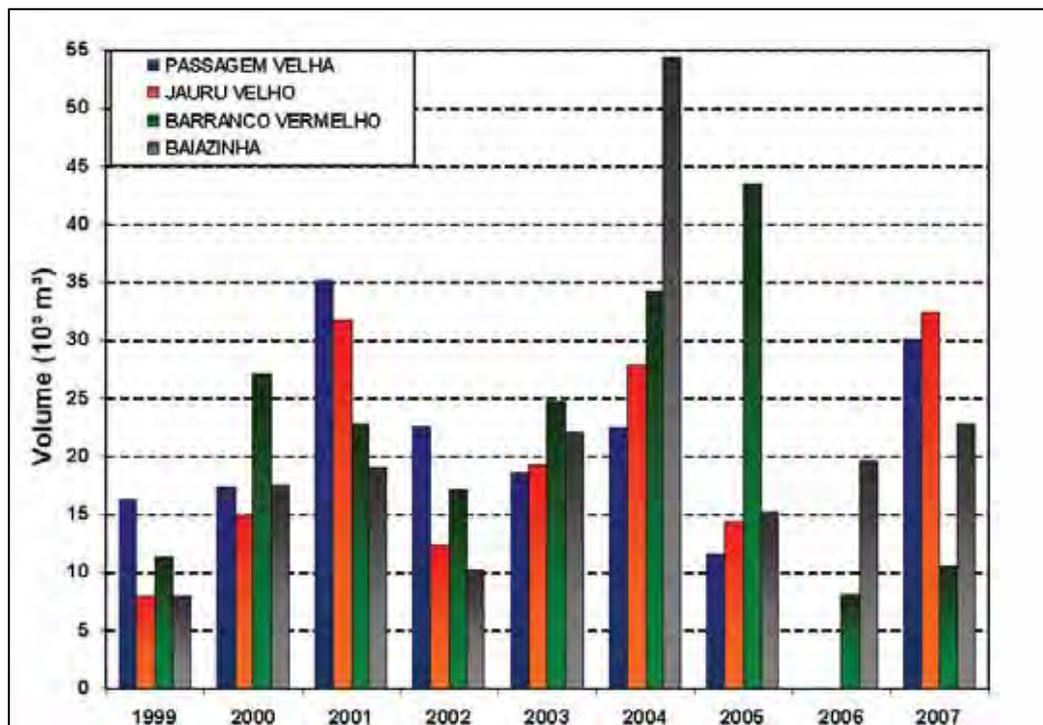
O movimento dos sedimentos no leito fluvial depende da estrutura mecânica do fluxo, configurando um sistema dinâmico em permanente evolução. As propriedades deste movimento estão relacionadas principalmente com as características do fluido (densidade e viscosidade), do escoamento (declividade e profundidade) e do sedimento (diâmetro e densidade) (YALIN, 1972).

Na região de Cáceres, todos os anos, nos meses de agosto e setembro, ocorre o processo de dragagem de manutenção, em que se retira o material sedimentar depositado recentemente, com a finalidade de manter a profundidade do canal e propiciar, assim, a movimentação das embarcações. O segmento onde o canal é retilíneo, entre a foz do rio Jauru e a Baía das Éguas, é o local de pontos mais críticos para a navegação. Por isso, esses locais são aqueles em que são feitas as dragagens.

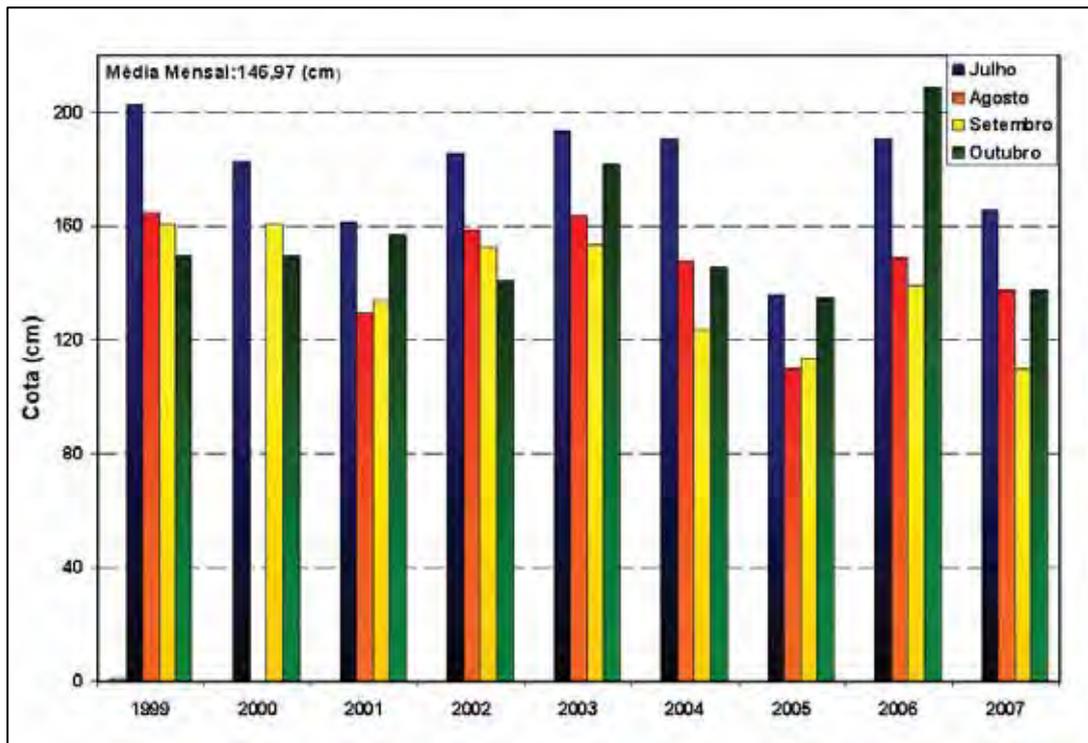
A figura 43 registra o volume de material retirado do leito do rio Paraguai no período de 1999 a 2007. Os dados mostram aumento no volume de material dragado no rio Paraguai no ano de 2006, com exceção dos pontos Passagem Velha e Jauru Velho. No ponto denominado Baiazinha, é possível de se verificar um aumento considerável no ano de 2004, quando comparado com o ano anterior. A

alternância do volume de material retirado do canal pode estar ligada ao aumento da precipitação na bacia ocasionando um aporte maior de sedimentos carreados para dentro do canal ou uma redução do volume de água no canal, em decorrência da baixa precipitação na bacia.

Na figura 44 pode ser observado o nível médio do rio Paraguai, registrado na referida estação e nos períodos mais críticos para a navegação no rio.



**Figura 43.** Volume de material retirado do rio Paraguai, entre o trecho da foz do rio Jauru e Baía das Éguas no período de 1999 – 2007. Os pontos dragados estão indicados na figura 40.



**Figura 44.** Média mensal do nível do rio Paraguai na estação fluvial de Cáceres período 1999 – 2007 (Fonte: ANA, 2008).

### 6.2.3. Regime de débito

Pesquisas relacionadas às características hidrológicas na bacia do Alto Paraguai são escassas, principalmente em relação à bacia do alto rio Paraguai, considerada uma das áreas mais importantes para a conservação da biodiversidade do Pantanal.

Estudos sobre a hidrologia do rio Paraguai estão sendo abordados sob diferentes focos, como, por exemplo, os que vêm sendo conduzidas por, [Ponce \(1995\)](#), [Collischonn et al. \(2001\)](#), [Silva \(2006\)](#), [Silva et al. \(2007\)](#) entre outros. Atualmente, a bacia do Alto Paraguai é alvo de amplas discussões políticas, sociais e científicas, devido ao intenso desmatamento, expansão das atividades agrícolas e os projetos de instalações de hidrelétricas.

Estudos sobre os recursos hídricos da bacia do Alto Paraguai são fundamentais para se conhecer adequadamente o comportamento dos processos hidrológicos (vazão) e, conseqüentemente, para o gerenciamento dos recursos naturais da região.

A vazão configura-se na principal variável que caracteriza um rio, pois se referem a quantidade de água que passa através de uma seção transversal por

unidade de tempo. O débito fluvial é considerado uma variável estocástica, porque depende ou resulta de variáveis aleatórias (TUCCI, 2002), que se alternam consideravelmente ao longo do tempo e do espaço. Essa variabilidade representada pela subida e descida das águas no decorrer de um ano civil (janeiro a dezembro) ou de um ano hidrológico (vazante-cheia-vazante) corresponde ao regime fluvial ou ao regime hidrológico.

A variabilidade representada pela dinâmica de águas baixas e altas tem como causa a combinação de diversos elementos da bacia hidrográfica ou fatores que ocorrem na mesma, tais como: condições de precipitação, evapotranspiração, radiação solar, geologia, geomorfologia (declividade, comprimento da vertente), solos, cobertura vegetal, uso do solo e ação antrópica (TUCCI, 2002).

O regime de débitos é analisado considerando-se escala temporal que pode ser organizada em valores diários, mensais ou anuais. Essas séries temporais permitem identificar a existência ou não de homogeneidade temporal (CHOW, 1964) e estão relacionadas a uma ocorrência uniforme dos débitos. Em geral, essa uniformidade é inexistente, pois existem diversos fatores de origem natural ou artificial que influenciam o comportamento dos débitos.

Os débitos mínimos são representados pelos valores mais baixos da série histórica. Entretanto, o débito mínimo mensal é menor valor de cada mês e não é necessariamente um débito correspondente a uma estiagem. Geralmente, o débito mínimo é aplicado para avaliação da demanda mínima que um rio pode ter. Por outro lado, os débitos máximos são de grande interesse para o estudo de cheias e inundações de algum local do curso d'água, sendo os débitos mais elevados que ocorrem em uma seção do rio. Leopold (1994) define uma cheia como sendo “a ocorrência de um fluxo de magnitude que ultrapassa as margens naturais ou artificiais em um trecho do canal do rio”.

Na área estudada existem duas estações fluviais, uma localizada na cidade de Cáceres e outra localizada a 80 km a sul, na região do Barranco Vermelho. Em virtude da estação do Barranco Vermelho não possuir série de dados sistemáticos – não se tem registros desde a década de 90 – a hidrologia para todo o segmento foi analisada levando-se em consideração a estação fluvial de Cáceres (Tabela 9).

**Tabela 9.** Estação Fluvial de Cáceres, com os registros das maiores e menores vazões e cotas registradas na série histórica.

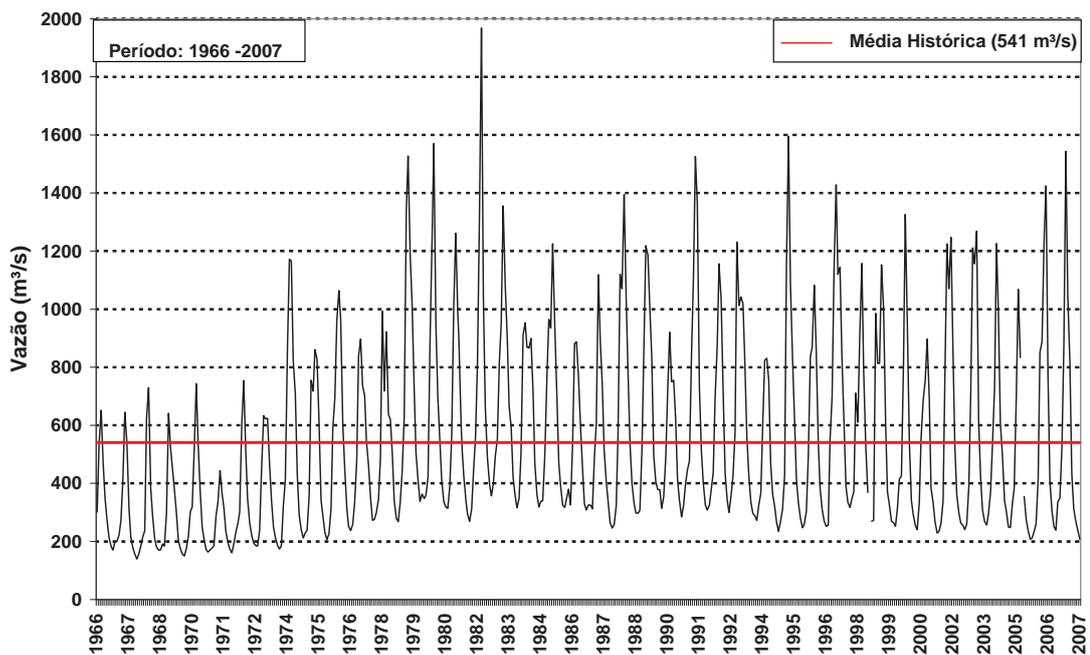
<b>CÁCERES</b>	
<b>Código da Estação</b>	<b>66070004</b>
<b>Latitude</b>	<b>16°03'47''S</b>
<b>Longitude</b>	<b>57°41'16''W</b>
<b>Altitude do Zero</b>	<b>109,34 m</b>
<b>Data de Início da Série</b>	<b>01/01/1966</b>
<b>Data de Término da Série</b>	<b>01/09/2007</b>
<b>Vazão Média Histórica</b>	<b>541 m<sup>3</sup>/s</b>
<b>Cota Média Histórica</b>	<b>301,7 cm</b>
<b>Vazão Mínima e Máxima</b>	<b>133 m<sup>3</sup>/s e 2.659 m<sup>3</sup>/s</b>
<b>Cota Mínima e Máxima</b>	<b>60 cm e 640 cm</b>

A análise dos valores de máximas e mínimas anuais da série da estação de Cáceres mostra a variabilidade da vazão do rio Paraguai no período de 1966 a 2007 (Figura 45). O período de registros de 1966 a 1973 caracterizam-se pelos mais baixos valores de vazão máxima e mínima e apresentam uma baixa relação entre os extremos. A partir de 1974, os valores mostram uma relativa ciclicidade, evidenciada pelo aumento gradativo das máximas e das mínimas em 1982 e em 1983. Isso foi seguido de um período de redução até 1986. Houve aumento em 1995 e 1996, seguido por um longo período de redução e início de novo ciclo em 2007. A partir de 1974, é possível observar que a diferença relativa entre a máxima e a mínima anuais também aumentou.

O aumento da relação entre a vazão máxima e mínima anual pode ser explicado de duas formas: 1) pelo aumento da intensidade de chuvas no período úmido e por sua diminuição no período seco, e/ou 2) por modificação no escoamento superficial e armazenamento de água no aquífero livre.

Caso a distribuição das chuvas tenha sido alterada, o aumento da relação entre as vazões máxima e mínima deveria ter ocorrido na estação de Cáceres.

É provável que as duas modificações temporais sejam resultantes da ocupação de áreas naturais para o uso agrícola, provocando modificações nas relações entre escoamento superficial, infiltração e evapotranspiração.

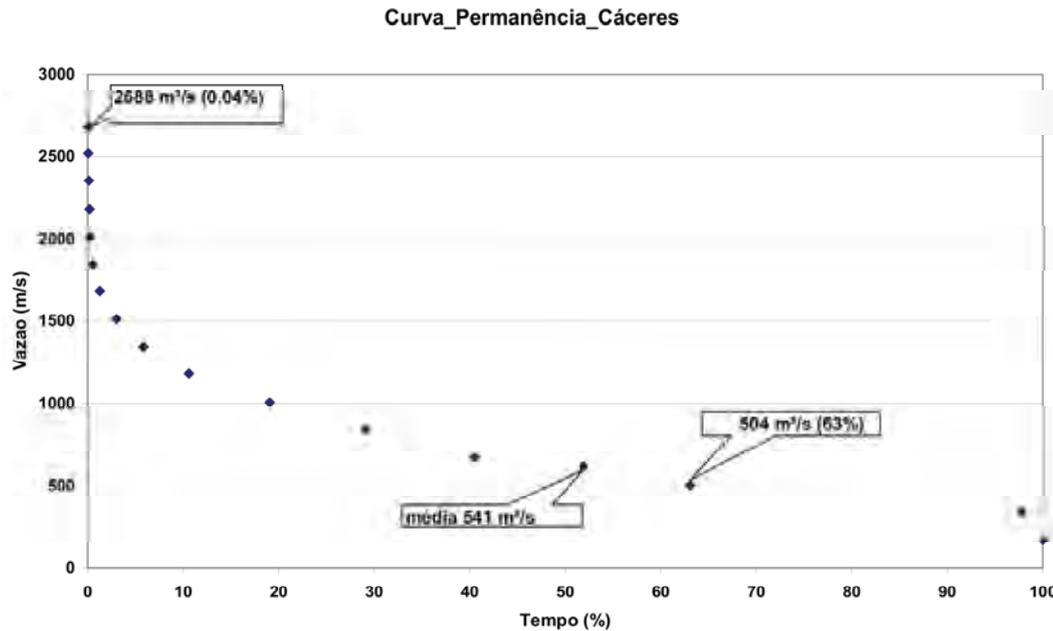


**Figura 45.** Gráfico de vazão média anual da série histórica do rio Paraguai na estação de Cáceres. (Período de 1966 – 2007).

#### 6.2.4. Frequência e permanência das vazões no canal fluvial

O conhecimento sobre a frequência com que ocorrem as vazões de diferentes magnitudes, como também o seu tempo de permanência no canal, é importante para conhecer a potencialidade do sistema fluvial necessário para o planejamento de obras e usos do sistema. Além disso, o trabalho geomorfológico, e a quantidade de material transportado, é realizado por fluxos de magnitude variados e, portanto, a estimativa da frequência pode ser correlacionada a esses fluxos, permitindo analisar a magnitude dos eventos envolvidos na formação de específicos fatores da paisagem (LEOPOLD et al., 1964).

Na figura 46, pode ser observado quanto tempo uma vazão de determinada magnitude se mantém igual ou superior durante o período analisado. Tendo como referência a vazão média, as vazões com valores de 504 m³/s permanecem no canal 63% do tempo na estação de Cáceres, enquanto que as vazões acima desse valor permanecem apenas 37% do tempo.



**Figura 46.** Curva de permanência do fluxo do rio Paraguai – Estação Cáceres.

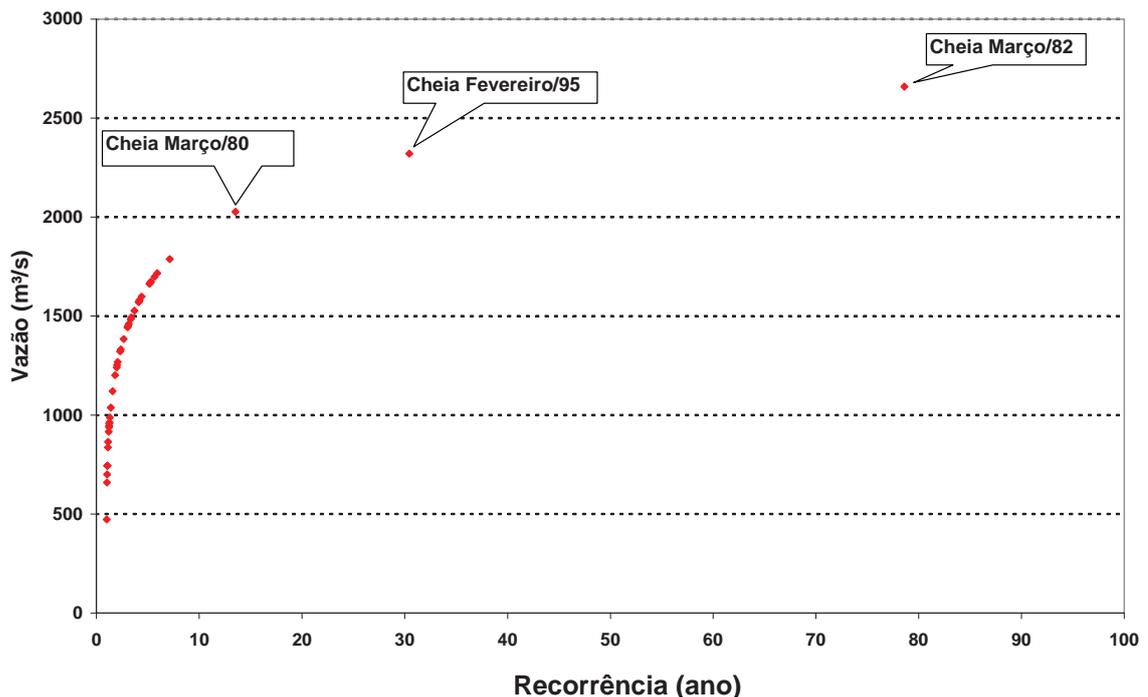
É importante destacar que a curva de duração do fluxo reflete as condições de escoamento na bacia e no canal do rio. De acordo com [Burt \(1996\)](#), quanto mais curvatura possuir a curva, maior é a variabilidade do fluxo, ocasionado por fluxos rápidos e pouca base de fluxo.

### 6.2.5. Recorrências das cheias

Recorrência é a probabilidade de retorno de uma vazão de determinada magnitude. O período de retorno para as vazões máximas anuais do rio Paraguai foi calculado para estimar a recorrência de tais eventos. Para determinar a recorrência, utilizou-se a função matemática de Gumbel, que trata de valores extremos, ajustando-os a uma curva e estabelecendo a relação entre a vazão máxima anual e sua correspondente recorrência, possibilitando assim, determinar qual o período de tempo que esta vazão pode voltar a ocorrer na seção de medida.

Em relação à recorrência das cheias no rio Paraguai, os únicos trabalhos referentes são os do [DNOS \(1974\)](#) e o de [Carvalho \(1986\)](#), que classificam as cheias do rio Paraguai da seguinte forma: 1) cheias comuns, excedidas 75% (período de retorno menor que 2 anos); 2) cheias médias, excedidas 50% do tempo (período de retorno de 2 anos); 3) cheias extraordinárias, excedidas 25% do tempo (período de retorno de 4 anos); 4) cheias excepcionais, excedidas 10% do tempo (período de retorno de 10 anos).

A partir dos dados hidrológicos da estação fluvial de Cáceres, efetuou-se o tempo de recorrência das cheias do rio Paraguai (Figura 47). Três vazões significativas extrapolam a curva, ocasionando vazões fora de regra. Assim, as vazões ocorridas em março de 1980 (2.026,4 m<sup>3</sup>/s), em fevereiro de 1995 (2.320,4 m<sup>3</sup>/s) e em março de 1982 (2.659 m<sup>3</sup>/s), apresentaram recorrência de 13, 30 e 78 anos respectivamente, revelando que tais magnitudes de vazão para a referida seção são eventos extremamente raros.



**Figura 47.** Curva de recorrência das cheias no rio Paraguai – Estação Cáceres.

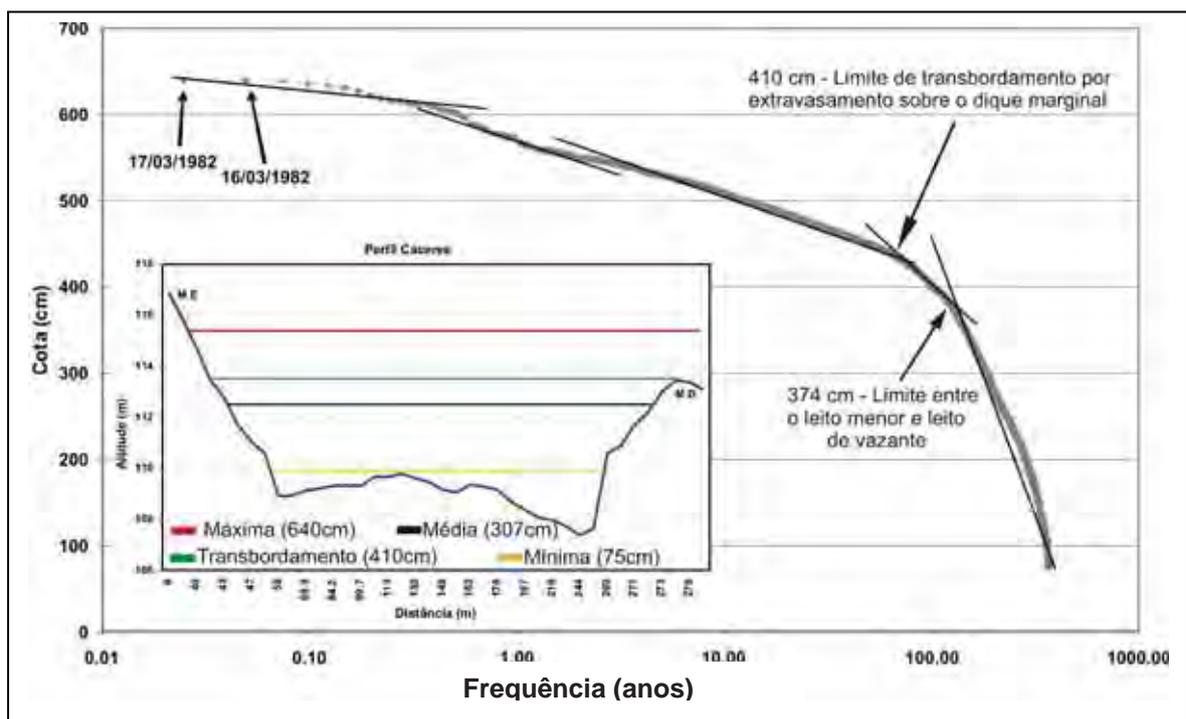
A recorrência para as vazões mais elevadas ocorre porque essa estimativa, assim como qualquer outra que esteja relacionada com a seção transversal do canal, reflete as características geométricas do mesmo. Neste caso, não deve ser fixado um valor de recorrência correspondente a uma determinada magnitude de cheia para todo o rio, mas um valor para cada seção do canal, pois o resultado reflete as variáveis da seção do canal.

A interação entre canal e planície, por meio do escoamento fluvial, produz modificações que podem ser visualizadas no hidrograma. Por isso, torna-se necessário o conhecimento das características das cheias, no que se refere a sua magnitude em termos de cota e a sua frequência de ocorrência, como também a relação desses parâmetros com a geomorfologia do ambiente fluvial, bem como a forma da seção transversal e das margens.

Diante do exposto, utilizou-se o método elaborado por Lambert (1990) sobre a curva de frequência para as cotas das cheias máximas anuais e comparou-se com o perfil transversal da estação. A metodologia proposta ajusta as cotas fluviométricas a uma curva em escala logarítmica para representar a frequência de ocorrência das cheias em anos.

De acordo com Meurer (2003), essa classificação parte da premissa de que quanto maior a intensidade do evento, menor a sua possibilidade de ocorrência. No caso dos eventos de cheias, esse pressuposto probabilístico se expressa por uma relação de frequência – cota, ou seja, quanto maior a cota, menor a probabilidade de ocorrência.

Com o objetivo de correlacionar as quebras da curva com a morfologia da seção transversal do canal, foi elaborado um gráfico para a estação de Cáceres (Figura 48 ).



**Figura 48.** Recorrência das cotas fluviométricas na estação Cáceres (Período 1966 – 2007).

A primeira inflexão coincide com o leito de vazante que equivale à parte do canal ocupada durante o escoamento das águas de vazante. A segunda inflexão ocorre exatamente a partir do momento em que a água, durante as cheias, extravasa sobre o dique marginal (vazão de margens plenas). Quanto ao período de

retorno, a cota de 410 cm possui uma frequência de 91, indicando que o rio Paraguai atinge esta cota mais de noventa vezes por ano. Em relação às cotas 640 cm (17/03/02) e 639 cm (16/03/02), possui frequência de 0,02 e 0,05, respectivamente.

Uma vez que o valor de margens plenas é atingido com muita frequência, isso indica que o canal teve sua área úmida diminuída, provavelmente por assoreamento. É possível que o aumento de carga promovido pela ocupação da bacia seja o responsável. Isso está de acordo com a modificação de padrão observada por [Silva et al. \(2008\)](#).

#### **6.2.6. Velocidade de fluxo**

A velocidade das águas do rio depende de fatores como declividade do perfil longitudinal, gradiente hidráulico, volume de águas, forma da seção transversal, coeficiente de rugosidade do leito e viscosidade da água. Esses diversos fatores fazem com que a velocidade tenha caráter dinâmico ao longo do canal ([CUNHA, 1996](#)).

Para calcular a velocidade média nas seções de Cáceres e Descalvados, [Silva \(2006\)](#) utilizou os níveis relativos às vazões máxima, média e mínima. Os valores da área molhada de cada nível foram calculados a partir das seções de cada estação e a velocidade de fluxo foi obtida pela divisão da vazão pela área úmida do seu respectivo nível. Os resultados obtidos estão expostos na tabela 10.

A seção de Cáceres mostra uma evolução típica de canais com fluxo livre, uma vez que a velocidade de fluxo aumenta conforme aumenta a vazão. Na seção de Descalvados, a velocidade aumenta quando a vazão aumenta até a média, mas diminui em cheia, indicando que nesse local o fluxo é impedido. A explicação para o impedimento do fluxo pode estar relacionada ao baixo coeficiente de escoamento do Pantanal, que, eleva o nível de base do fluxo dos rios nos períodos de inundação.

As baixas velocidades indicam baixa competência, o que promove o assoreamento do canal.

Tabela 10. Velocidades Médias de Fluxo (m/s) nas Estações Fluviométricas de Cáceres e Descalvados (Fonte: Silva, 2006).

	<b>Estação Cáceres</b>	<b>Estação Descalvados</b>
Velocidade vazão máxima	0,22	0,20
Velocidade vazão média	0,20	0,24
Velocidade vazão mínima	0,18	0,23

### 6.2.7. Potência da corrente

A potência da corrente é uma forma de avaliar a capacidade de realização de trabalho de um rio, ou seja, a energia consumida para a erosão e transporte de sedimentos. A capacidade de realização de trabalho origina-se da atuação da gravidade, isto é, resulta do peso da água, que exerce uma força sobre o leito, resultante de sua massa multiplicada pela aceleração da gravidade. Essa força atua sobre o leito e, como esse possui uma inclinação, a força possui dois componentes, um perpendicular ao leito e outro paralela a ele.

A força paralela ao leito é chamada de força trativa e é responsável pelos processos de remoção e transporte de sedimentos. A força trativa pode ser calculada multiplicando-se o peso da água pela declividade do leito. Contudo, a massa de água sobre o leito varia dentro do canal, tanto no espaço como no tempo, de acordo com as variações de profundidade e de vazão. Por essa razão, as formas de avaliação da potência da corrente devem levar em conta o local (seção transversal) e a vazão.

O cálculo da quantidade de água em uma seção pode ser feito a partir da medida da vazão em inúmeros pontos em seções transversais, ou a partir de valores médios de uma seção em que a vazão seja bem conhecida. Em ambos os casos, é necessário que seja considerado um valor unitário para que os erros sejam minimizados, uma vez que a profundidade é variável e as medidas de vazão são pontuais ou lineares (conforme a técnica de medida).

Ao considerar uma seção unitária, é necessário que seja definido o sistema de medida, de forma que os valores obtidos possam ser comparados. Nesse caso, o sistema métrico é usualmente utilizado, conforme fizeram [Nanson & Crooke \(1992\)](#).

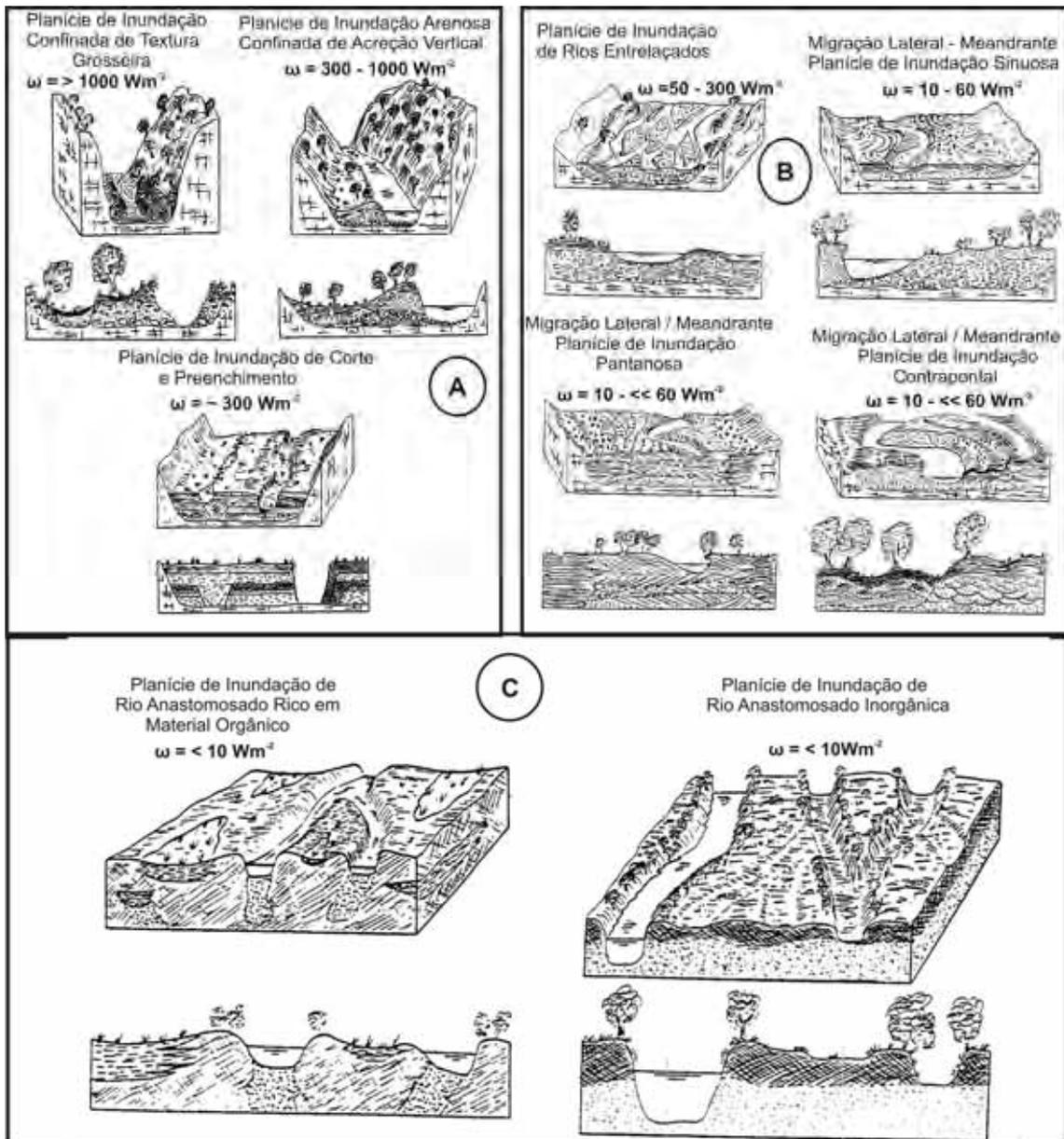
A massa da água sobre um metro quadrado pode ser calculada por meio da multiplicação da profundidade do local (P) pela densidade da água (d). Por sua vez, o peso da água pode ser obtido pela multiplicação da massa unitária pela

aceleração da gravidade ( $g$ ). A força trativa unitária ( $F$ ) pode ser obtida multiplicando-se o peso unitário da água pelo gradiente do leito ( $G$ ) no local. A força trativa que atua sobre um metro quadrado do leito é chamada tensão de cisalhamento da água (“shear stress” -  $S$ ).

A tensão de cisalhamento ( $S$ ) é responsável pela mobilização da água e de sedimentos dentro da unidade de área, ao longo da declividade. Essa força realiza um trabalho que é calculado pela multiplicação da força pela distância unitária ( $D$ ). Contudo, esse trabalho é realizado em um determinado tempo ( $T$ ) e a divisão do trabalho realizado pelo tempo necessário para a sua realização corresponde à potência da corrente naquele metro quadrado, denominada de potência específica da corrente (“specific stream power” -  $w$ ).

Como o esforço tangencial (*shear stress*), a energia do canal (*stream power*) tem sido usada por vários autores como preditiva no limite de erosão e migração do canal, transporte e deposição de sedimentos, e tipos de forma de leito. Tais elementos são importantes na determinação da geomorfologia do canal e da planície de inundação. Devido à variável, energia do canal, fornecer um diagnóstico do fluxo e propriedades do sedimento, o conceito de força erosiva/resistência foi aplicado como a base principal para a organização dos sistemas rio-planície de inundação em classes. O uso de fatores geomórficos adicionais, relacionados, por exemplo, com os padrões de canal, permitem um segundo nível de discriminação dentro de *ordens* e *subordens* (Figura 49 ).

Assim, nessa classificação tais formas foram inicialmente divididas em dois grupos: as de planícies de inundação em aluvião não-coesivo (cascalho a areia fina); e as de aluvião coesivo (silte e argila). Devido ao relacionamento entre o tamanho das partículas predominantes e a respectiva energia, as planícies em ambientes não-coesivos foram divididas em dois ambientes de energia (alta e média energia) e aquelas de aluvião coesivo, em uma terceira classe (baixa energia). Essa divisão tripartite por classes, generalizada como está, reflete a inter-relação entre a habilidade do canal em executar trabalho (como estimado usando a energia específica do canal) e a resistência erosiva da planície de inundação (como estimado pelo tamanho dos sedimentos).



**Figura 49.** Modelos esquemáticos de planícies de inundação. A) não-coesivas de alta energia; B) não-coesivas de média energia; C) coesivas de baixa energia. (Nanson & Croke, 1992).

Por outro lado, [Nanson & Croke \(1992\)](#) consideraram nove fatores geomórficos (a maioria vinculada a processos fluviais) que geraram um segundo e, às vezes, um terceiro nível de diferenciação dentro de ordens e sub-ordens de planícies de inundação. Os fatores são: 1) confinamento no vale; 2) corte e preenchimento de canal; 3) acreção em canais entrelaçados; 4) acreção por barras em pontal; 5) acreção vertical de transbordamento; 6) bifurcação sinuosa (*anabranching*); 7) formação de espirais de meandros (*scroll bars*); 8) acreção em contrapontal; 9) acumulação orgânica.

A potência de corrente da seção de Cáceres foi avaliada utilizando-se os dados de nível e vazão da série histórica da estação fluviométrica local, o gradiente do leito e a largura da seção em diversos níveis diferentes. Para isso, foram utilizados os dados de vazão mínima, média, máxima e de margens plenas. Utilizou-se o valor de  $1.000 \text{ kg/m}^3$  para densidade da água e  $9,81 \text{ m/s}^2$  para a aceleração da gravidade. Os dados obtidos encontram-se na tabela 11.

**Tabela 11.** Potência da corrente e potência específica da corrente na seção de Cáceres, considerando as vazões mínima, média, de margens plenas, máximas e o gradiente do leito fixo.

Densidade da água ( $\text{kg/m}^3$ )	Aceleração da gravidade ( $\text{m/s}^2$ )	Vazão ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	Gradiente do leito ( $\text{m/m}$ )	Potência da corrente ( $\text{j/s.m}$ )	Largura (m)	Potência específica ( $\text{j/s.m}^2$ )
1.000	9,81	133	0,000067	87,4	268	0,3
		541		355,5	272,7	1,3
		695		456,8	273,7	1,6
		2.659		1.747,6	276	6,3

A utilização de um valor fixo de gradiente do leito é perfeitamente aplicável aos rios erosivos que possuem leito rochoso e fixo. Contudo, no caso da área estudada, o leito é móvel e tende a se modificar conforme a alteração do gradiente hidráulico. Embora o gradiente do leito móvel não tenha sido medido em diferentes vazões, a avaliação da potência foi realizada com a utilização dos diferentes gradientes hidráulicos calculados, uma vez que em condição de vazão estável, o leito móvel tende a ter o mesmo gradiente que a água. A avaliação dos valores de potência da corrente em diferentes condições de gradiente hidráulico está exposta na tabela 12. Durante a vazão máxima, após a água do canal ultrapassar o limite de margens plenas, não foi possível calcular a largura do canal, pois nesse período a água se espalha pela planície. Em virtude deste fato, foi estimada a largura de 276 m na vazão máxima.

Os dados de potência específica de corrente para a vazão de margens plenas permitem classificar o canal em Cáceres como sendo do tipo de baixa energia, com margens coesivas, do tipo anastomosado, conforme o modelo esquemático de planície de inundação proposto por [Nanson & Croke \(1992\)](#). Tais valores são semelhantes aos obtidos para o Canal Cortado, um braço secundário do rio Paraná,

situado nas proximidades da cidade de Porto Rico, Estado do Paraná (ROCHA 2002).

**Tabela 12.** Potência da corrente e potência específica da corrente na seção de Cáceres, considerando as vazões mínima, média, de margens plenas e máximas e os gradientes hidráulicos para as vazões mencionadas.

Densidade da água (kg/m <sup>3</sup> )	Aceleração da gravidade (m/s <sup>2</sup> )	Vazão (m <sup>3</sup> /s)	Gradiente hidráulico (m/m)	Potência da corrente (j/s.m)	Largura (m)	Potência específica (j/s.m <sup>2</sup> )
1.000	9,81	167	0,000054	88,4	268	0,3
		541	0,000056	297,2	272,7	1,0
		695	0,000075	511,3	273,7	1,8
		2.659	0,000061	1591,1	276	5,76

Os valores obtidos são compatíveis com os de rios anastomosados ricos em matéria orgânica e/ou inorgânica, mas não é o que se observa em campo ou em imagens. Os dados de potência de corrente para os diversos valores de vazão permitem afirmar que a tendência de aumento da descarga observada na série histórica vem provocando o aumento da potência de corrente no rio, seja em termos de vazão máxima, média ou mínima. Por outro lado, devem ser considerados com a ressalva de que os gradientes utilizados são os obtidos entre duas estações situadas a uma considerável distância e que não devem ser analisados como os gradientes realmente existentes na seção de Cáceres.

Por outro lado, com o aumento da deposição, em virtude de maior aporte de sedimento no canal, pode modificar e alterar o consumo de energia do rio e também pode alterar o padrão de canal, conforme discutido por Silva et al. (2008). Segundo o autor, a variação no padrão de canal do rio Paraguai pode ser em virtude de um aporte excessivo de sedimento, cuja origem pode ser consequência de mudanças ambientais (clima ou tectônica) e/ou da ocupação da bacia.

### 6.3 Características do rio no lobo distributário atual

O compartimento localizado entre a Baía das Éguas até as proximidades de Porto Conceição, já em área do Pantanal, apresenta características completamente distintas, uma vez que a planície de inundação não está condicionada à presença de terraços e as águas de inundação se espraiam de forma divergente em relação ao

canal. Este compartimento constitui o principal sítio de sedimentação na área, onde está sendo construído o lobo distributário atual do leque do Paraguai. A mudança brusca do canal para leste, nas proximidades da localidade de Morro Pelado, resultou de importante fenômeno de avulsão que causou uma mudança no curso do rio, que antes corria para sul dentro do leque (Figura 50).



**Figura 50.** Localização do desconfinamento do canal. Onde ocorre a deflexão do canal para leste e a localização dos paleocanais meandantes do Mamão e do Piteiro, que constituíram antigos leitos do rio Paraguai (imagem ASTER, R2G1B3, de 25/04/2007).

Devido ao relevo muito plano e a interação entre corixos e paleocanais, durante o período úmido, grande parte do volume de água se perde para a planície. Devido à baixa declividade, a água escoar por um sistema de canais anastomosados, em vez da calha principal.

De acordo com [Collischonn et al. \(2005\)](#), a elevação do nível de água em 0,5 m em Amolar, sem alterar a vazão, provoca elevação do nível de água até 260 km a montante, ou seja, até 46 km a montante de Porto Conceição. Em decorrência desse fator, ocorre uma alteração na carga de fundo do canal. De Descalvados até a união dos dois canais que formam a Ilha Taiamã, predominam areia média e grossa como carga de fundo. Já a partir do final da Ilha Taiamã até Porto Conceição, ocorre o predomínio de areia fina e argila.

Deve-se salientar que o alcance máximo à montante que a elevação do nível de água em Amolar atinge, coincide com o final do atual lobo deposicional do rio Paraguai.

### **6.3.1. Regime de débitos**

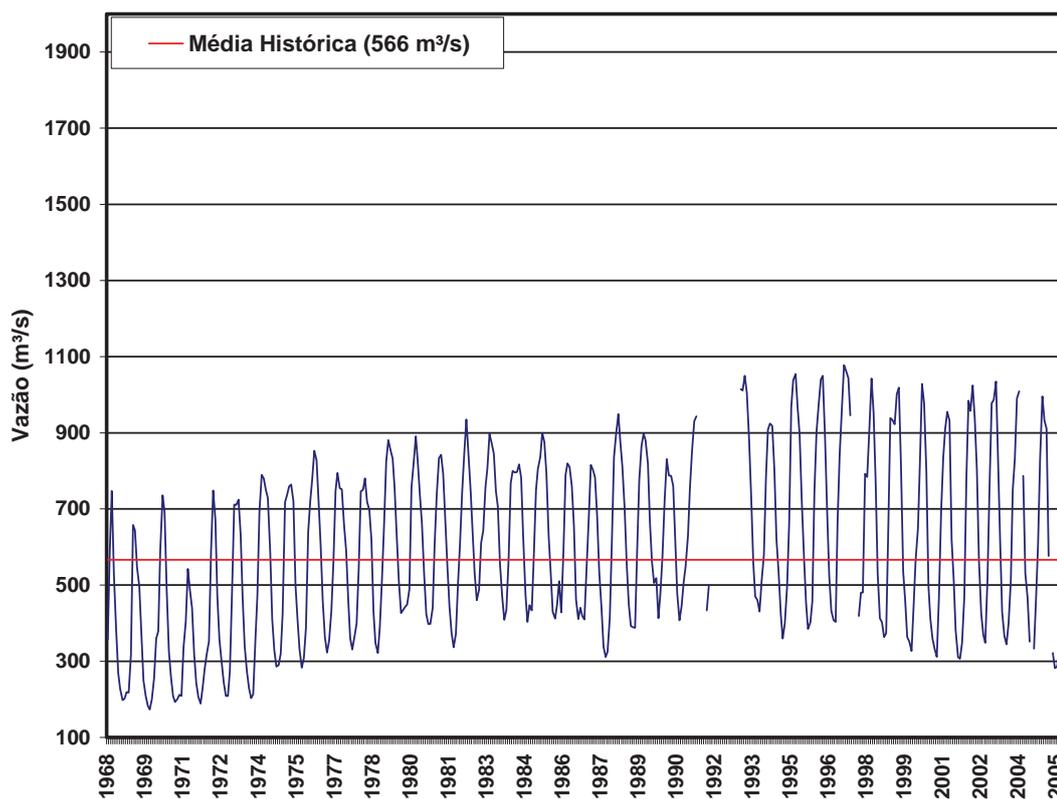
De acordo com [Poff et al. \(1997\)](#), o fluxo natural de um rio varia conforme a escala de tempo avaliada, na ordem de horas, dias, estações do ano, e assim por diante. No entanto, muitos anos de observações em uma estação fluviométrica são geralmente necessários para se descrever as características do padrão de fluxo de um rio, em termos de quantidade, periodicidade e variabilidade, que é o seu regime de fluxo natural.

No compartimento estudado existem duas estações fluviométricas: a Descalvados e a Porto Conceição. Em virtude do grande número de falhas nos dados da estação Porto Conceição, para efeito da análise hidrológica, será utilizado apenas os dados da série histórica da estação Descalvados ([Tabela 13, Figura 51](#)).

A análise dos dados históricos de vazão apresenta uma alteração no regime hidrológico do rio Paraguai na estação Descalvados. Entre os anos de 1968 e 1974, o sistema se mantém homogêneo, principalmente nas vazões mínimas. A partir de 1975 começa a ocorrer aumento das vazões mínima e máxima anuais. Esta alteração pode estar ligada a um aumento da precipitação na bacia ou com a retirada da cobertura vegetal a norte da estação, principalmente a partir da década de 70, quando iniciou a ocupação na região. Esta alteração também foi observada na estação fluvial de Cáceres.

**Tabela 13.** Registros das maiores e menores vazões e de cotas registrados na série histórica da estação fluvial Descalvados.

DESCALVADOS	
Código da Estação	66090000
Latitude	16°44'00"S
Longitude	57°44'53"W
Altitude do Zero	98.70 m
Data de Início da Série	01/01/68
Data de Término da Série	31/12/05
Vazão Média Histórica	566 m <sup>3</sup> /s
Cota Média Histórica	400 cm
Vazão Mínima e Máxima	157 m <sup>3</sup> /s – 1.148 m <sup>3</sup> /s
Cota Mínima e Máxima	192 cm – 545 cm

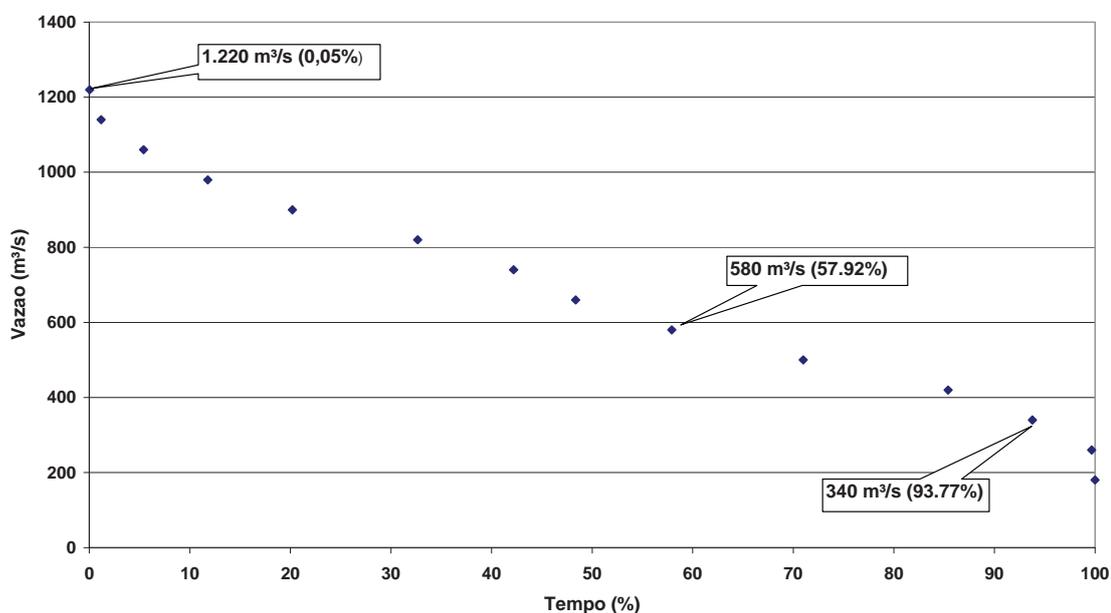


**Figura 51.** Gráfico de vazão média anual da série histórica do rio Paraguai na estação de Descalvados. (Período de 1968 – 2005).

### 6.3.2. Frequência e permanência das vazões no canal fluvial

A análise com que uma determinada vazão permanece dentro do canal fluvial é extremamente importante para se conhecer a capacidade e a competência do sistema em realizar trabalho. Como o canal transporta sedimentos de granulação variada, o conhecimento dessa dinâmica permite conhecer e relacionar o tempo de uma determinada vazão e o material transportado.

Em virtude desse fator e apesar das falhas existentes na série histórica da estação Descalvados, foram calculados a frequência e o tempo de permanência das vazões no canal fluvial (Figura 52).

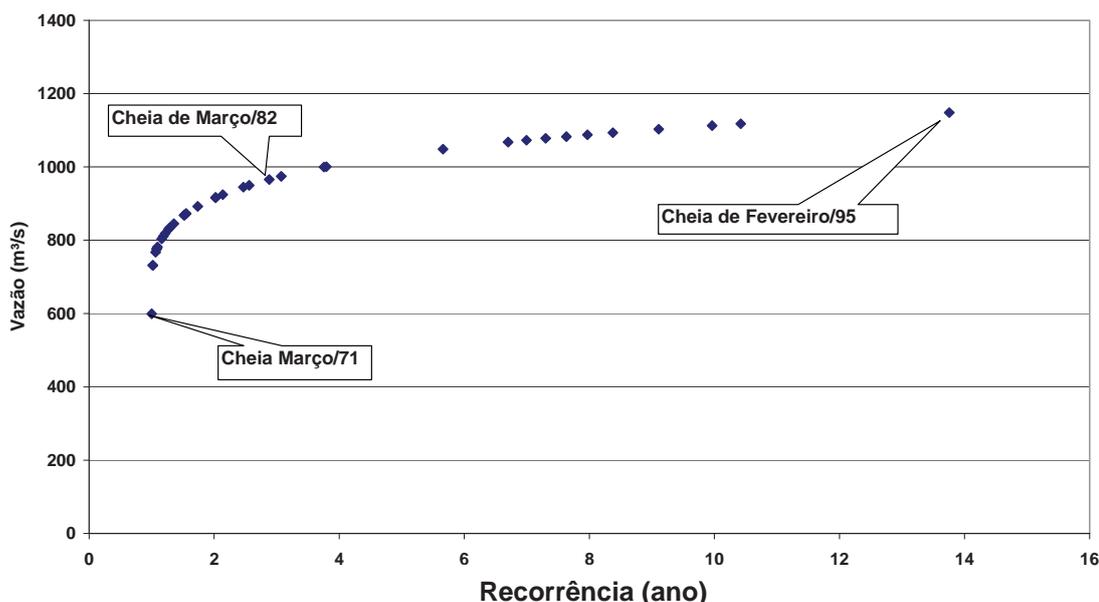


**Figura 52.** Curva de permanência do fluxo do rio Paraguai – Estação Descalvados.

É possível verificar que a vazão de 340 m³/s é a que permanece na maior parte do tempo no canal. Esse valor pode ser relacionado ao fato do canal, no período de abril a junho, apesar da ausência de chuvas, ser abastecido pelo retorno das águas que se encontram na planície e também pela contribuição das águas do rio Juru. Em relação à vazão de 1.220 m³/s, que só ocorre em casos extremos, permanece somente 0,05% do tempo no canal.

### 6.3.3. Recorrências das cheias

Em se tratando de um sistema como o Pantanal, o conhecimento das recorrências das cheias permite compreender com que periodicidade ocorrem determinados eventos. Levando-se em consideração este fator, foi calculada a recorrência com que as cheias possam voltar a ocorrer na estação Descalvados (Figura 53).

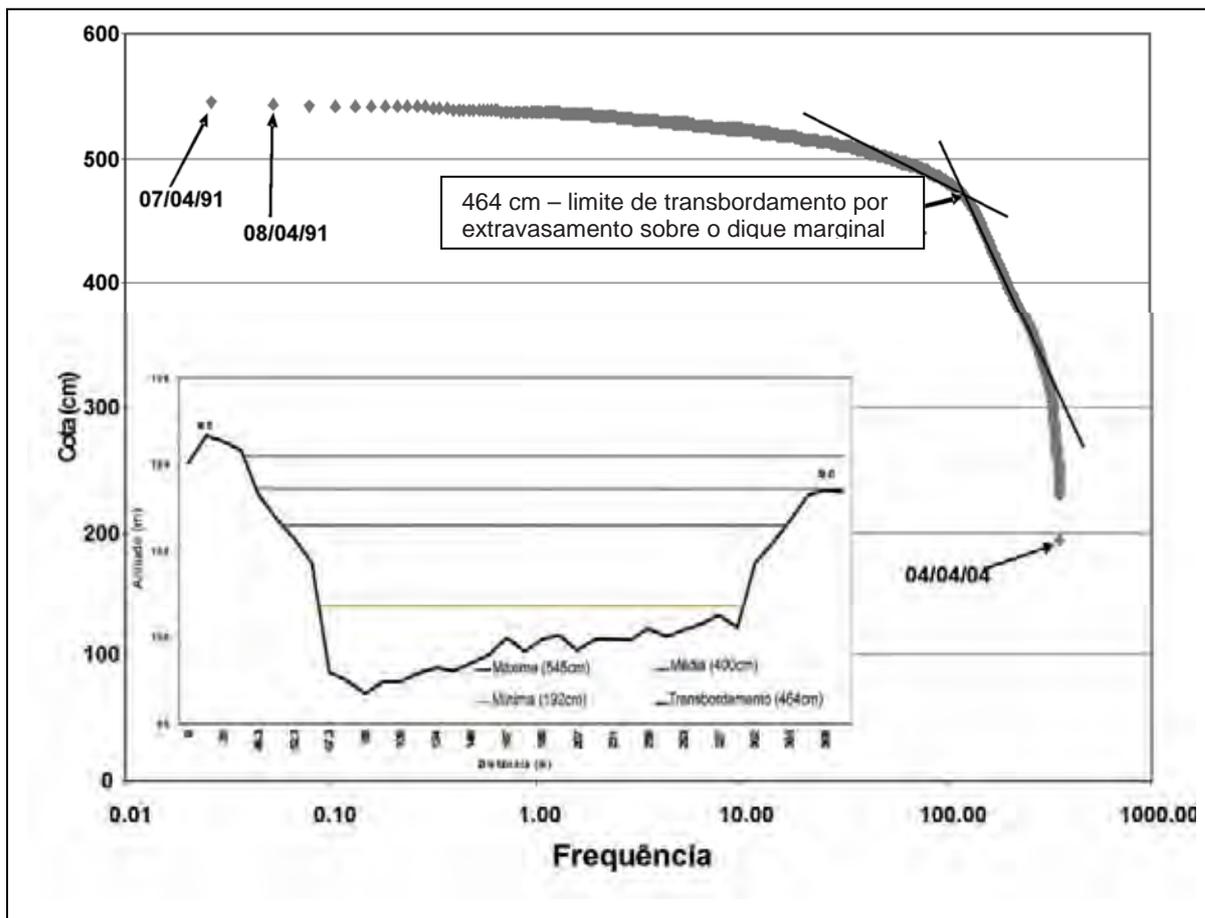


**Figura 53.** Curva de recorrência das cheias no rio Paraguai – Estação Descalvados.

Em relação ao período de recorrência das vazões na estação Descalvados é possível observar a recorrência, em fevereiro de 1995, de uma vazão de grande magnitude para a estação, ou seja, uma vazão de 1.148,3 m³/s, com período de retorno de 13,76 anos. A vazão de 599,5 m³/s ocorre em todos os anos na estação Descalvados.

Diante do exposto e de acordo com o que foi mencionado anteriormente, utilizou-se o método elaborado por Lambert (1990) da curva de frequência para as cotas das cheias máximas anuais e comparou-se com o perfil transversal da estação (Figura 54).

A inflexão apresentada no gráfico abaixo ocorre no momento em que a água extravasa sobre o dique marginal (margens plenas). Quanto ao período de retorno, a cota de 464 cm possui frequência  $f = 131$ . Isso permite dizer que o rio Paraguai atinge a referida cota mais de 131 vezes por ano. Em relação às cotas 545 cm (07/04/91) e 543 cm (08/04/91), há uma frequência de 0,03 e 0,05, respectivamente.



**Figura 54.** Recorrência das cotas fluviométricas da estação Descalvados (Período 1966 – 2007).

Uma vez que a permanência em vazão igual ou superior à de margens plenas é de quase meio ano, o sistema fica afogado. Em rios com fluxos livres, as cheias fariam a deposição da carga na planície e construiriam os diques marginais. A elevação das margens diminuiria a frequência dos eventos de inundação. No caso, durante as cheias há redução da velocidade de fluxo, fazendo com que os sedimentos não se depositem nas margens.

#### 6.4. Análise comparativa dos dois compartimentos

A presente disposição dos compartimentos identificados na planície do rio Paraguai, da foz do rio Sepotuba à extremidade leste da ilha Taiamã, representa um momento na evolução do sistema. As tendências de mudança são condicionadas pela dinâmica interna que caracteriza o funcionamento do próprio sistema (processos autogênicos) e por variáveis externas do macroambiente no qual o sistema está inserido (processos alogênicos: tectônicos e climáticos).

A análise dos valores de máximas e mínimas anuais da série da estação de Cáceres (Figura 45) mostra a variabilidade da vazão do rio Paraguai no período de registro. O período até 1973 é caracterizado pelos mais baixos valores de vazão máxima e mínima, além de uma baixa relação entre os extremos (amplitude de variação). O período entre 1974 e 1983 apresenta relativa ciclicidade evidenciada pelo aumento gradativo das máximas e das mínimas. Após 1983, os valores de vazão máxima mostram ciclo de diminuição, aumento e novamente diminuição, enquanto os valores de vazão mínima mostram três ciclos de aumento e diminuição de menor amplitude. A diferença entre os valores mínimos e máximos anuais aumenta após 1974.

Os dados de vazão máxima e mínima anuais da estação de Descalvados (Figura 51) mostram um quadro semelhante ao anterior, mas há duas diferenças: 1) as vazões máximas registradas em Cáceres em geral são maiores do que aquelas registradas em Descalvados; e 2) os maiores valores de vazão máxima em Descalvados ocorreram na década de 1990, quando a diferença relativa entre as máximas e mínimas também aumentou.

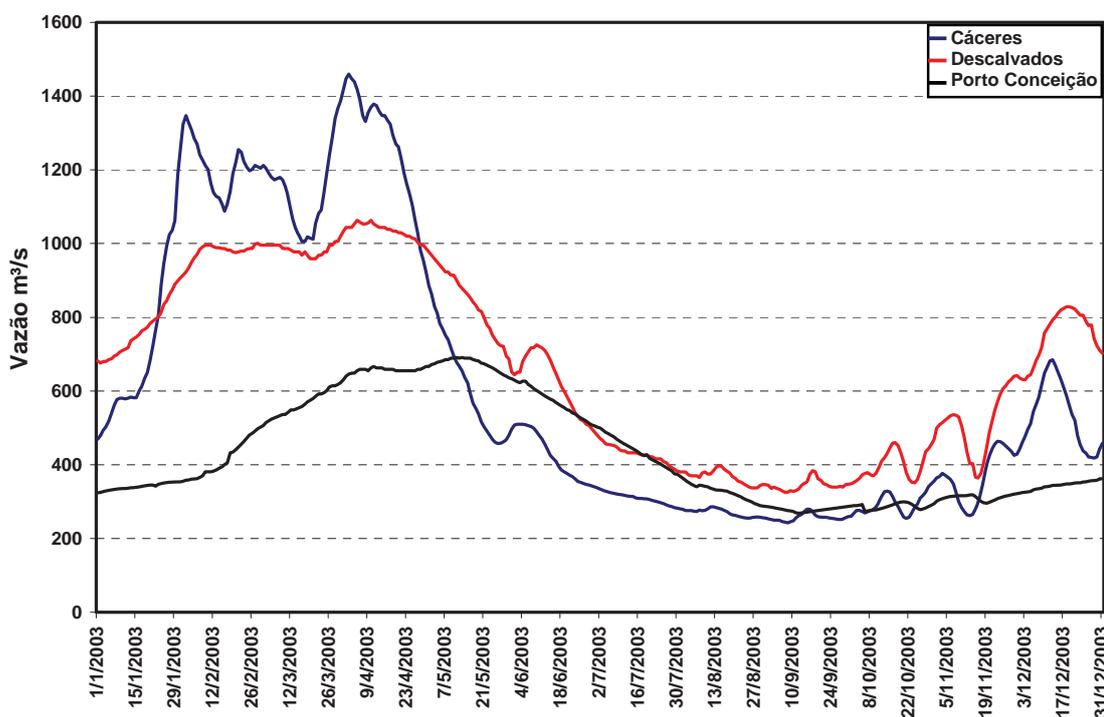
A tendência de aumento do débito fluvial, a partir de 1970, também foi identificada no rio Paraná (ROCHA, 2002), assim como uma variação rítmica deles (FERNANDEZ & SOUZA FILHO, 1995). No caso do rio Paraná, os referidos autores atribuíram essa variabilidade à ritmicidade da precipitação regional, com valores mais elevados em períodos de “El Niño”. Contudo, em análise mais ampla da bacia do Paraná, Tucci & Clark (1998) atribuíram o aumento do débito à remoção da cobertura vegetal, visto que o débito na bacia foi comparativamente maior que o aumento da precipitação. Apesar disso, Souza Filho (2009) identificou uma tendência à diminuição da descarga fluvial do rio Paraná após o ano de 1998, o que pode indicar que o aumento mencionado esteja relacionado à maior precipitação.

No caso do rio Paraguai, na área estudada, há uma defasagem de cerca de um mês entre o auge da precipitação pluvial (fevereiro) e a ocorrência do máximo das cheias (março), assim como entre o mês de menor precipitação (agosto) e o de menor descarga fluvial (setembro). Tal defasagem indica que a bacia possui alta capacidade de armazenamento, ou seja, quando as chuvas se iniciam há um prolongado período de infiltração antes de haver escoamento superficial, e que o fluxo de base mantém a vazão alta no período de estiagem. Tal situação é

compatível com as características da bacia, isto é, vertentes de baixa declividade e grande espessura de cobertura detrítica.

As ondas de cheia podem ser caracterizadas pelas formas com que os registros de vazão se distribuem nos fluviogramas. A forma que uma onda de cheia adquire pode ser reflexo da morfologia do canal e da bacia hidrográfica, uso do solo na bacia, intensidade e duração dos eventos de precipitação (DESTEFANI, 2005). Para a referida autora, as cheias podem se destacar pela sua magnitude, duração, volume, oscilação e número de picos.

Sabendo-se que as cheias auxiliam no entendimento do comportamento do regime hidrológico de um rio, e para se ter uma análise histórica e comparativa, foi elaborado hidrograma de vazão diária referente ao período de doze meses (2003) das três estações fluviométricas localizadas na área estudada (Figura 55). São dados que possibilitam análise mais acurada do comportamento da onda de cheia do rio Paraguai.

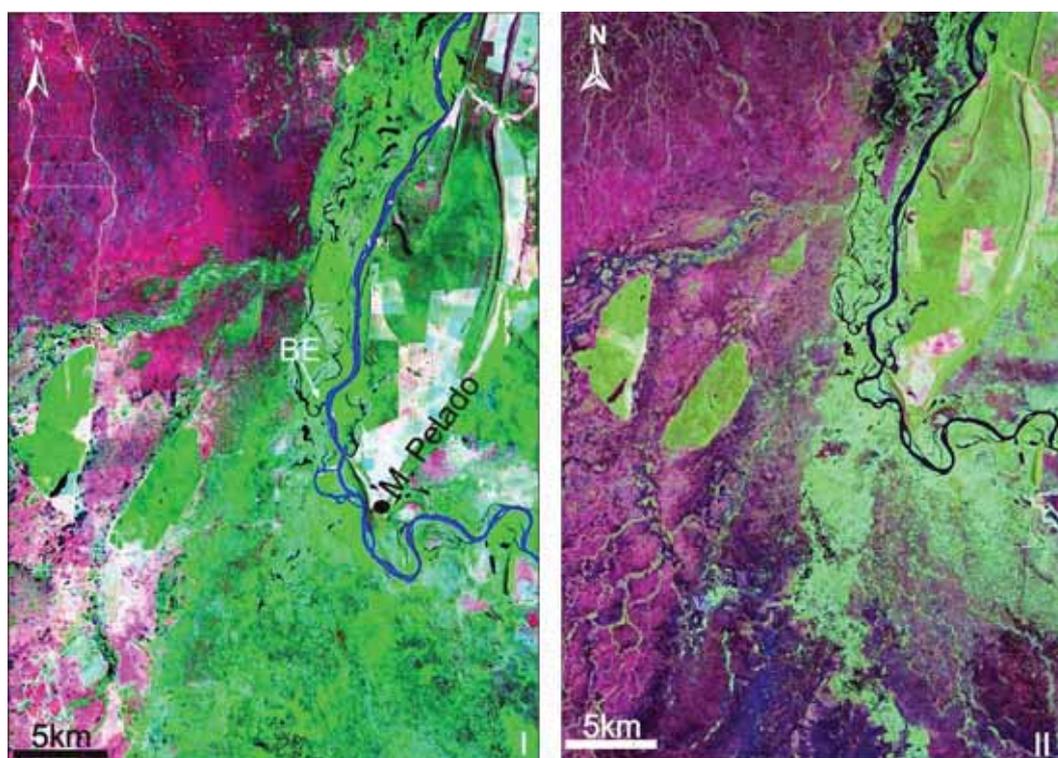


**Figura 55.** Vazão diária nas estações fluviométricas de Cáceres, Descalvados e Porto Conceição no ano de 2003.

O registro de débitos mais elevados em Cáceres no período de cheia pode ser explicado de duas formas em relação à Descalvados: 1) uma das duas curvas chaves das estações está mal calibrada; e/ou 2) o canal perde água para a planície

antes de chegar na seção de Descalvados. Por outro lado, o aumento da vazão máxima e mínima anual pode ser explicado de tres formas: 1) pelo aumento da intensidade de chuvas no período úmido; e 2) pela diminuição dela no período seco; 3) por modificação no escoamento superficial e armazenamento de água no aquífero livre.

Na estação de Cáceres, a maior vazão foi de 1.447 m<sup>3</sup>/s (03/04/03) e a menor foi de 242 m<sup>3</sup>/s (09/09/03). Em Descalvados, a maior foi de 1.063 m<sup>3</sup>/s (10/04/03) e a menor de 360 m<sup>3</sup>/s (25/10/03). Valores maiores de vazão na estação de Cáceres em relação à Descalvados, no período úmido, se devem ao fato de que o canal, nas proximidades da Baía das Éguas e do Morro Pelado, perde água para a planície, como é mostrado na figura 56.



**Figura 56.** Evidências morfológicas, em imagens de satélite, que mostram fluxo de água do canal para a planície situada na margem direita do rio, próximo a Baía das Éguas (BE), (I = período seco, Landsat ETM+, Geocover Circa 2000, R1G2B3; II = período úmido, Landsat ETM+, Geocover Circa 2000, R1G2B3).

No período de estiagem, a estação Descalvados registra maior vazão em relação à Cáceres devido à contribuição do rio Jauru e ao retorno das águas do Pantanal, contribuindo para a manutenção da vazão mínima em Descalvados. Outro fator que chama atenção é o fato da menor vazão ser registrada no mês de outubro em Descalvados, ao passo que em Cáceres é em setembro.

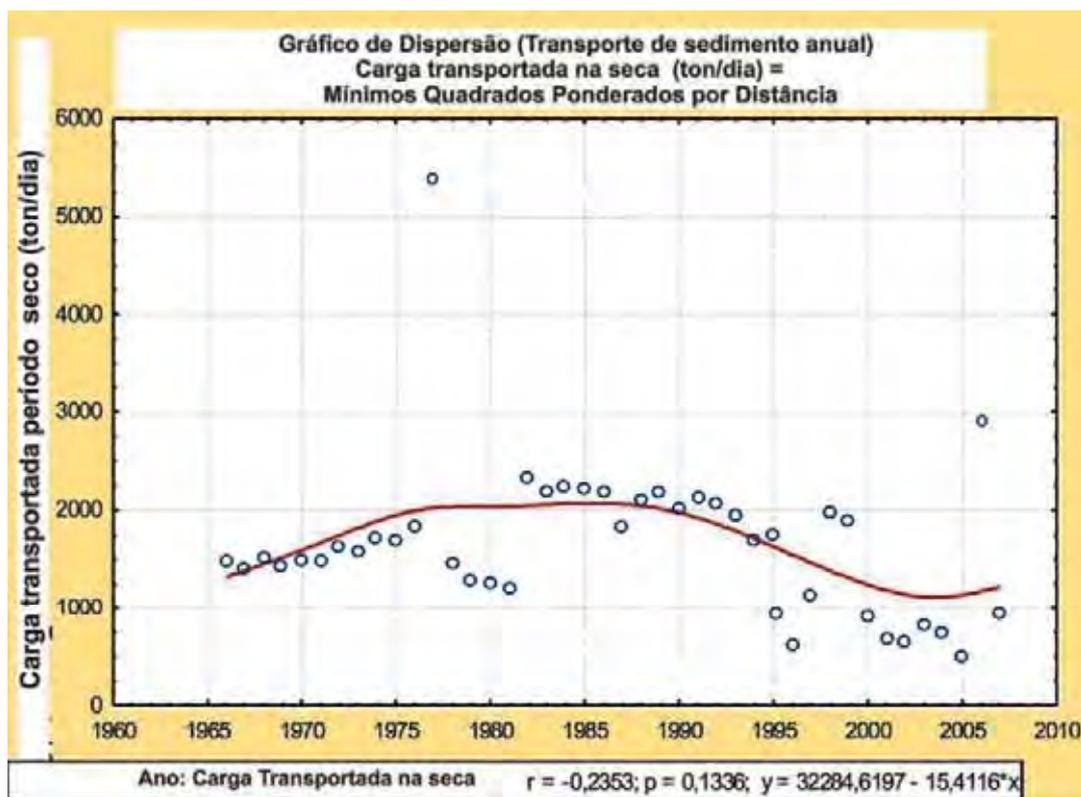
A onda de cheia atinge seu ápice em Cáceres e Descalvados no mês de março, mas somente vai ser atingida no mês de maio em Porto Conceição, com um valor inferior às outras duas estações (689 m<sup>3</sup>/s em 15/05/03). Os fatos de que a estação Porto Conceição está localizada na planície fluvio-lacustre, e de que esta funciona como um amortecedor, retardando a propagação da onda de cheia para jusante, contribui para que, em Porto Conceição, não ocorram diversos picos como registrado nas estações de Cáceres e Descalvados.

Em Cáceres, na entrada do rio Paraguai na área estudada, o fornecimento de sedimentos finos provindos da bacia à montante foi avaliado em 43,9 t/km<sup>2</sup>/ano no período entre 1966 e 2002 (UFMS, 2003) e em 68 t/km<sup>2</sup>/ano entre o final dos anos de 1960 e 1986 (CUNHA, 1998). Os dados de Souza (2004) indicaram que, para a mesma área, a produção de sedimentos em 1982 foi de 82 t/km<sup>2</sup>/ano, sendo 14 t/km<sup>2</sup>/ano de partículas do tamanho areia.

O fornecimento de sedimentos não foi, porém, uniforme e há controvérsia entre os autores sobre o assunto. Análise efetuada pela UFMS (2003) indica que ocorreu tendência de aumento no transporte em suspensão no período entre 1966 e 2002, ao passo que Silva (2006) verificou diminuição do transporte de finos no período entre 1977 e 1982 (Tabela 8).

Tal discordância com relação à carga transportada pelo rio exigiu reanálise dos dados de transporte de sedimentos em suspensão, considerando os valores máximos (estação seca) e mínimos (estação chuvosa) anuais da série compreendida entre 1966 e 2007. Os resultados para a estação seca mostram que ocorreu uma tendência de aumento do transporte até 1976, quando o valor foi excepcionalmente alto (Figura 57). Vale observar que durante a década de 1980 os valores diminuíram, com exceção do ano de 1982, quando o transporte foi elevado. Do ano de 2000 em diante, os valores foram menores que os da década de 1960, com exceção do ano de 2006.

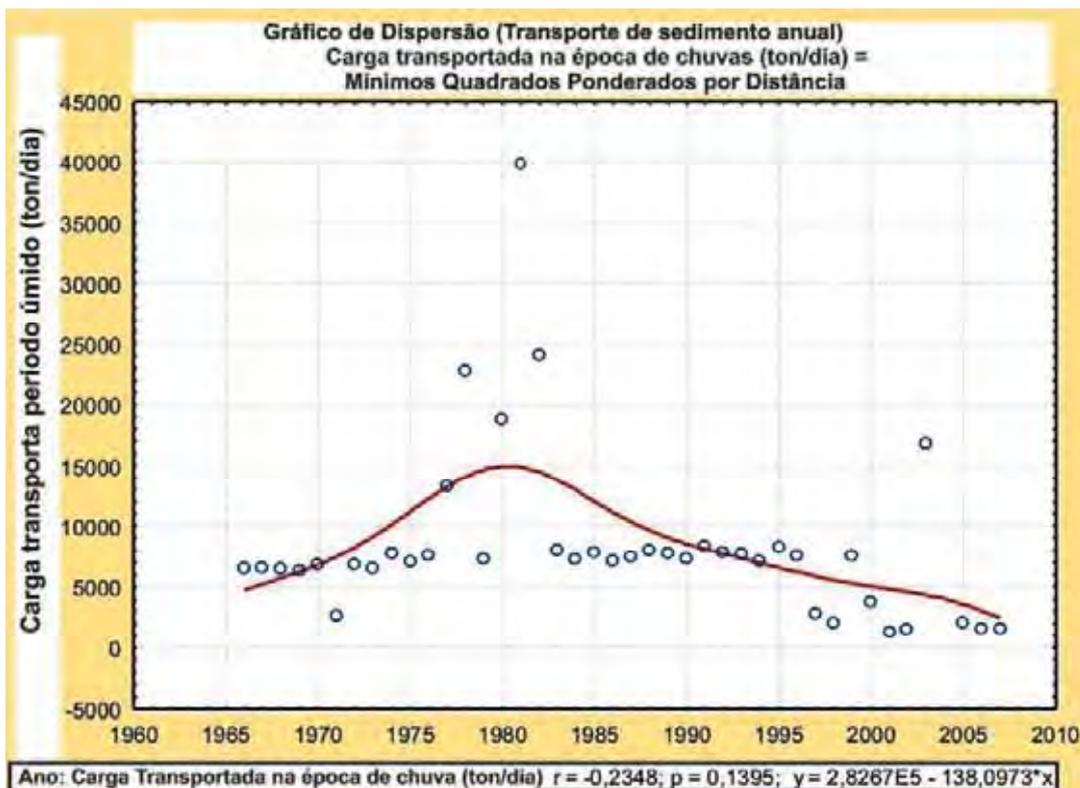
A análise dos intervalos de tempo, sem os valores extremos, dos resultados obtidos para a estação chuvosa, mostram a ligeira tendência de aumento entre 1966 e 1980 (Figura 58). A partir de 1981, os valores passaram a ser menores, com queda acentuada a partir de 1995, com exceção de 2003.



**Figura 57.** Transporte de carga suspensa durante a estação seca no período entre 1966 e 2007 em Cáceres.

Os dados de transporte de fundo são escassos para toda a bacia. Em termos regionais, o relatório da [UFMS \(2003\)](#) considerou que, do total de sedimentos afluentes ao Pantanal, 16,7% correspondem ao material de leito. No caso da estação de Cáceres, os dados estão restritos ao ano de 1982, quando o transporte de material arenoso representou 17% do valor total. Dessa forma, embora não exista um conjunto de dados sistemáticos é provável que o transporte de fundo em Cáceres corresponda a valores próximos a 17% da carga sedimentar total.

Os sedimentos do leito do rio Paraguai são predominantemente constituídos por areia de granulação média. Os dados sedimentológicos ([Figura 42](#)) indicam que há pouca variação textural ao longo do canal de Cáceres até a localidade de Baía das Éguas, na entrada do lobo deposicional atual. [Silva et al. \(2008\)](#) descrevem ainda a existência de leito móvel com barras laterais e barras transversais na parte superior e média do segmento mencionado e de barras transversais na parte inferior. Contudo, os sedimentos de fundo e os sedimentos suspensos não são totalmente carregados rio abaixo, uma vez que parte deles fica retida na planície de inundação.

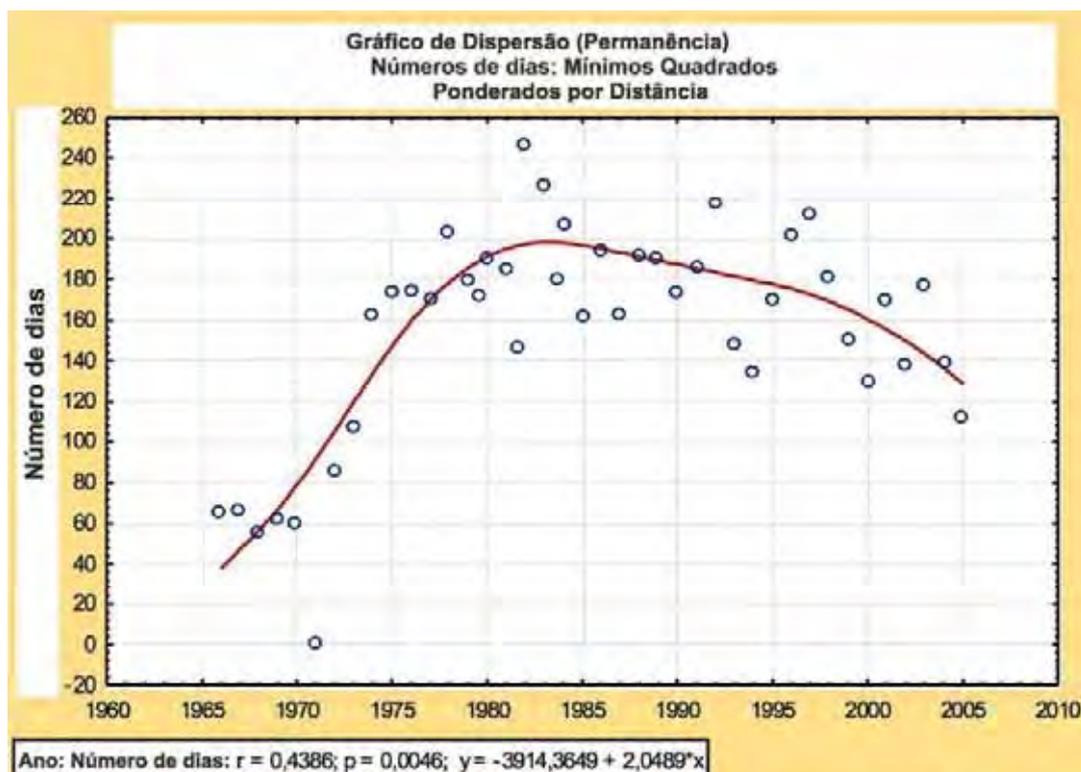


**Figura 58.** Transporte de carga suspensa durante a estação chuvosa no período entre 1966 e 2007 em Cáceres.

As descargas fluviais registradas em Cáceres são menores que as registradas em Descalvados quando o rio encontra-se em águas baixas. Contudo, quando a descarga fluvial em Cáceres supera  $482 \text{ m}^3/\text{s}$ , a vazão em Descalvados torna-se menor que a de Cáceres, indicando que parte da água sai do canal fluvial para a planície de inundação (descarga de transbordamento).

A permanência da descarga fluvial em valores superiores a  $482 \text{ m}^3/\text{s}$  é mostrada em série histórica de 1965 a 2005 (Figura 59). A série histórica evidencia que, durante a década de 1960 e início dos anos 1970, o número de dias em que havia aporte de água para a planície era relativamente baixo, registrando-se ausência de transbordamento em 1971. A descarga de transbordamento aumentou até atingir valor máximo em 1982, com diminuição progressiva desde então.

Tais dados indicam que, até a década de 1980, o tempo em que a planície de inundação recebeu águas do canal aumentou de dois para seis meses. A partir da década de 1990, houve redução para cerca de quatro meses. Ou seja, houve significativa modificação do funcionamento do ecossistema do Pantanal de Cáceres, uma vez que o tempo de conexão das águas do canal e da planície aumentou consideravelmente.

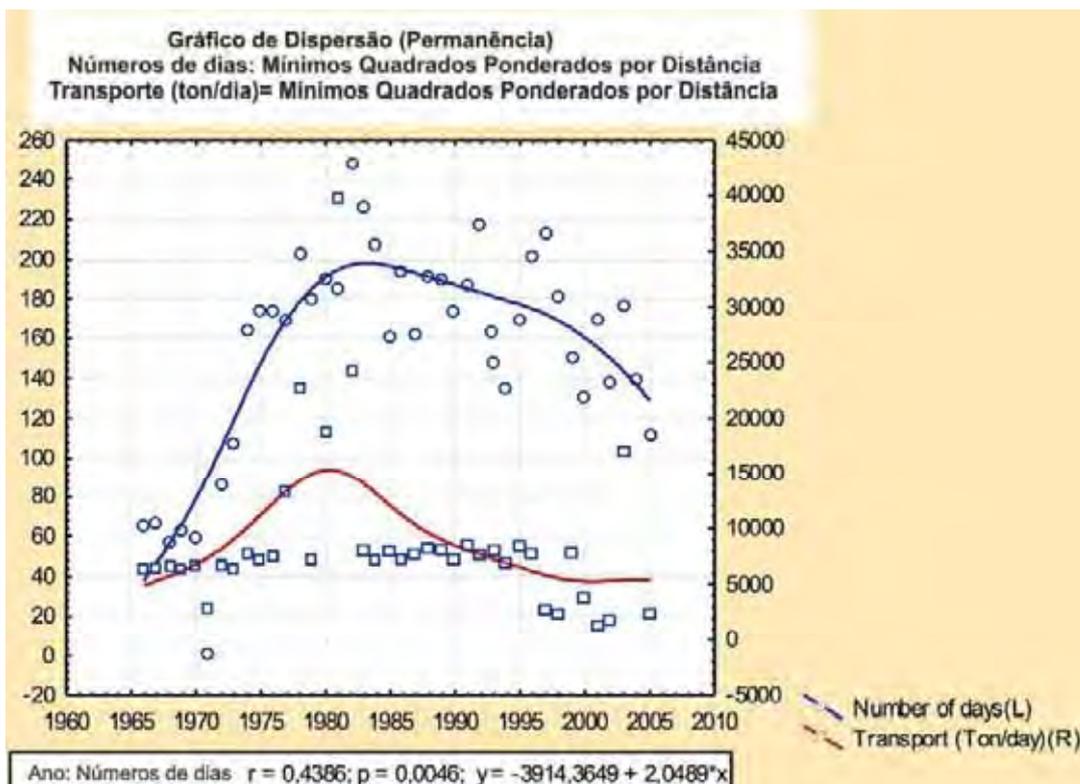


**Figura 59.** Permanência anual de descargas superiores a 482 m<sup>3</sup>/s na estação de Cáceres.

Da comparação entre os dados de permanência e os de transporte (Figura 60) verifica-se que a permanência de descargas de extravasamento foi elevada no período em que o transporte fluvial foi anormalmente alto (1977 a 1981). Interpreta-se que o aporte de sedimentos no megaleque do Paraguai deve ter sido elevado nesse intervalo de tempo e que os habitats tenham sido modificados pelo aporte de areia e lama.

O transporte fluvial diminuiu no período posterior a 1981, mas a elevada permanência das descargas, superiores a 482 m<sup>3</sup>/s, mantiveram condição de elevado aporte de sedimentos no Pantanal, considerando-se que 58% dos sedimentos ficam retidos no Pantanal a montante de Porto Murtinho passando 42% para jusante (UFMS, 2003).

Tais dados mostram que o ecossistema pantaneiro sofreu modificações em sua estrutura e em seu funcionamento devido às alterações do regime hidrológico e do transporte de sedimentos induzidos pela ocupação de sua bacia de drenagem. Conclui-se que a estrutura e o funcionamento do ecossistema do Pantanal de Cáceres foram modificados, mesmo sabendo que as consequências sobre a biota sejam ainda desconhecidas.



**Figura 60.** Permanência anual de descargas de transbordamento e transporte de sedimentos em período de chuva na estação de Cáceres.

## 6.5. Considerações finais

A compartimentação geomorfológica foi de fundamental importância para compreender os processos atuais e a hidrossedimentologia do rio Paraguai na borda noroeste do Pantanal. Nesta área, o rio Paraguai apresenta diversos estilos fluviais, caracterizados e discutidos no capítulo 4, base para o trabalho de [Assine & Silva \(2009\)](#). Ao longo do seu perfil longitudinal, as características hidrossedimentológicas do canal sofrem modificações em decorrência das alterações da dinâmica fluvial.

O transporte de sedimentos teve um aumento considerável no mesmo período, mas, a partir do final da década de 1990, foi reduzido a valores inferiores aos registrados na década de 1960. Contudo, a manutenção de elevado período de conectividade até os dias atuais faz com que o aporte de sedimentos no megaleque do Paraguai tenha continuado alto.

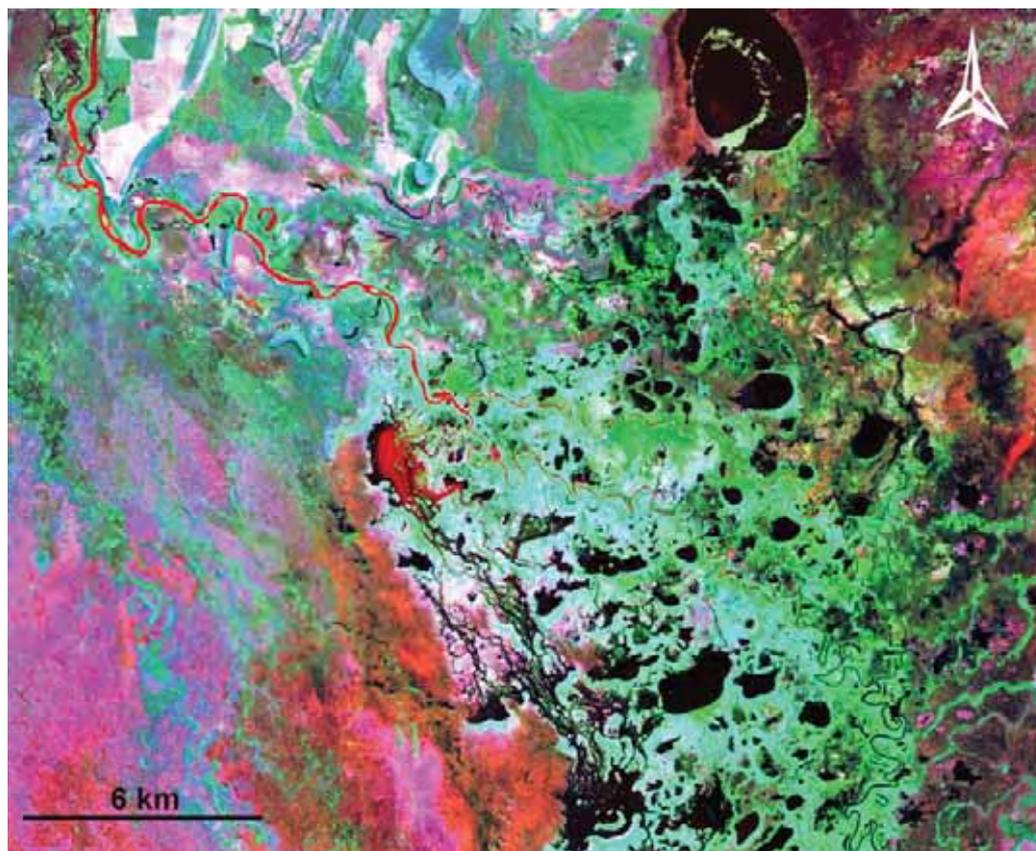
Essa conectividade ocorre a partir da Baía das Éguas, onde os terraços se tornam mais baixos e o canal perde água para planície. Devido a este fator, parte

dos sedimentos transportados pelo rio é depositada na planície onde estão localizados os lobos pré-atual e atual.

O cálculo de potência de corrente indica que os valores obtidos estão em desacordo com a dinâmica exibida pelo rio, uma vez que foi calculada para o intervalo entre Cáceres e Descalvados. Isso pode indicar que cada segmento teve potência de corrente mais elevada, graças aos gradientes dos leitos locais.

O tratamento das informações das cotas com o perfil da seção transversal do canal, utilizando o método de Lambert, mostra boa correlação. As quebras da curva nos perfis podem estar relacionadas a mudanças na morfologia da calha fluvial. Geralmente, a correlação está associada ao aumento da largura do canal, à transferência de água para a planície por rompimentos dos diques e, até mesmo, por transbordamento sobre eles. Com as informações, foi possível definir a vazão de margens plenas de 695 m<sup>3</sup>/s para estação fluviométrica de Cáceres e de 690 m<sup>3</sup>/s para estação Descalvados. A definição do nível de margens plenas é importante porque demarca o limite entre os processos fluviais que moldam o canal e os que constroem a planície de inundação.

Para entender o comportamento hidrossedimentológico do rio, é necessário considerar o sistema como um todo, da planície de meandros confinada em vale inciso, onde o rio Paraguai flui, de norte para sul, como rio alimentador do megaleque, até o lobo distributário atual, caracterizado por desconfinamento da planície, bifurcação dos canais e sedimentação ativa. Na região próxima ao ápice do lobo, em decorrência de o rio apresentar margens baixas e pontos de rompimento dos diques, há grande perda de água para planície modificando toda a dinâmica deste segmento do rio Paraguai. Destaca-se que, na margem direita do rio, poucos quilômetros a montante da ilha da Taiamã, vários pontos de rompimento dos diques marginais estão desviando as águas do rio para planície situada na sua margem direita, onde pântanos são comuns e as águas são drenadas pelos canais anastomosados que compõem o rio Canzi. A continuidade do processo poderá ocasionar avulsão do rio Paraguai, com estabelecimento de seu novo curso na planície periférica do lobo pré-atual onde corre o rio Canzi (Figura 61).



**Figura 61.** Pontos de rompimento de diques marginais a montante da Ilha Taiamã. Parte da água do canal é desviada para planície na margem direita do rio. Sedimentos em suspensão são realçados, o que concede à água tonalidade vermelha (imagem Landsat 7 ETM+, R1G2B3, de 2000. Fonte: Padovani, 2003).

## 7. CONCLUSÃO

O escopo desta tese foi a compreensão da evolução geomorfológica do megaleque fluvial do Paraguai, do Pleistoceno Tardio ao Holoceno, o que passa pelo entendimento dos processos atuantes na evolução deste sistema deposicional moderno. Os objetivos propostos foram satisfatoriamente alcançados e os resultados obtidos compõem os capítulos 4 a 6, organizados para serem convertidos em trabalhos a serem encaminhados para publicação em periódicos científicos, atendendo assim exigência do Programa de Pós-Graduação em Geociência e Meio Ambiente do IGCE / UNESP..

Com a compartimentação geomorfológica da área, foi possível identificar e caracterizar os lobos que formam o megaleque do Paraguai e sua evolução. Também foi caracterizada uma planície fluvial em vale entrincheirado, que apresenta um segmento com padrão de canal meandrante e outro com padrão retilíneo. Esta mudança na sinuosidade pode ser em decorrência de condicionamento tectônico, pois, a partir do rio Jauru, o rio está ajustado à linha de falha, limite oeste da Província Serrana.

O cinturão de meandros que está embutido num vale inciso apresentou idades holocênicas (1 a 3 ka AP) enquanto os terraços revelaram idades pleistocênicas (10 e 70 ka AP). Na superfície dos lobos pré-atual e atual é visível uma rede de paleocanais que evidencia a evolução de lobos a partir do truncamento de canais. Para o sistema deposicional foi proposto o nome de megaleque do Paraguai (ASSINE & SILVA, 2009).

O megaleque do Paraguai constitui num importante sistema deposicional dominado por rio meandrante. As características do megaleque do Paraguai são parcialmente semelhantes às do megaleque do Okavango (Botswana), pois o rio Paraguai, depois de atravessar o vale inciso, adquire padrão distributário, com canais de baixa sinuosidade e meandrantas.

As características hidrossedimentológicas do rio Paraguai variam ao longo do seu perfil longitudinal, em consonância com os compartimentos geomorfológicos identificados. Como o rio adquire padrão distributário ao entrar no Pantanal, a existência de pontos de extravasamentos provoca a perda de água para planície modificando toda a dinâmica hidrossedimentar.

A utilização de produtos de sensores remotos possibilitou a identificação de dois paleoleques localizados na área estudada: 1) Paleoleque do Jauru, localizado

nas proximidades do megaleque do Paraguai; e 2) Paleoleque do Sepotuba, localizado na parte norte da área estudada.

Os resultados mostram que o megaleque do Paraguai possui uma história de evolução marcada por construção e abandono de lobos, incisão e agradação de planícies fluviais. Essa dinâmica fez com que a paisagem fosse modificada ao longo do tempo geológico, desde o Pleistoceno, cuja reconstituição é possível devido à preservação de geoformas deposicionais e de seus depósitos sedimentares. Entender essa dinâmica é importante para planejamento do uso e ocupação da área, para utilização do rio Paraguai, como via de navegação e de escoamento de produtos do agronegócio, e para iniciativas de preservação e/ou conservação dada a fragilidade do sistema às interferências antrópicas.

## Referências

AB'SABER, A. N. O Pantanal Mato-grossense e a teoria dos refúgios. Revista Brasileira de Geografia, especial, 2, 9-57, 1988.

ALHO, C.J.R.; LACHER, T.E.; GONÇALVES, H.C., Environmental degradation in the Pantanal ecosystem. Bioscience, 38: 164-171, 1988.

ALLASIA, D. G.; COLLISCHON, W.; FAILACHE, N.; COLLISCHONN, B.; TUCCI, C.; GERMANO, A. Aplicações e perspectivas do modelo de grandes bacias (MGB) na bacia do Alto Paraguai. In: XXI CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE HIDRÁULICA, São Pedro - SP. Anais do XXI Congresso Latino-Americano de Hidráulica. São Paulo: ABRH-USP, 2004.

ALMEIDA, F.F.M. Geologia do sudoeste Mato-grossense. Boletim do DNPM/DGM, 116: 1-118, 1945.

ALMEIDA, F.F.M. Traços Gerais de Geomorfologia do Centro-Oeste brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Geografia, 18, Rio de Janeiro: Boletim... Rio de Janeiro:[s.e.] v.1, 1959.

ALMEIDA, F.F.M. Geologia do Centro-Oeste mato-grossense. Boletim de Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro, nº215, 137p, 1964.

ALMEIDA, F.F.M. Sistema tectônico marginal do Craton do Guaporé. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, Anais, 4:11-17, 1974.

ALMEIDA, F.F.M.; NOGUEIRA FILHO, J.D.V. Reconhecimento Geológico no Rio Aripuanã. Boletim DGM, nº199, p1-42, 1959.

ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: A estruturação da região de Cuiabá. Revista Brasileira de Geociências, 23(1): 18-30, 1993.

ALVARENGA, C. J. S. Turbiditos e a glaciação do final do proterozóico superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. Revista Brasileira de Geociências, v. 18, p. 323-327, 1988.

ANA/GEF/PNUMA/OEA. Programa de Ações Estratégicas para o Gerenciamento Integrado do Pantanal e Bacia do Alto Paraguai. Relatório Final/Agência Nacional de Águas – ANA. Brasília, 2004.

ANA. Rede hidrometeorológica básica. Brasília, Disponível em: <www.ana.gov.br>. Acesso em: 13 de novembro de 2008, 2008.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. The giant Taquari wet alluvial fan, Pantanal basin, Brazil. In: Abstracts. IAS, 6 International Conference Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town. 16p, 1997.

ASSINE, M.L.; SOARES, P.C.; ANGULO, R.J. Construção e abandono de lobos na evolução do leque do rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. In: Congresso Brasileiro de Geologia do Quaternário, 6, Curitiba, 1997. Resumos Expandidos... Curitiba, ABEQUA, p. 431-433, 1997.

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.; SOARES, P.C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. Quaternary International, 114, 23-34, 2004.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. Geomorphology, 70, 357-371, 2005.

ASSINE, M. L.; SILVA, A. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brasil, Geomorphology. p. 189 -199, 2009.

ASSINE, M. L. The Late Cenozic Pantanal Sedimentary Basin, West-Central Brazil. In The Meeting of the Americas, Foz do Iguassu – Br. Anais... 2010.

BAKER, V. R. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. Geomorphology. p. 1 – 13, 2008.

BEZERRA, M. A. de O.; MOZETO, A. A. Deposição de carbono orgânico na planície de inundação do rio Paraguai durante o Holoceno Médio. Oecologia Brasiliensis, 12 (1): 155 – 171, 2008.

BEZERRA, M. A. O. O uso de Multi-traçadores na Reconstrução do Holoceno no Pantanal Mato-grossense, Corumbá, MS. 1999. Centro de Ciências Biológicas e da Saúde. Universidade Federal de São Carlos, Tese de Doutorado, São Carlos, 214p. 1999.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R.D.; SANTOS, G. F. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: fundamentos geológicos-geográficos, alteração química e física das rochas e relevo cárstico e dômico. Santa Catarina: Ed. da UFSC, 1994.

BOGGIANI, P.C. E COIMBRA, A.M. Quaternary limestones of the Pantanal area, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67: 344-349. 1995.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. Projeto Folha SD 21 – Cuiabá. (Levantamentos dos recursos naturais, 26), 540p., 1982a.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE.21 Cuiabá e parte da Folha SE.20: geologia, geomorfologia, vegetação e uso potencial

da terra. Rio de Janeiro. Projeto Folha SD 21 – Cuiabá. (Levantamentos dos recursos naturais, 27), 448p., 1982b.

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

BRAVO, J. M.B.; ALLASIA, D; COLLISCHONN, W.; VILLANUEVA, A.; TUCCI, C. Estimativa da perda ou ganho lateral dos rios no Pantanal. In: 1 Simpósio de Recursos Hídricos do Sul (AGUASUL) e 1 Simpósio de Águas da AUGM, SANTA MARIA. 1 Simposio de Recursos Hídricos do Sul (AGUASUL) e 1 Simpósio de Águas da AUGM, Anais... v. 1., 2005.

BRIDGE, J. Rivers and Floodplains. Ed. Blackwell Science. 380p, 2003.

BULL, W.B. Geomorphic Responses to Climatic Change. Oxford University. 326p, 1991.

BURT, T. P. The hydrology of headwater catchments. In: Petts, G.; Calow, P. (Ed.) River flows and channel forms: selected extracts from the rivers handbook. Osney Mead: Blackwell Science, cap. 2, p. 6–31, 1996.

CARVALHO, N.O. Hidrologia da Bacia do Alto Paraguai. In: Simpósio Sobre Recursos Naturais e Sócio Econômicos do Pantanal. Anais... Corumbá, MS: EMBRAPA-DDT. 1984.

CARVALHO, N.O. Hidrologia da Bacia do Alto Paraguai. In: Simpósio Sobre Recursos Naturais e Sócio Econômicos do Pantanal, 1984, Corumbá. Anais... Brasília: EMBRAPA-DDT, 1986.

CHOW, V. T. Handbook of applied hydrology. New York: McGraw-Hill Company, 1964.

CLAPPERTON, C. Quaternary Geology and Geomorphology oh Sourth America. Amsterdam, Elsevier. 779p, 1993.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change? Journal of Hydrology, 245(1-4): 218-238. , 2001.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Variabilidade temporal no regime hidrológico da bacia do rio Paraguai. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, Porto Alegre RS, v. 8, n. 1, p. 201-211, 2003.

COLLISCHONN, B.; BRAVO, J. M.; COLLISCHONN, W.; ALLASIA, D.; VILLANUEVA, A.; TUCCI, C. Estimativa preliminar do comprimento do remanso no rio Paraguai a montante de Amolar. In: 1 Simpósio de Recursos Hídricos do Sul (AGUASUL) e 1 Simpósio de Águas da AUGM, SANTA MARIA. 1 Simposio de Recursos Hídricos do Sul (AGUASUL) e 1 Simpósio de Águas da AUGM, Anais... v. 1, 2005.

CUNHA, S. B. Bacias hidrográficas. In: CUNHA, S. B., GUERRA, A. J. T. (Org.) Geomorfologia do Brasil. Rio de Janeiro: Ed. Bertrand do Brasil, p. 229-265, 1998.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org) Geomorfologia: Uma atualização de bases e conceitos. Editora Bertrand do Brasil, p. 211-252, 1996.

DECELLES, P.G. et al., Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. Sedimentology, 38: 567-590, 1991.

DECELLES, P.G.; CAVAZZA, W. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. Geological Society of America Bulletin, 111, 1315–1334, 1999.

DEL'ARCO, J.O. et al. Geologia. In.: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto Radambrasil. Folha SE.21 – Corumbá e parte da folha SE.20. Rio de Janeiro: MME. P.25-160. (Levantamento de Recursos Minerais, 27), 1982.

DENNY, C. S. Fans and pediments. American Journal of Science, 265, 81-105, 1967.

DESTEFANI, E. V. Regime Hidrológico do Rio Ivaí – PR. 2005. Dissertação de Mestrado defendida junto ao Programa de Pós-Graduação em Geografia – Universidade Estadual de Maringá, 95 p., 2005.

DNOS. Estudos Hidrológicos da Bacia do alto Paraguai. Rio de Janeiro: Programa das Nações Unidas para Desenvolvimento, (Relatório Técnico), p. 284, 1974.

ERIKSSON, M. G.; OLLEY, J. M.; KILHAM, D. R.; PIETSCH, T.; WASSON, R. J. Aggradation and incision since the very late Pleistocene in the Naas River, south-eastern Australia. Geomorphology, p. 66 – 88, 2006.

ELETROBRÁS / IPH. Diagnóstico das Condições Sedimentológica dos Principais Rios Brasileiros. Eletrobrás Centrais Elétricas S.A /UFRGS/-IPH 99, 1992.

FERNANDEZ, O. V. Q.; SOUZA FILHO, E. E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas do rio Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, v. 43, Ed. UFPR, p. 161 – 171, 1995.

FIGUEIREDO, A.J. de A.; OLIVATTI, O. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final Integrado. Goiânia: DNPM / CPRM. v.11. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2323). 1974.

GASSE, F.; VAN CAMPO, E. Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. Earth and Planetary Science Letters, 126, pp. 435–456, 1994.

GEDDES, A. The alluvial fan morphology of the Indo-Gangetic Plains. Transactions - Institute of British Geographers 28, 253-267. 1960.

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

HEWARD, A.P. Alluvial fan sequence and megasequence models. In: Miall, A.D. (Ed.), Fluvial Sedimentology. Memoir, vol. 5. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, pp. 669–702. 1978.

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, 13, 43–61, 2001.

INNOCENCIO, N.R. Hidrografia. In: IBGE (Editor), Geografia do Brasil. IBGE, Rio de Janeiro, pp. 73-90. , 1988.

IRIONDO, M.H. Models of deposition of loess and loessoids in the Upper Quaternary of South America. Journal of South American Earth Sciences, 10 (1997), pp. 71–79, 1997.

JUNK, W.J. et al. The comparative biodiversity of seven globally important wetlands: a synthesis. Aquatic Sciences, 68, 400–414, 2006a.

JUNK,W.J. et al., Biodiversity and its conservation in the Pantanal of Mato Grosso, Brazil. Aquatic Sciences, 68, 279–309. 2006b.

KLAMMER, C. Die Paläovüste des Pantanal von Mato Grosso und Die Pleistozäne Klimageschichte der Brasilianischen Randtropen. Zeitschrift für Geomorphologie, 26: 393-416, 1992.

LACERDA FILHO, J. V.; VALENTE, C.R.; BAHIA, R.B.C.; LOPES, R.C.; ROMANINI, S.J.; OLIVEIRA, I.W.B.; OLIVEIRA, C.C.; SACHS, L.L.B.; SILVA, V.A.; BATISTA, I.H. Folha SD.22-Goiás. In: Shobbenhaus, C.; Gonçalves, J.H.; Santos, J.O.S.; Abram, M.B.; Leão Neto, R.; Matos, G.M.M.; Vidotti, R.M.; Ramos, M.A.B.; Jesus, J.D.A. de (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM. Cd-rom. 2004.

LATRUBESSE, E.M.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. Tropical rivers. Geomorphology, 70(3-4): 187-206, 2005.

LAMBERT, R. Pour une approche géographique du temps de retour des averses et de crue. In: COLLOQUE de Vernet: l' Aiguat del 40, Les inondations catastrophiques. Perpignan: Univ. de Perpignan. p. 339-351, 1990.

LEDRU, M.P.; ROUSSEAU, D.D.; CRUZ, J.F.W.; KARMANN, I.; RICCOMINI, C., MARTIN, L.; Paleoclimate changes during the last 100 ka from a record in the Brazilian atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. Quaternary Research, 64, 444–450, 2005.

LEDRU, M.P.; SALGADO-LABOURIAU, M.L.; LORSCHETTER, M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr B.P. Review of Palaeobotany and Palynology, 99:131-142, 1998.

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

LI, Y.; YANG E. J. Tectonic geomorphology in the Hexi Corridor, north-west China. Basin Research 10, 345-352. 1998.

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

LEOPOLD, L. A view of the river. Harvard University Press, Cambridge, 2<sup>a</sup> ed., Massachusetts, p. 289, 1994.

LUZ, J.S.; OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, J.O.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; DOUZA, N.B.; ABREU FILHO, W. Projeto Coxipó. Relatório Final. Goiânia: CPRM. v.1, 136p. (Conv DNPM/CPRM), 1980.

MANGELSDORF, K.; SHEURMANN, M. River morphology – A guide for geoscientists and engineers. Berlin Heidelberg New York: Springer - Verlag –New York. 25p, 1990.

MARTIN, L.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K. Vibrotestemunhador Leve: Construção, Utilização e Potencialidades. Instituto de Geologia, 161 (1-2): 55 – 66, 1995.

MCCARTHY, T. S.; STANISTREET, I. G.; CAIRNCROSS, B. The sedimentary dynamics of active fluvial channels on the Okavango Fan, Botswana. Sedimentology, 38, 471-487, 1991.

MEYER, K.E.B.; MENDONÇA FILHO, J.G.; ASHRAF, A.R.; SOUZA, P.A.; REICHHART, K. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia, 8(1):57-72, 2005.

MEURER, M. Análise dos regimes de cheias dos rios Paraná e Ivinhema, na região de Porto Rico/PR. Geografia, Rio Claro, v. 28, n. 2, p. 185–195, maio/agosto de 2003, 2003.

MOHINDRA, R.; PARKASH, B.; PRASAD, J. Historical geomorphology and pedology of the Gandak megafan, Middle Gangetic Plains, India. Earth Surface Processes and Landforms, 17: 643-662, 1992.

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

NANSON, G.C.; CROOKE, J.C.A. Genetic Classification of Floodplains. Geomorphology, 4. Elsevier S. P. Amsterdam., p. 459-486. 1992.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. Geologia do Brasil. 2 ed. Rio de Janeiro: Serv. de Informação Agrícola. . 813p. (Série Didática, 2), 1943.

PADOVANI, C. R. Mosaico de imagens de satélite do Pantanal no ano 2000 / Carlos Roberto Padovani, Silvia Letícia A. G. Padovani, Monica Flores Brandão – Corumbá: Embrapa Pantanal, 2003.

PCBAP. Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai - Pantanal. Brasília: Diagnóstico do Meio Físico e Biótico. Ministério dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, 1349 pp., 1997.

PETIT, J. R.; JOUZEL, J.; RAYNAUD, D. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, v. 399, p. 429-436, 1999.

POFF, H.L.; ALLAN, D.; BAIN, M. B.; KARR, J. C; PRESTEGAARD, K. L.; RICHTER, B. D.; SPARKS, R. E.; STROMBERG, J.C. The natural flow regime: a paradigm for river conservation and restoration. Bioscience, Washington, v. 47, n. 11, p. 769–784, 1997.

PONCE, M. V. et al. Impacto Hidrológico e Ambiental da Hidrovia Paraná-Paraguai no Pantanal Matogrossense: Um estudo de referencia. San Diego State University, Califórnia, 1995.

RÄSÄNEN, M.; NELLER, R.; SALO, J.; JUNGER, H. Recent and ancient fluvial deposition in the Amazonian foreland basin, Peru. Geology Magazine, 129, 293-306, 1992.

RITTER, J.B., MILLER, J.R., ENZEL, Y., AND WELLS, S.G., Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution. Geology, v. 23, p. 245-248, 1995.

RITTER, J.R.; MILLER, J.R.; HUSEK-WULFORST, J., Environmental controls on alluvial fan evolution in Buena Vista Valley, North Central Nevada. Geomorphology, v. 36, p. 63-87, 2000.

ROCHA, P. C. Dinâmica dos canais fluviais no sistema Rio – Planície Fluvial do Alto rio Paraná, nas proximidades de Porto Rico-PR. 2002. Tese de Doutorado. Pós-Graduação em Ecologia e Ambientes Aquáticos Continentais-UEM. Maringá, p.169, 2002.

ROSS, J. L. S.; SANTOS, L. M. D. Geomorfologia. In: Brasil (ed.) Ministério da Minas e Energia. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RadamBrasil. Folha SD.21. Rio de Janeiro: MME, 26, 193 - 256. 1982.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; Sedimentologia da Aloformação Paranavaí, Bacia Hidrográfica do Alto rio Paraná. Revista Pesquisas em Geociências, 35 (1): 85 – 107, 2008.

SCHUMM, S.A. To Interpret the Earth: Ten Ways to be Wrong. Cambridge University Press, Cambridge. 133 pp, 1991.

SINGH, H.; PARKASH, B.; GOHAIN, K. Facies analysis of the Kosi megafan deposits. Sedimentary Geology, 85, 87-113, 1993.

SHUKLA, U.K., SINGH, I.B., SHARMA, M.; SHARMA, S. A model of alluvial megafan sedimentation: Ganga megafan. Sedimentary Geology, 144: 243-262, 2001.

SILVA, A., Padrões de Canal do Rio Paraguai na Região de Cáceres-MT. 2006. Universidade Estadual de Maringá, Dissertação de Mestrado. Maringá-PR, Brasil, 81 p., 2006.

SILVA, A.; ASSINE, M.L.; ZANI, H.; SOUZA FILHO, E.E.; ARAÚJO, B.C., Compartimentação geomorfológica do rio Paraguai na borda norte do Pantanal Mato-grossense, região de Cáceres - MT. Revista Brasileira de Cartografia, 59(1): 73-81, 2007.

SILVA, A.; SOUZA FILHO, E. E.; CUNHA, S. B. Padrões de canal do rio Paraguai na região de Cáceres (MT) Revista Brasileira de Geociências, v. 38(1): 169-179, 2008.

SILVA NEVES, S. M. A. S.; CASARIN, R.; BRANDÃO, A. M. M. P. O clima na região da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraguai. In: Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica - Os climas e a produção do Espaço no Brasil, Rondonópolis/MT. Anais do VII Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica. Rondonópolis/MT: DGEO-ICHS-CUR-UFMT, v. II, 2006.

SILVA NEVES, S. M. A. da. Modelagem de um banco de dados geográficos do Pantanal de Cáceres-MT: estudo aplicado ao turismo. 2006. Tese de Doutorado. Rio de Janeiro: UFRJ/ Geociências, 2006.

SOARES, P. C.; ASSINE, M. L. Controles Geoambientais Na Dinâmica Do Pantanal. In: Embrapa/UFMS, 3º Simpósio Sobre Recursos Naturais E Sócio-Econômicos Do Pantanal, Corumbá, Resumos, P. 119-120, 2000.

SOARES, P. C.; ASSINE, M. L.; RABELO, L. The Pantanal Basin: recent tectonics, relationships to the Transbrasiliano Lineament. In: Simpósio brasileiro de sensoriamento remoto, 9. 1998, Santos. Anais... São José dos Campos: INPE. p. 459-469. Disponível na biblioteca digital URL: [marte.dpi.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/1999/02.08.10.23/doc/1\\_141o.pdf](http://marte.dpi.inpe.br/col/sid.inpe.br/deise/1999/02.08.10.23/doc/1_141o.pdf). Acesso em: 18 set. 2007, 1998.

SOUZA, C.A. Dinâmica do Corredor Fluvial do rio Paraguai entre a cidade de Cáceres e a Estação Ecológica da Ilha de Taiamã – MT. 2004. Tese de Doutorado UFRJ, 2004.

SOUZA FILHO, E.E. Evaluation of the Upper Paraná River discharge controlled by reservoirs. Brazilian Journal Biology (online), v. 69, n. 2, suppl. (cited 2010-03-21), pp. 707-716, 2009.

SOUZA FILHO, E.E.; STEVAUX, J. C. Geomorphology of the Paraná River Floodplain in the Reach Between the Paranapanema and Ivaí Rivers. In: AGOSTINHO, Angelo A; RODRIGUES, Liliana; GOMES, Luis C; THOMAZ, Sidinei M; MIRANDA, Leandro E. Structure and functioning of the Paraná River and its floodplain: LTER- Site 6 – (PELD – Sitio 6). Maringá: EDUEM, p. 5-12, 2004.

SOUZA FILHO, E. E; STEVAUX, J. C. Geologia e Geomorfologia do complexo rio Baía, Curutuba, Ivinheima.. In Vazoller, A. E. A. M.; Agostinho, A. A; Hahn, N. S. (Org.). A planície de inundação do alto rio Paraná. Maringá: EDUEM, 1997.

SOUZA FILHO, E. E. Aspectos da Geologia e Estratigrafia dos Depósitos Sedimentares do Rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR). 1993. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências/USP. São Paulo-SP, 1993.

STANISTREET, I. G.; MCCARTHY, T. S. The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems. Sedimentary Geology, 85, 115 – 133, 1993.

STEVAUX, J.C.; SOUZA FILHO, E.E.; MARTINS, D.P. Characteristics and dynamics of the Paraná river channel bedform: an approach to study the influences of the Porto Primavera Dam, Sand mining, and channel construction. In: Structure and function of the Paraná river and its floodplain. 15-18p, 2004.

STEVAUX, J.C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. Quaternary International, 72: 73-85, 2000.

STEVAUX, J. C. Upper Paraná River (Brazil) geomorphology and paleoclimatology. Quaternary International, 21: 143-161, 1994.

STEVENS, T.; THOMAS, D.S.G.; ARMITAGE, S.J.; LUNN, H.; LU, H. Reinterpreting climate proxy records from late Quaternary Chinese loess: A detailed OSL investigation. Earth-Science Reviews, 80. 111 – 136, 2007.

TEBBENS, L. A.; VELDKAMP, A.; WESTERHOFF, W.; KROONENBERG, S.B. Fluvial incision and channel downcutting as a response to Late-glacial and Early Holocene climate change: the lower reach of the River Meuse (Maas), the Netherlands. Journal of Quaternary Science, 14, 59-75, 1999.

THOMAZ, M.F.; THORP, M.B. Geomorphic response to rapid climatic and hydrologic change during the late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. Quaternary Science Review, 14(2):193-207, 1995.

TRICART, J. El Pantanal: em ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. Informaciones Geográficas, 29, 81-97, 1982.

TUCCI, C.E.M.; CLARKE, R.T. Environmental issue of La Plata Basin. International Journal of Water Resources Development, 14(2): 157-173, 1998.

TUCCI, C.E.M. Some scientific challenges in the development of South America's water resources. Hydrological Sciences Journal, 45: 937-946, 2001.

TUCCI, C. E. M. Regionalização de vazões. Porto Alegre: Ed. UFRGS, 256 p., 2002.

UFMS. Ações relacionadas à análise da evolução histórica das alterações qualitativas nos sedimentos, avaliação da qualidade da água e transporte de sedimentos em suspensão. Relatório Final. 92 pp, 2003.

WELLS, N.A.; DORR, JR, J. A. A Reconnaissance of Sedimentation on the Rosi Alluvial Fan of Índia. In: Ethridge, F.G; Flores, R.M.; Harvey, M.D. (Ed) Recent Developments in Fluvial Sedimentology. Tulsa, SEPM, p 51-61, 1987.

WWAP. La Plata Basin Case Study: Final Report. World Water Assessment Programme, UN-WATER/WWAP/2007/03. UNESCO. 537 pp, 2007.

YALIN, M.S. Mechanics of Sediment Transport. Oxford, Pergamon, 290 pp, 1972.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A. Redes de Drenagem Distributória e Formas Depositionais no Megaleque do Taquari, Pantanal Mato-Grossense. Uma Análise Baseada no Processamento de Dados SRTM. Revista Brasileira de Geomorfologia. v.10 n° 2, 23-28, 2009.

ZANI, H. Mudanças Morfológicas na Evolução do Megaleque do Taquari: Uma Análise com Base em Dados Orbitais. 2008. Rio Claro, SP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Dissertação de Mestrado. 85p, 2008.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; SILVA, A.; CORRADINI, F. A. Redes de Drenagem Distributória e Formas Depositionais no Megaleque do Taquari, Pantanal Mato-Grossense. Uma Análise Baseada no Processamento de Dados SRTM. In: VII Simpósio Nacional de Geomorfologia e II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia. Anais... Belo Horizonte. Dinâmica e Diversidade de Paisagens, 2008.

ZANI, H.; ASSINE, M. L.; ARAUJO, B. C.; MERINO, E. R.; SILVA, A.; FACINCANI, E. M. Lobos Depositionais na Evolução do Megaleque do rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. In: 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 2006, Campo Grande-MS. 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal. Anais... Campinas-SP: Embrapa Informática, p. 285-292, 2006.