

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

DEBORAH MENDES

GEOCRONOLOGIA DE FORMAS DEPOSICIONAIS E EVOLUÇÃO
DA PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO, QUATERNÁRIO
DA BACIA DO PANTANAL

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

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Rio Claro - SP
2014

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

DEBORAH MENDES

GEOCRONOLOGIA DE FORMAS DEPOSICIONAIS E EVOLUÇÃO
DA PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO, QUATERNÁRIO
DA BACIA DO PANTANAL

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

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Rio Claro - SP
2014

551.303 Mendes, Deborah
M538g Geocronologia de formas deposicionais e evolução da
planície interleques do rio Negro, quaternário da Bacia do
Pantanal / Deborah Mendes. - Rio Claro, 2015
110 f. : il., figs., gráfs., fots.

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

1. Sedimentação e depósitos. 2. Sistemas fluviais
distributários. 3. LOE. 4. Geoformas deposicionais. 5.
Dinâmica sedimentar. I. Título.

DEBORAH MENDES

GEOCRONOLOGIA DE FORMAS DEPOSICIONAIS E EVOLUÇÃO
DA PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO, QUATERNÁRIO
DA BACIA DO PANTANAL

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Mario Luis Assine

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Prof. Dr. André de Oliveira Sawakuchi

Prof. Dr. Fabiano Tomazini da Conceição

Prof. Dr. José Cândido Stevaux

Rio Claro, 15 de dezembro de 2014.

*“Parece um cordão sem ponta, pelo chão desenrolado
Rasgando tudo que encontra, a terra de lado a lado
Estrada de Sul a Norte, eu que passo, penso e peço
Notícias de toda sorte, de dias que eu não alcanço
De noites que eu desconheço, de amor, de vida e de morte
Eu que já corri o mundo cavalgando a terra nua
Tenho o peito mais profundo e a visão maior que a sua
Muita coisa tenho visto nos lugares onde eu passo
Mas cantando agora insisto neste aviso que ora faço
Não existe um só compasso pra contar o que eu assisto”*

*A Estrada e o Violeiro
Sidney Miller*

*"I do not know much about gods; but I think that the river is a strong brown god -
sullen, untamed and intractable (...)"*

*Four Quartets - The Dry Salvages
T. S. Elliot*

AGRADECIMENTOS

Agradecer às pessoas que participaram de um trabalho não é tarefa fácil. Tantas pessoas passam pela nossa vida durante uma pesquisa, muitas vezes pequenos gestos fazem grande diferença.

Contudo, aqui estão os grandes gestos, fundamentais pra que tudo flua, como os rios do Pantanal, que chamaram minha atenção. Em especial o rio Negro, que serpenteia apertadinho entre megaleques e se impõe com a força de suas águas, construindo sua planície.

Ao Mario, um excelente orientador, me lembrando de sempre manter meus pés no chão. Agradeço a sua paciência, parceria, amizade, e, acima de tudo, agradeço a sua confiança.

O apoio da Fazenda Barranco Alto foi essencial pra realização deste trabalho. É o sonho concretizado de um casal, Lucas e Marina, que permite a nós, pesquisadores, termos um lugar acolhedor pra passarmos nossas noites e dias nos árduos trabalhos de campo. Fernando, Paulo, Nilson e Pica-Pau que ajudaram no campo; Ramona, Adriana e Rosa com suas comidinhas deliciosas. Hugo e Carol, nos cuidados pra que tudo funcione bem na fazenda. E ao restante do pessoal, grandes e pequenos, que com sua simpatia tornavam os dias mais leves. Teve, ainda, o S. Khalil, da Fazenda Nova Estância, que, certa vez, nos salvou de passar a noite na MS-170.

Outro ótimo parceiro desta jornada foi o Aguinaldo, com grande disposição pro trabalho, que com os CDs comprados na rodoviária de Aquidauana nos fazia cantarmos todos juntos, nos atoleiros da Boca Quente, nos areais da Nhecolândia.

Trabalhar com pessoas em um grupo de pesquisa fez toda a diferença. Pudemos dividir brabeza, risadas, saberes, cafés na pós. Como foram bons esses tempos de LEQ. Os do início, logo que cheguei estavam de saída, Tito, Sidney. Os que vieram comigo, Renato, Hudson. Em especial Fabiano e Eder, com quem eu mais convivi: tivemos a oportunidade de fazer uma odisséia pela BR-262 e pelos areis pantaneiros.

Tanta areia tinha que ter um fim. E as pessoas do laboratório foram ótimas, a começar pela Milene, que com sua serra circular me ajudou na abertura dos tubos de alumínio e na descrição dos sedimentos. A Jordana nos contagiava com a sua paz de espírito. Com ela, fazer a granulometria a laser no LabSed foi quase um ato meditativo. E porque não dizer o mesmo da sala da luz vermelha, vulgo LEGAL, onde vi as idades dos meus sedimentos com o apoio do André, e abusando da paciência da Luciana e da Thays. Tiveram também os bons papos com o Zular, figura ótima e cheia de idéias, e os socorros do Carlos *Sfincter* Guedes.

Nesse período tive, também, a parceria dos meus colegas de CPRM, incluindo os novatos, Luana, Luís, Isadora e Francisco, que trouxeram novos areis

pra esse velho escritório. Em especial à Lígia, que se tornou uma amiga, ótima ouvinte das atribuições da vida de pesquisadora.

Sem que a CPRM aceitasse meu Projeto de Pesquisa não haveria como terminar esta tese, assim tive liberação para executar trabalhos de campo e viagens a Rio Claro. Teve também o apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), através dos projetos de pesquisa: "Trato de Sistemas Depositionais do Quaternário (Pleistoceno Tardio/Holoceno) da Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste" (processo 07/55987-3) e "Mudanças paleo-hidrológicas, cronologia de eventos e dinâmica sedimentar no quaternário da bacia do Pantanal" (processo 2014/06889-2).

A banca de qualificação, composta pelos professores Paulo C. F. Giannini e André O. Sawakuchi, trouxe contribuições significativas ao trabalho, de forma positiva e construtiva.

Finalmente, meus companheiros de jornada, César, Pedro e Gustavo, são a música que dá o tom pra minha vida.

SUMÁRIO

Sumário	v
Lista de figuras	vii
Lista de tabelas	ix
Resumo	x
Abstract.....	xi
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Motivação da pesquisa	5
1.2. Objetivos.....	6
2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA PESQUISA.....	8
2.1. Bacia Sedimentar do Pantanal	9
2.2. Megaleques fluviais.....	10
2.3. Trato deposicional moderno	11
2.4. Clima atual.....	12
2.5. Área estudada	13
3. MÉTODOS E MEIOS	15
3.1. Caracterização morfológica de geoformas deposicionais	15
3.2. Amostragem de depósitos sedimentares.....	17
3.3. Descrição macroscópica dos testemunhos.....	19
3.4. Análises sedimentológicas.....	20
3.5. Geocronologia por luminescência opticamente estimulada (LOE)	20
4. PADRÕES DE CANAL E ESTILOS FLUVIAIS DO RIO NEGRO NA PLANÍCIE DO PANTANAL.....	23
4.1. Introdução.....	23
4.2. Resultados.....	23
4.3. Discussão dos Resultados.....	29
4.4. Conclusões.....	36
5. SEDIMENTOLOGIA E CRONOLOGIA DE GEOFORMAS DEPOSICIONAIS DA BAIXA NHECOLÂNDIA.....	38
5.1. Introdução.....	38
5.2. Resultados.....	41
5.2.1. Geoformas deposicionais.....	41
5.2.2. Sedimentologia	43
5.2.3. Geocronologia dos depósitos sedimentares	46
5.3. Discussão dos resultados	53
5.4. Conclusões.....	58

6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO.....	62
6.1. Introdução.....	62
6.2. Resultados.....	64
6.2.1. Geoformas deposicionais.....	64
6.2.2. Sedimentologia.....	67
6.2.3. Geocronologia dos depósitos sedimentares.....	74
6.3. Discussão dos resultados.....	77
6.4. Conclusões.....	80
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	82
REFERÊNCIAS.....	86

LISTA DE FIGURAS

1.01. Localização do Pantanal e da área estudada.....	1
1.02. Área estudada.....	6
2.01. Sistemas deposicionais da bacia do Pantanal.....	8
2.02. Mapa geomorfológico.....	14
2.03. Mapa geológico.....	14
3.01. Locais de amostragem nas planícies estudadas.....	18
4.01. Planície do rio Negro no Pantanal.....	24
4.02. Canal meandrante em cinturão entrincheirado.....	25
4.03. Características morfológicas da planície distributária com canais múltiplos.....	27
4.04. Canais múltiplos (<i>anabranching</i>) em planície distributária.....	28
4.05. Canal sinuoso em planície interleques.....	30
4.06. Formas do canal do rio Negro na planície interleques.....	31
4.07. Canais avulsivos em planície pantanosa.....	32
4.08. Canais avulsivos em planície pantanosa distal.....	33
4.09. Área alagada na planície pantanosa.....	34
4.10. Dados de vazão das estações fluviométricas.....	35
5.01. Localização da Nhecolândia no Megaleque do Taquari.....	39
5.02. Morfologia da Baixa Nhecolândia.....	39
5.03. Mapa de pontos na área da fazenda Barranco Alto.....	40
5.04. Geformas características da Baixa Nhecolândia.....	42
5.05 Sedimentos recuperados em testemunhos das salinas.....	44
5.06. Perfis sedimentológicos dos testemunhos das baias.....	44
5.07. Perfis sedimentológicos dos testemunhos de salinas e cordões.....	45
5.06. Sedimentos recuperados em testemunhos dos cordões.....	46
5.09. Perfil sedimentológico da trincheira NE42.....	47
5.10. Perfil sedimentológico da trincheira NE43.....	48
5.11. Fotomicrografia dos sedimentos dos cordões, salinas e baias.....	49
5.12. Parâmetros utilizados na datação dos sedimentos.....	51
5.13. Perfil topográfico de lagoa (NE10) e respectivo cordão (NE11).....	57
5.14. Fotomicrografia da amostra NE10.....	59
6.01. Localização da área estudada na planície interleques do rio Negro.....	63
6.02. Planície interleques do rio Negro.....	65
6.03. Paisagem da baixa Nhecolândia com os pontos analisados.....	66
6.04. Canal do rio Aquidauana.....	67
6.05. Pontos amostrados na planície do rio Negro.....	68
6.06. Histogramas de frequência e fotomicrografia da amostra NE02.....	69
6.07. Perfis sedimentológicos dos testemunhos NE17 e NE18.....	69
6.08. Localização e perfil de amostragem na margem esquerda do rio Negro, ponto NE40.....	70
6.09. Histogramas das amostras do ponto NE40.....	70

6.10. Localização dos pontos amostrados no megaleque do rio Aquidauana	71
6.11. Histogramas de frequência das amostras coletadas no megaleque do Aquidauana	72
6.12. Areias quartzosas e muito pobremente selecionadas do megaleque do Aquidauana	72
6.13. Amostragem no terraço da margem esquerda do rio Negro, ponto NE57	73
6.14. Histogramas de frequência das amostras NE57	74
6.15. Parâmetros utilizados na datação dos sedimentos	75

LISTA DE TABELAS

3.01. Localização dos pontos de amostragem dos depósitos sedimentares.....	19
5.01. Parâmetros utilizados para obtenção das idades dos sedimentos da Nhecolândia.....	52
5.02. Idades LOE de amostras das geoformas deposicionais da Nhecolândia.....	53
5.03. Taxas de sedimentação calculadas para os cordões arenosos.....	54
6.01. Parâmetros utilizados nas datações das amostras.....	76
6.02. Idades LOE das amostras.....	77

RESUMO

A porção sul do Pantanal é representada pelas planícies dos rios Taquari, Negro, Miranda, Taboco e Aquidauana. A dinâmica sedimentar dessa região é condicionada pela interação entre esses sistemas fluviais, sendo a planície do rio Negro, um importante coletor das águas que escoam pelos megaleques do Taquari (baixa Nhecolândia) e Aquidauana. O rio Negro apresenta mudanças significativas de estilo fluvial ao longo do seu percurso. O objetivo desta pesquisa é caracterizar os compartimentos do rio Negro, com ênfase no seu trecho interleques, de modo a estabelecer a relação entre o rio e os megaleques do Taquari e Aquidauana. Para a cronologia foi utilizado o método da luminescência opticamente estimulada (LOE). A compartimentação geomorfológica foi feita com base em imagens de sensores remotos e os sedimentos foram coletados de acordo com as morfologias identificadas, para posterior análise sedimentológica. Suas nascentes se situam no planalto de Maracaju-Campo Grande e, após a entrada na bacia do Pantanal, formam canal meandrante que corre em uma planície entrincheirada em sedimentos de seu antigo megaleque fluvial. Após sofrer deflexão de seu curso para o rumo SW, seu canal sofre bifurcações, dividindo-o em múltiplos canais (*anabranching*) em planície distributária. Após sofrer nova deflexão para o rumo W, forma uma planície localizada entre os megaleques dos rios Taquari e Aquidauana, constituindo nível de base para esses sistemas. A mudança abrupta na largura da planície promove uma alteração significativa no estilo fluvial, pois o canal passa a apresentar múltiplas bifurcações, perdendo água para uma planície larga e frequentemente inundada, cujas águas são coletadas pelos rios Abobral e Miranda. No trecho estudado em maior detalhe, o rio Negro corre para W por cerca de 50 km, formando planície agradacional interleques com baixa declividade e embutida em um vale inciso. Nesta planície, o rio é alimentado, principalmente, por escoamento superficial oriundo das cheias dos leques adjacentes, e também por rios obsequentes que emergem da escarpa de Maracaju-Campo Grande, caracterizando uma planície interleques do tipo mista (*mixed fed interfan*). Na margem direita do rio Negro se localiza a Baixa Nhecolândia, cuja morfologia é resultante da interação entre sistemas fluviais e eólicos, desde o Pleistoceno Superior, como atestado pelas idades obtidas nas lagoas. Os cordões se formaram continuamente durante o Holoceno, mas não há informações sobre o início da sedimentação, apenas que, na transição Pleistoceno/Holoceno a sedimentação já se encontrava ativa. Na margem esquerda, a planície do Aquidauana é composta por sistema de paleocanais distributários, que funcionam como vazantes nas épocas de cheias. A análise dos sedimentos mostrou diferenças notáveis entre as planícies, resultantes dos diferentes processos sedimentares verificados. Mudanças nas condições climáticas e paleo-hidrológicas, entre o final do Pleistoceno e o início do Holoceno, culminando no aumento na descarga fluvial e rebaixamento do nível de base regional, à semelhança do descrito em outras áreas do Pantanal, conseqüentemente, rebaixando o perfil de equilíbrio e incisão da drenagem interleques, que induziu erosão remontante nas drenagens dos megaleques do Taquari e Aquidauana. Em algum momento do Holoceno passou a haver agradação do vale inciso, com formação da planície interleques do rio Negro.

Palavras-chave: planície interleques; LOE; sedimentologia; rio Negro; Bacia do Pantanal

ABSTRACT

The southern portion of the Pantanal Wetlands is composed of the alluvial plains of the Taquari, Negro, Miranda, Taboco and Aquidauana rivers. The sedimentary dynamic of this region is driven by the interaction between these fluvial systems, in which the plain of Negro river is an important collector of the water that flows from the Taquari (Baixa Nhecolândia) and Aquidauana alluvial plains. The course of the Negro River is characterized by important changes in the fluvial style. The purpose of this research was the characterization of the compartments of the Negro River, with emphasis on their interfan stretch, in order to establish the relationship between the river and the megafans of Taquari and Aquidauana. Optically stimulated luminescence (OSL) was used as method to chronology of the sedimentary deposits. The geomorphological subdivision was based on remote sensing imagery, and the sediments were collected in accordance with the identified morphologies for later laboratorial analysis. Its springs are located in the Maracaju-Campo Grande plateau and after the course entering the Pantanal Wetlands, the river forms a plain implanted in sediments deposited by the Negro river ancient megafan. After an important deflection to the SW, the channel undergoes bifurcations, dividing it into anabranching channels in distributary plain. After new deflection to the W direction, it forms a plain located between megafans of Taquari and Aquidauana rivers, constituting its base level. The abrupt change in plain width promotes a significant change in fluvial style, because the channel begins to show multiple bifurcations, losing water to a wide and often flooded plain, whose waters are collected by Abobral and Miranda rivers. In the section studied in greater detail, the Negro river runs to W for about 50 km, forming interfan aggradational plain with low slope and built in a valley section. On this plain, the river is fed mainly by runoff coming from the floods of adjacent fans, and also by obsequent rivers that emerge from the Maracaju-Campo Grande escarpment, featuring a mixed fed interfan. On the right bank of the Negro river is located Baixa Nhecolândia, whose morphology results from the interaction between river and wind systems, from the Upper Pleistocene, as attested by the ages obtained in the ponds. The ridges are continuously formed during the Holocene, but there is no information about the beginning of sedimentation, only that in the transition Pleistocene / Holocene the sedimentation was already active. On the left bank, the Aquidauana plain is composed by a distributary system, which act as streams in flood seasons. The analysis of the sediments showed notable differences between the plains, resulting from the various checked sedimentary processes. Changes in climate and paleo-hydrological conditions, between the late Pleistocene and early Holocene, resulted in an increase in river discharge and lowering of the regional base level, like described in other areas of the Pantanal, resulting in the lowering of the balance profile and incision of interfan drainage, which induced regressive erosion in drainage of Taquari and Aquidauana megafans. Sometime in the Holocene began the valley section aggradation, with formation of Rio Negro interfan plain.

Key-words: interfan plains; LOE; sedimentology; Negro river; Pantanal Basin

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Pantanal é uma das áreas úmidas (*wetlands*) mais importantes do planeta (Por 1995; Hamilton 2002; Fraser e Keddy 2005; Junk *et al.* 2006), conhecida internacionalmente pela rica biodiversidade e pelas suas belas paisagens, ainda intocada na sua maior parte. Está inserida na bacia do Alto Rio Paraguai (BAP), possui a maior parte da sua área no Centro-Oeste do Brasil e áreas menores na Bolívia e no Paraguai (Figura 1.01). No Brasil, ocupa cerca de 138.000 km² com altitudes variando entre 80 m e 190 m, entre os estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul (Silva e Abdon 1998).

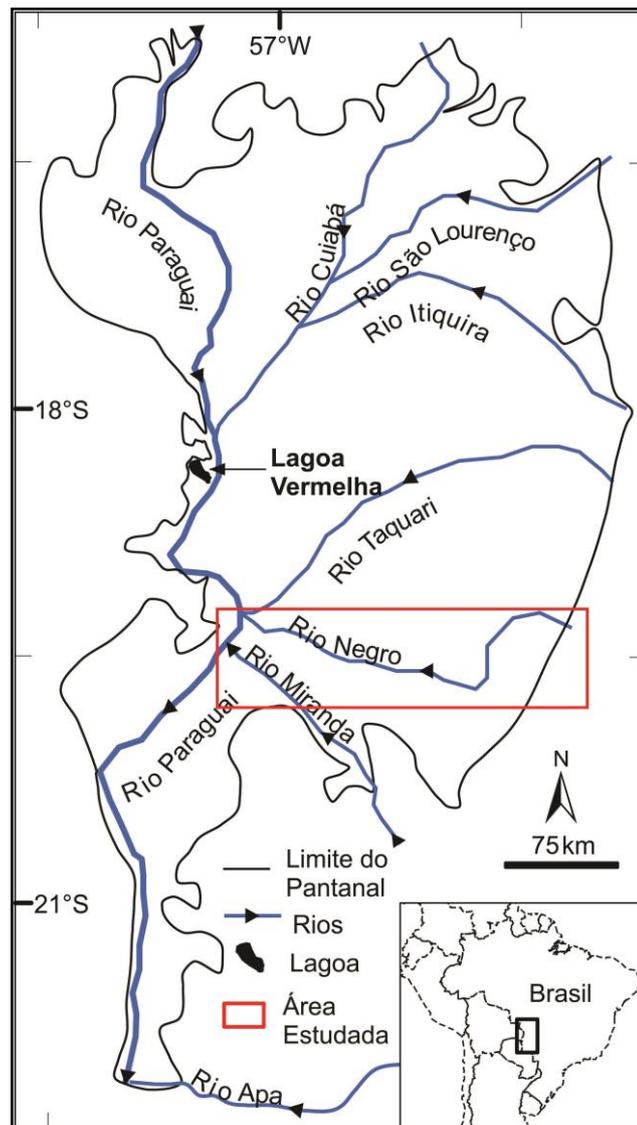


Figura 1.01 – Localização do Pantanal e da área estudada.

É um amplo trato deposicional dominado por sedimentação fluvial, onde o rio Paraguai é o rio-tronco de um trato de sistemas, que coleta as águas de vários leques aluviais marginais (Assine e Soares 2004), tais como os leques dos rios Taquari, Cuiabá, Aquidauana e São Lourenço. É uma bacia sedimentar ativa, em que processos alogênicos foram responsáveis por criar espaços de acomodação, e processos autogênicos inerentes ao funcionamento de sistemas de leques aluviais, caracterizados pela construção e abandono de lobos, preencheram a bacia (Assine e Soares 1997).

Dentre eles, destaca-se o megaleque do rio Taquari como unidade geomorfológica mais evidente (Braun 1977; Tricart 1982; Klammer 1982; Assine e Soares 2004; Zani 2008; Zani *et al.* 2009; Zani e Assine 2011; Zani *et al.* 2012), um sistema deposicional complexo com forma quase circular e diâmetro de aproximadamente 250 km, o que o coloca entre os maiores leques aluviais do mundo. Facilmente reconhecido em imagens de satélite, o Taquari ocupa cerca de 40% da área da planície pantaneira (Assine 2004).

O rio Negro tem suas nascentes no planalto de Maracaju- Campo Grande e é o principal coletor das águas da porção sul da planície do Pantanal, drenando as águas do megaleque do Taquari a norte e dos leques do Taboco e do Aquidauana a sul. Desde sua entrada no Pantanal até sua foz no rio Paraguai, a planície apresenta mudanças significativas e o canal, como reflexo, muda de estilo fluvial ao longo de seu percurso (Mendes e Assine 2010). Sua bacia de captação constitui um grande anfiteatro de erosão entalhado em terrenos devoniano-carboníferos das formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana. Ainda no planalto, após a confluência com o rio do Peixe, o rio deflete para o rumo W e forma uma planície fluvial controlada por lineamentos de direção NW-SE, encaixada em rochas ordoviciano-silurianas do Grupo Rio Ivaí e rochas neoproterozóicas do Grupo Cuiabá e intrusiva associada, o Granito Rio Negro (Mendes *et al.* 2010).

O rio adentra a planície do Pantanal, após atravessar a escarpa do planalto de direção NNE-SSW. O cinturão de meandros encontra-se entrincheirado na superfície deposicional de um antigo sistema distributário, reconhecido e denominado como leque fluvial do Negro por Cordeiro *et al.* (2010). O leque se formou entre os leques de fluxo gravitacional (LDFG) existentes no sopé das escarpas da Serra de Maracaju-Campo Grande, a leste, a borda sudeste do megaleque do Taquari (Assine, 2005) e a sul entre a porção norte do leque do Taboco (Facincani *et al.* 2006). Após este trecho, o rio forma um lobo distributário de direção NE-SW.

O que torna o rio Negro peculiar no trato de sistemas deposicionais do Pantanal é o fato de ele formar uma planície agradacional interleques, entre as coordenadas 56°05' e

56°15' de longitude W e 19°25' e 19°45' de latitude S. O rio Negro constitui o nível de base dos dois sistemas de megaleques a ele associados. O conceito de planície interleques foi proposto por [Sinha e Friend \(1994\)](#) para sistemas fluviais provenientes dos Himalaias, que formam grandes megaleques na bacia do Ganges (Índia). De acordo com os referidos autores, as planícies interleques podem ser alimentadas por águas provenientes do sopé das escarpas de planaltos (*foothill-feds*), da própria planície (*plain-feds*) ou de ambas as fontes (*mixed-fed*). A existência de rios situados entre os leques Pantanal foi relatada pela primeira vez por [Ab'Saber \(1988\)](#), mas não foi ainda objeto de estudos mais detalhados.

A baixa Nhecolândia localiza-se na porção sul do Megaleque do Taquari, possui área de cerca de 8.000 km², e compõe uma das sub-regiões da bacia do Pantanal ([Silva e Abdon 1998](#)). Existe um conjunto local de designações para os principais elementos morfológicos da baixa Nhecolândia (e. g. [Almeida e Lima 1959](#)). De acordo com os autores, as geoformas podem ser definidas como lagoas, que possuem formas diversas e dimensões variáveis, podendo estar alinhadas ou conectadas. As 'baías' são lagoas de água doce que recebem água durante as cheias. Muitas lagoas são salinas, com águas alcalinas, e permanecem isoladas das águas de inundação devido à presença de cordões arenosos, localmente denominados de 'cordilheiras'. Por ocasião das chuvas há escoamento de uma a outra baía através de cursos que chegam a ter vários quilômetros de extensão, denominados de 'vazantes'. Chamam 'corixos' a pequenos cursos perenes, que ligam baías contíguas. Em função dos sais dissolvidos, as numerosas lagoas possuem características físico-químicas muito variadas: as lagoas de águas doce (baías na denominação local) são hipossalinas, as lagoas salobras têm pH entre 8 e 10 e as lagoas salinas possuem pH acima de 10. As características pouco usuais das lagoas salinas foram inicialmente descritas por [Cunha \(1943\)](#) que mostra resultados de salinidade expressiva.

Boa parte dos trabalhos que enfocam a origem das lagoas e cordões arenosos associam processos eólicos ocorridos na última fase árida, no final do Pleistoceno ([Assine 2010](#); [Furquim et al. 2010](#)), à exceção de [Cunha \(1980\)](#) e [Ab'Saber \(1988\)](#), que consideram a origem das lagoas relacionada a antigos canais entrelaçados e as cordilheiras remanescentes de diques marginais, reforçando as ideias de [Wilhelmy \(1958\)](#), que reconheceu tipos de lagos formados por barragem fluvial.

[Almeida \(1945\)](#) relatou a existência de paleodunas eólicas no Pantanal. [Almeida e Lima \(1959\)](#) sugeriram que processos de deflação eólica contribuíram para a gênese das lagoas da baixa Nhecolândia, hipótese apoiada por [Valverde \(1972\)](#), que considerou que as cordilheiras representariam antigas dunas eólicas formadas em condições de clima árido.

Tricart (1982) considerou que as lagoas se originaram em antigas superfícies de deflação e Klammer (1982) interpretou zonas de feições lineares orientadas a NNE-SSW e NNW-SSE, visíveis em imagens de radar, e que as lagoas teriam se formado em áreas interdunas. Diversos autores sugeriram que processos característicos de deposição eólica explicariam a existência de lençóis de areia bimodais, limpas (e.g. Mourão *et al.* 1988; Assine e Soares, 2004). Alguns trabalhos tratam dos elementos morfológicos da baixa Nhecolândia baseados em imagens de sensores remotos (e. g. Hamilton *et al.* 1996; Hamilton 2002; Evans e Costa 2013).

Soares *et al.* (2003) com base na análise de feições geomórficas, características granulométricas e morfoscópicas dos sedimentos concluíram que os depósitos de areias castanhas foram depositados em clima quente e úmido no Pleistoceno e posteriormente retrabalhados no Pleistoceno superior por processos eólicos.

O cerrado é a formação mais representativa da vegetação do Pantanal, e pode ser encontrado nas regiões da baixa Nhecolândia, Aquidauana e Miranda. A distribuição das áreas de campo está associada às áreas alagadas. A transição entre campo e cerrado é bastante dinâmica, e é determinada pela umidade do solo. Em áreas que permanecem alagadas na maior parte do ano, ocorre a formação de brejos. Nas áreas em que ocorre inundação plurianual ou permanente, há formação de ilhas flutuantes, denominadas baceiros (Silva *et al.* 2000).

Ao contrário dos depósitos de megaleques, que têm recebido grande atenção, as áreas de interleques são menos entendidas. O intuito deste trabalho é entender as mudanças que o canal do rio Negro sofre ao longo de seu percurso para entender o funcionamento da sua planície no sistema interleques

Trabalhos que relacionem o sistema deposicional e idades de deposição na baixa Nhecolândia ainda são incipientes. O escopo deste trabalho é fazer essa relação pela análise dos sedimentos existentes nos sítios atuais de deposição, procurando distinguir diferentes geoformas, bem como entender as relações entre os sistemas deposicionais atuais e antigos.

Da mesma forma que não há dados cronológicos sobre a baixa Nhecolândia, não há dados sobre o megaleque do Aquidauana, o que aumenta a importância de definir a sucessão temporal dos eventos e dos depósitos sedimentares da planície do rio Negro e das porções distais dos megaleques situados no seu entorno, a fim de estabelecer modelo evolutivo que gerou a atual configuração da planície.

1.1. MOTIVAÇÃO DA PESQUISA

Normalmente, o rio Paraguai coleta águas diretamente dos leques fluviais, mas existem exceções. Nos casos em que dois leques são coalescentes, entre eles se estabelece uma drenagem coletora, caracterizando sistemas fluviais interleques. As drenagens interleques têm tido pouco destaque na literatura, pois são áreas consideradas inativas, com atividade fluvial subjugada pelos leques vizinhos (Sinha e Friend 1994).

Entretanto, de acordo com Jain e Sinha (2003), os rios que drenam essas áreas são caracterizados por rápidos e frequentes movimentos do canal, com grande carga sedimentar e sedimentação rápida na planície de inundação. O mapeamento geomorfológico por imagens de satélites permite a reconstrução dos paleocanais dos diversos rios interleques e indica que esses rios respondem rapidamente aos ajustes tectônicos e/ou sedimentares locais.

Situada na porção sul do Pantanal, a planície do rio Negro é uma planície deposicional confinada, produto de incisão e posterior agradação fluvial, responsável pela formação de um cinturão de meandros (Assine 2010). Os eventos e processos envolvidos na formação desta planície interleques são pouco compreendidos, e servem de motivação para o desenvolvimento desta tese, que teve como meta estabelecer a evolução geomorfológica da planície com base na caracterização e a na geocronologia dos depósitos sedimentares da planície e das porções distais dos megaleques adjacentes.

Para atingir a meta proposta, inicialmente toda a planície do rio Negro foi investigada, buscando-se situar a planície interleques no quadro geomorfológico regional. A região analisada está situada entre as coordenadas 57°00' e 55°00' de longitude W e 19°00' e 20°00' de latitude S (Figura 1.02). Foi então realizada a compartimentação geomorfológica do sistema fluvial coletor da porção sul do Pantanal e a caracterização da planície interleques do rio Negro.

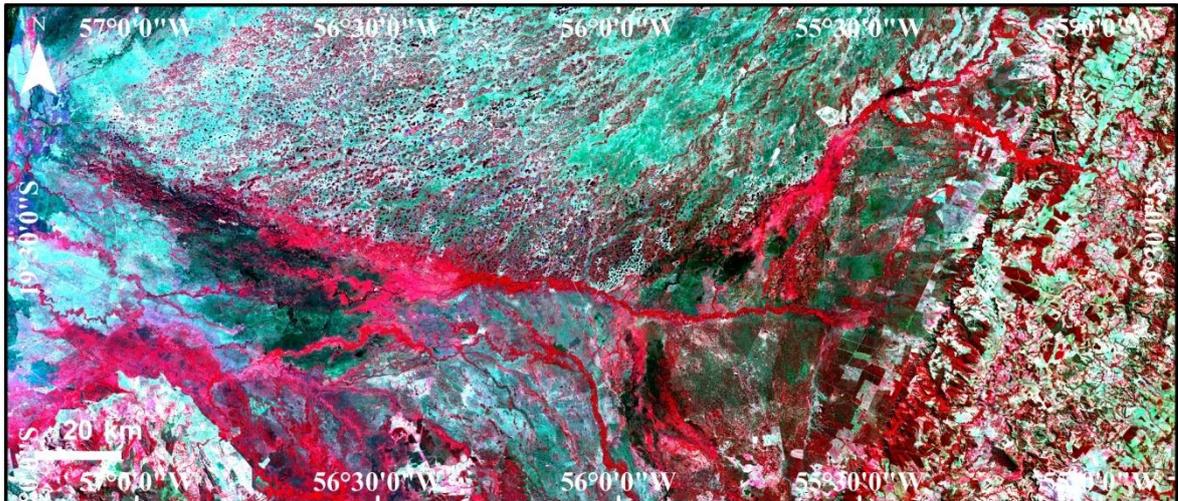


Figura 1.02 – Área estudada (Mosaico de imagens Landsat 7 ETM+ RGB543).

Numa segunda fase de desenvolvimento da pesquisa, foram definidas áreas para estudos detalhados da morfologia das geoformas deposicionais, análise de fácies e datação dos depósitos. A área detalhada localiza-se entre as coordenadas 56°05' e 56°15' de longitude W e 19°30' e 19°40' de latitude S, na porção sudeste da baixa Nhecolândia, próxima à confluência da vazante do Castelo com o rio Negro, cujo acesso se dá a partir de Campo Grande, sentido Corumbá, pela Rodovia BR262. A partir da cidade de Aquidauana, o caminho é feito pela MS170 até a fazenda Barra Mansa, de onde se segue por estrada local até a Fazenda Barranco Alto.

1.2. OBJETIVOS

1. Compartimentar geomorfologicamente a planície do rio Negro no Pantanal, descrever os padrões de canal e caracterizar as mudanças de estilos fluviais;
2. Caracterizar a morfologia e as formas deposicionais da planície interleques do rio Negro, e estabelecer sua relação genética com os megaleques do Taquari (norte) e do Aquidauana (sul);
3. Definir as fácies sedimentares e datar os depósitos das geoformas deposicionais da Baixa Nhecolândia, situada na porção sul do megaleque do Taquari, pelo método da luminescência opticamente estimulada (LOE);

4. Discutir a gênese das lagoas e cordões arenosos da Baixa Nhecolândia, buscando-se avaliar interpretações disponíveis na literatura à luz dos novos dados obtidos neste trabalho;
5. Caracterizar as formas deposicionais da planície interleques do rio Negro e das franjas dos megaleques adjacentes (Taquari e Aquidauana), e definir a sucessão temporal dos depósitos e dos eventos formadores, buscando-se estabelecer modelo evolutivo para explicar a atual configuração da planície.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO DA PESQUISA

O Pantanal está situado em uma bacia sedimentar ativa, cuja subsidência cria espaço para sedimentação e inundações sazonais, dando origem à típica paisagem pantaneira (Assine 2003, 2004). O Paraguai é o rio-tronco do sistema deposicional, drenando as águas coletadas para a planície do Chaco (Paraguai), com a qual o Pantanal tem conexão a SW.

A borda leste do Pantanal é definida por uma escarpa linear de direção NNE-SSW, que separa a planície dos planaltos de Maracaju-Campo Grande e Taquari-Itiquira (Figura 2.01). As escarpas formam frentes de *cuesta* em diferentes patamares topográficos com amplas formas de topo tabular e superfícies pediplanadas (Ross e Santos 1982; Ab'Saber 1988). O limite a norte é dado pelos planaltos de Guimarães e Parecis, a W pelos morros residuais do Urucum-Amolar e a sul pela serra da Bodoquena.

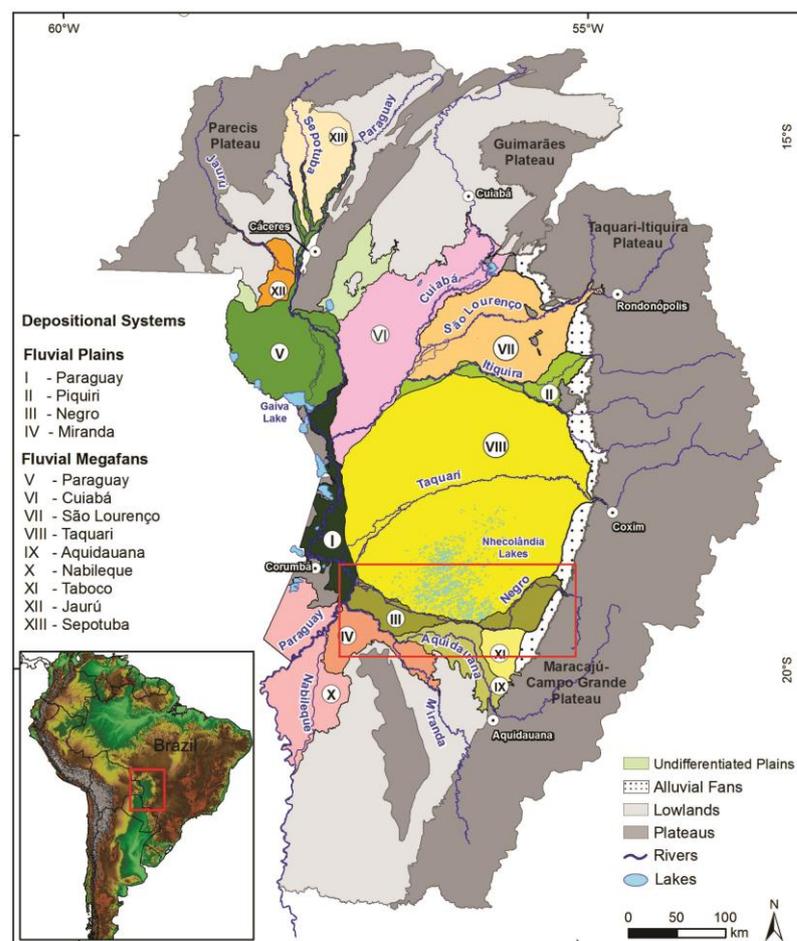


Figura 2.01 – Sistemas deposicionais da Bacia do Pantanal (modificado de Assine 2010) com indicação da área estudada.

2.1. BACIA SEDIMENTAR DO PANTANAL

A bacia do Pantanal é uma depressão tectônica interior originada por movimentos relativos das placas Sul-Americana e de Nazca (Assumpção 1998; Ussami *et al.* 1999). Sua origem, de acordo com Ussami *et al.* (1999), é consequência de eventos geológicos que formaram a cordilheira dos Andes há 2,5 Ma. Está instalada em um sistema de *foreland* no lado leste da cordilheira, que se estende pelo leste da Bolívia, norte da Argentina, Paraguai e SW do Brasil, incluindo as regiões da planície do Chaco, planície Beni e Pantanal (Horton e DeCelles 1997).

A tectônica tem desempenhado papel fundamental no desenvolvimento da paisagem do Pantanal, mudando níveis de base e gradientes topográficos (Assine 2003). Há evidências de atividade sísmica ao longo do Lineamento Transbrasiliano (Soares *et al.* 1998) e na sua borda sul (Gesicki e Riccomini 1998), concentrando sismos de grande intensidade (Assumpção 1998). De acordo com Ussami *et al.* (2000), um sismo de magnitude 6 com mecanismo focal de compressão E-W foi detectado a norte do rio Taquari, coincidente com uma falha registrada no interior da bacia. A geometria assimétrica leva o curso do rio Paraguai a correr na borda W da bacia, de modo que os tributários se concentram na margem esquerda do rio (Assine e Silva 2009).

A área do rio Nabileque tem comportamento menos subsidente, indicando que a espessura dos sedimentos não ultrapassa 100 m. Subsidência diferencial cria espaço de acomodação na planície, de início preenchido pelas águas das cheias, gerando grandes áreas alagadas, para ser progressivamente ocupado pelos sedimentos trazidos pelas águas das enchentes que extravasam os leitos dos rios. Rochas do embasamento afloram na localidade de Fecho dos Morros e processos erosivos tornam-se dominantes na confluência com o rio Apa (Almeida 1945). A manutenção do Pantanal como *wetland* depende, portanto, de continuada subsidência, de forma que o espaço de acomodação gerado esteja em equilíbrio com o volume de sedimentos trazidos pelos rios.

O depocentro da bacia do Pantanal possui forma elíptica alongada na direção norte-sul e eixo maior com aproximadamente 200 km. Foi inferido, a partir de dados sísmicos, que sua espessura máxima tem de cerca de 550 m (Ussami *et al.* 1999). Na década de 1960, a Petrobrás furou 11 poços na bacia, sendo que o mais profundo, com 412,5 m, não atingiu o embasamento (Assine 2003). Postula-se que a sedimentação tenha tido início ainda no Terciário, após o tectonismo que causou o desmantelamento da superfície de aplainamento no

Mioceno (Soares e Landim 1976). Remanescentes dessa paleosuperfície podem ser encontrados entre 500 e 1000 m nos platôs vizinhos.

2.2. MEGALEQUES FLUVIAIS

Megaleques fluviais são formados por rios que deixam áreas topograficamente mais elevadas e entram em bacias, em locais onde ocorre grande variação sazonal. Ao entrar na bacia, esses rios migram lateralmente depositando grandes quantidades de sedimentos. Embora possuam semelhanças com leques aluviais, os megaleques têm área maior, gradiente topográfico mais baixo e predomínio de sedimentos mais finos (dominantemente areias). Além disso, são controlados por processos deposicionais dominados pela dinâmica dos canais fluviais, com frequentes fluxos em lençol em áreas não-confinadas e subordinada ação de processos gravitacionais (e. g. DeCelles e Cavazza 1999; Horton e DeCelles 2001; Leier *et al.* 2005).

Dentre os megaleques, destaca-se o do rio Taquari como unidade geomorfológica mais evidente na bacia (Braun 1977; Tricart 1982; Klammer 1982; Assine e Soares 2004; Zani 2008; Zani *et al.* 2009; Zani e Assine 2011; Zani *et al.* 2012) É um sistema deposicional complexo com forma quase circular e diâmetro de aproximadamente 250 km, o que o coloca entre os maiores leques fluviais do mundo. Facilmente reconhecido em imagens de satélite, o megaleque do Taquari ocupa cerca de 40% da área da planície pantaneira (Assine 2004).

Trabalhos de Soares *et al.* (1996), Assine *et al.* (1997) e Assine e Soares (1997, 1998), entre outros, abordaram a dinâmica sedimentar no megaleque do Taquari, evidenciando o movimento de construção e abandono de lobos. Muitas das feições geomorfológicas atuais são resultado de mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas ocorrem desde o Pleistoceno tardio (Assine e Soares 2004). Diversos trabalhos abordam essas mudanças, discorrem sobre quais seriam os processos formadores, os sistemas deposicionais resultantes e as condições ambientais durante a deposição dos sedimentos (e.g. Assine e Soares 2003; Soares *et al.* 2003; Assine e Soares 2004; Assine 2005a,b; Mendes *et al.* 2009; Assine e Silva 2009; Zani e Assine 2011; Corradini e Assine 2012; McGlue *et al.* 2012).

Na porção sul do megaleque do Taquari, a área conhecida como baixa Nhecolândia caracteriza-se pela presença de centenas de lagoas distribuídas em meio à trama de paleocanais distributários e canais tributários recentes, a maior parte alongada na direção NE. Observam-se drenagens tributárias recentes, manifestadas por canais meandantes, vazantes e

corixos, e que estão superimpostas aos padrões dos lobos antigos, mascarando em parte a paisagem das lagoas, o que poderia evidenciar uma história sedimentar complexa (Assine 2003). A rede de drenagem interna à baixa Nhecolândia relaciona-se com dois rios principais: o Taquari e o Negro.

2.3. TRATO DEPOSICIONAL MODERNO

O rio-tronco do sistema deposicional é o Paraguai, que coleta as águas dos megaleques fluviais. Possui extensão de, aproximadamente, 1690 km na bacia do alto Paraguai, apresentando variações significativas ao longo de seu percurso, especialmente na bacia do Pantanal e áreas vizinhas, e na conformação de sua planície de inundação (Assine e Silva, 2009; Macedo 2013).

O rio Paraguai apresenta padrão distributário em alguns trechos de seu percurso, como na borda norW do Pantanal, no trecho entre Cáceres e a ilha de Taiamã (Assine e Silva 2009; Silva 2010). Ao deixar o lobo deposicional, o rio Paraguai meandra em extensa e larga planície fluvial até a cidade de Corumbá, com inúmeros pequenos lagos, cujos níveis de água flutuam em resposta aos ciclos anuais de inundação. Durante as cheias, as águas extravasam para a planície criando extensa área inundada. Tais cheias afetam o nível das águas de lagos, que são bordejados por relevos montanhosos na margem esquerda do rio Paraguai (McGlue *et al.* 2011).

Macedo *et al.* (2014) estudaram o rio Paraguai entre as confluências dos rios Cuiabá e Miranda, reconhecendo três compartimentos geomorfológicos: planície de inundação, paleocinturão de meandros e cinturão de meandros atual. Na planície de meandros ocorrem paleocanais estreitos com diques marginais, que são obliterados em função do acúmulo de águas das cheias em decorrência da pluviosidade e subida do nível freático, além das inundações dos tributários a leste, principalmente o Taquari. Nos paleocinturões de meandros são observados paleocanais, lagoas e espiras de meandros que truncam formas mais antigas e funcionam como rios temporários ('corixos' na designação local) nos períodos de cheias. O cinturão de meandros atual trunca as formas descritas anteriormente e é composto pelo canal do rio Paraguai, lagos em ferradura, barras em pontal, diques marginais e ilhas. O canal atual possui rumo SSW, com brusca deflexão na confluência com o canal do rio Tamengo, onde passa a correr na direção WNW, controlado tectonicamente. Depois o rio deflete para SW, onde apresenta poucas migrações do canal.

A região do Nabileque está situada na saída do Pantanal, drenando as águas coletadas para a planície do Chaco (Paraguai), com a qual o Pantanal tem conexão a SW. No Nabileque o rio Paraguai corre confinado num cinturão de meandros, mas na superfície dos lobos abandonados existem paleocanais preservados, formando intrincada paleo-rede de drenagem distributária (Kuerten 2010; Kuerten e Assine 2011).

A baixa declividade da planície do rio Paraguai resulta em escoamento lento, e favorece o transbordamento das águas dos canais para a planície com periodicidade anual e a defasagem nos picos de cheia ao longo da planície. No Nabileque, o pico de inundação ocorre tardiamente, entre os meses de maio e julho, defasado cerca de três meses em relação ao leque Paraguai a norte, devido à lenta propagação da onda de cheia na planície do rio Paraguai.

A geomorfologia da planície do Paraguai é responsável, portanto, por diferentes e defasados padrões de inundação. Em outras áreas da planície do Pantanal, padrões de inundação são fortemente controlados pela geomorfologia dos sistemas deposicionais existentes onde a dinâmica hidrossedimentar é controlada por megaleques fluviais (Assine e Soares 2004).

2.4. CLIMA ATUAL

O clima da região, segundo a classificação de Köppen é do tipo Aw, tropical sub-úmido, que se caracteriza por duas estações bem definidas, uma seca, no inverno, e outra chuvosa, no verão. A temperatura média anual é de aproximadamente 25°C e a umidade relativa é, em média, 82% (Marcuzzo *et al.* 2011).

Nos mapas percentuais de distribuição sazonal da precipitação é possível perceber duas estações bem definidas com relação às chuvas na região Centro-Oeste. O verão e o outono concentram 70% do acumulado das chuvas anuais, e o inverno, apenas 5% (Paula 2012). De acordo com Marcuzzo (2013) o ano hidrológico começa em setembro e termina em agosto, sendo que o período úmido vai de setembro até maio e o período seco de junho até agosto.

A Região Centro-Oeste recebe a influência de diversos sistemas atmosféricos de origem tropical e subtropical, sendo que os principais que atuam sobre o clima da região são a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Jatos de Baixos Níveis e a Alta da Bolívia. A interação entre esses diferentes fenômenos, com diferentes escalas temporais e espaciais, resulta em grande variabilidade dos índices pluviométricos. A temperatura na região é fortemente controlada pela posição geográfica e

pela altitude. Áreas de baixa altitude, caso do Pantanal, tendem a ter temperaturas mais altas (Paula 2012).

2.5. ÁREA ESTUDADA

De acordo com Ross e Santos (1982), ocorrem na área as seguintes unidades geomorfológicas: planalto da Bodoquena, planalto de Maracaju Campo-Grande e planícies e pantanais mato-grossenses (Figura 2.03). No planalto, as escarpas da bacia de drenagem são bastante nítidas e unem-se às faixas descontínuas de relevo dissecado, que se avizinham da Depressão do Rio Paraguai. As escarpas formam frentes de *cuesta* em diferentes patamares topográficos (Ab'Saber 1988). No Pantanal do Negro, predominam áreas de acumulação inundáveis que podem ser pouco úmida, úmida e muito úmida, além da existência de planície fluvial e fluviolacustre (Figura 2.02). A leste, onde se juntam os rios Negro e Taboco ocorre alagamento periódico. O setor W compreende área de forte inundação, cujo curso inferior do Negro constitui-se em área mais brejosa durante vários meses do ano (Franco e Pinheiro 1982).

Nos leques fluviais adjacentes dominam áreas de ocorrência da Formação Pantanal, que é constituída por sedimentos aluvionares, depósitos de leques aluviais, de taludes e lateritos ferruginosos, agrupados em três unidades diferenciadas (Godói *et al.* 2001). Tais depósitos se formaram em condições climáticas distintas da atual, possivelmente no Pleistoceno Inferior. Os sedimentos da planície interleques do rio são mapeados como aluviões recentes, dominados por depósitos de granulação mais fina, variando de argila a areia, ocasionalmente com termos mais grossos (Figura 2.03). De acordo com Lacerda Filho *et al.* (2006), a fonte dos sedimentos está localizada nos planaltos situados a leste da bacia, onde ocorrem rochas de idade neoproterozoica, representadas por metamorfitos de baixo-grau do Grupo Cuiabá e rochas intrusivas ácidas, além de rochas de idade paleozoica, representadas pelos grupos Rio Ivaí (Assine 1996), Paraná (Formações Furnas e Ponta Grossa) e Itararé (Formação Aquidauana).

3. MÉTODOS E MEIOS

3.1. CARACTERIZAÇÃO MORFOLÓGICA DE GEOFORMAS DEPOSICIONAIS

Como destacado por Horton (1945), a caracterização das feições morfológicas deve ser a etapa inicial para identificação dos processos responsáveis pela gênese da paisagem como pressuposto básico para reconstituições paleogeográficas e formulação de modelos evolutivos. Para a análise e interpretação de formas deposicionais atuais e antigas foram utilizados dados orbitais (ópticas e radar), processados com os softwares ENVI 4.8 (ITT, 2008) e o ArcGIS 10.1 (ESRI, 2009). O uso das ferramentas de Sistemas de Informações Georreferenciadas (SIG) permitiu a integração das informações obtidas do processamento digital das imagens, possibilitando melhor caracterização das feições morfológicas da área estudada.

Com relação à análise de imagens de satélite, merece destaque o processamento de imagens do sensor ETM+, a bordo do satélite Landsat 7 (obtidas no site <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/> do Instituto de Pesquisas Espaciais – INPE), referentes às seguintes órbita/ponto (datas): 225/073 e 225/074 (01/08/2001), 226/073, 226/074 (08/08/2001) e 227/073 (30/07/2001). As imagens do sensor ETM+ foram georreferenciadas, utilizando como referência o mosaico Geocover, para UTM, Datum WGS84, zona 21S. Após este procedimento, foi elaborado um mosaico, o qual foi realçado por decorrelação para remover a correlação entre as bandas e aumentar a variância da composição colorida (7R4G3B) (Mather 2004).

Dados de radar SRTM foram utilizados para construção de modelos digitais de elevação. A missão SRTM foi um projeto cooperativo entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) do Departamento de Defesa dos Estados Unidos, o Centro Aeroespacial Alemão (*Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt – DLR*) e a Agência Espacial Italiana (*Agenzia Spaziale Italiana – ASI*). As imagens foram obtidas no site <http://srtm.csi.cgiar.org/> do *Consultative Group for International Agriculture Research - Consortium for Spatial Information*, CGIAR-CSI, na sua 4ª versão. O objetivo da missão foi adquirir um modelo digital de elevação entre 60° de latitude norte e 56° de latitude sul, totalizando aproximadamente 80% da superfície da Terra (Farr e Kobrick, 2000). O SRTM emprega dois radares de abertura sintética, um sistema

banda C (C-RADAR=5,6 cm) e um sistema banda X (X-RADAR=3,1 cm). A NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL) foi responsável pelo C-RADAR (Farr *et al.*, 2007).

Em termos quantitativos, os produtos cartográficos derivados dos dados SRTM foram amostrados num grid de 1 x 1 arco-segundo (aproximadamente 30 x 30 m), com erro vertical linear absoluto menor que 16 m, erro vertical linear relativo menor que 10 m, erro circular de geolocalização absoluto menor que 20 m e erro circular relativo de geolocalização menor que 15 m (Farr *et al.*, 2007). Entretanto, os modelos em banda C com 3 x 3 arco-segundo (aproximadamente 90 x 90 m) são os que se encontram disponíveis para o continente Sul americano. Desta forma, as imagens foram convertidas para coordenadas UTM e seus pixels interpolados de 90 para 30 m, com reamostragem por convolução cúbica. Também é possível obter dados refinados para 30m do SRTM para todo o território brasileiro no site do projeto TOPODATA (<http://www.dsr.inpe.br/topodata>).

A técnica do relevo sombreado (*shaded relief*) foi aplicada ao modelo digital de elevação (MDE) refinado. A imagem obtida possibilita melhor visualização das diferenças de relevo em uma dada região. Ela é gerada a partir de grade retangular sobre a qual é aplicado um modelo de iluminação que determina a intensidade de luz refletida em um ponto da superfície, considerando uma fonte de luz artificial. De acordo com Crepani e Medeiros (2004), a escolha dos valores do ângulo azimutal e do ângulo de elevação da fonte luminosa é feita pelo intérprete a partir da análise qualitativa da imagem resultante da aplicação desses parâmetros. Esses valores podem variar em função das características topográficas e da orientação das estruturas geológicas da área observada. Os valores de azimute 35° e elevação 45° geraram as melhores imagens para interpretação da área estudada. As imagens geradas a partir desses parâmetros são apresentadas em tonalidades de cinza, sendo que as áreas de relevo mais acentuado, iluminadas e sombreadas aparecem, respectivamente, em tonalidades claras e escuras, enquanto que áreas planas correspondem a tonalidades intermediárias (Crepani e Medeiros, 2004).

Muito útil na análise dos dados orbitais foi a utilização da técnica de fusão de imagens de satélite com dados altimétricos SRTM. Para a fusão das imagens foi utilizada a técnica HSV no software ENVI. HSV é a sigla para *hue*, *saturation* e *value*, que significam, respectivamente, matiz, saturação e brilho. A transformação RGB-HSV separa a informação acromática (valor) e cromática (matiz e saturação) de uma imagem RGB. No método de fusão pela transformação HSV, três bandas espectrais de baixa resolução espacial são transformadas do espaço RGB de cores para o espaço HSV. A componente V é substituída pela imagem

SRTM, então é efetuada a operação inversa, retornando para o espaço RGB. (Schneider *etal.*, 2003).

3.2. AMOSTRAGEM DE DEPÓSITOS SEDIMENTARES

Feições morfológicas deposicionais identificadas foram alvo de investigação direta para caracterização sedimentológica e datação dos sedimentos, tendo sido amostrados pontos na porção distal do megaleque do Taquari (Nhecolândia), na planície do rio Negro e na porção distal do megaleque do Aquidauana (Figura 3.01; Tabela 3.01). O mapa de pontos de cada área está nos respectivos capítulos.

Sondagens rasas com o vibrotestemunhador (*vibrocorer*) foram realizadas em área da Nhecolândia, com recuperação de testemunhos de até 2,7 m em tubos de alumínio, tanto em lagoas quanto nos cordões arenosos existentes no seu entorno. Com o decorrer da pesquisa decidiu-se descrever e amostrar trincheiras para comparação com os testemunhos e adensamento de amostragem para datação. Esta amostragem teve por objetivo verificar existência de descontinuidades e taxas de sedimentação. Duas trincheiras foram feitas em cordões arenosos, com profundidades de 1,8 m (NE42) e 2,1 m (NE43), onde foram cravados, em intervalos regulares de 0,3 m, tubos opacos de plástico de 30 cm para recuperação de amostras para análises sedimentológicas e datação. Nas bordas das lagoas não houve possibilidade de abertura de trincheiras, uma vez que o lençol freático é bastante raso.

Sondagens com vibrotestemunhador também foram realizadas na planície do rio Negro, com profundidades de até 1,7 m. Tendo em vista as interpretações das imagens, que indicavam contato entre as feições morfológicas da Nhecolândia com as da planície do rio Negro, foram descritos perfis verticais de terraços situados nas margens opostas do rio Negro (NE40 e NE57), com recuperação de três amostras em cada um dos dois perfis, em tubos de PVC opacos de 30 cm.

Na porção distal do megaleque do rio Aquidauana, devido às dificuldades de acesso e amostragem com vibrotestemunhador, foi feita amostragem de formas deposicionais com a utilização de trado manual, tendo sido recuperadas amostras na profundidade de 0,6 m, procurando-se assim recuperar amostras não influenciadas por processos superficiais e ação de organismos.

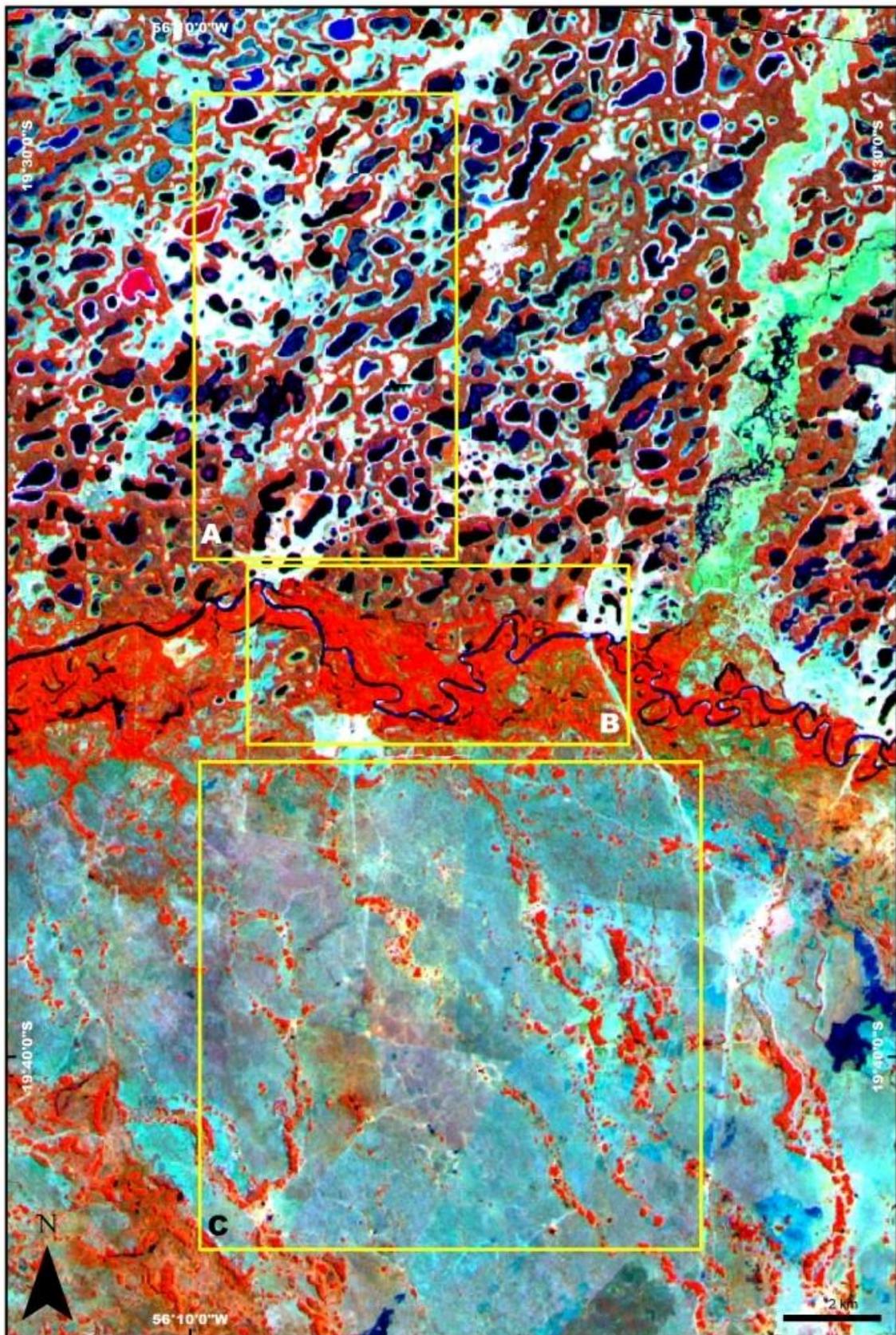


Figura 3.01 – Locais de amostragem nas planícies estudadas. A) Baixa Nhecolândia; B) Planície do rio Negro; C) Megaleque do Aquidauana.

Tabela 3.01 - Localização dos pontos de amostragem de depósitos sedimentares. O *datum* utilizado foi WGS84, zona 21S.

Ponto	Sistema deposicional	UTM N	UTM E
NE02	Planície do rio Negro	7.834.852	589.002
NE03	Planície do rio Negro	7.834.847	588.991
NE05	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.835.887	589.534
NE06	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.836.643	589.795
NE07	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.837.123	589.971
NE08	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.836.802	589.863
NE09	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.837.203	590.062
NE10	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.838.506	591.547
NE11	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.838.672	591.570
NE12	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.844.265	589.063
NE13	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.843.580	588.966
NE14	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.844.326	588.270
NE15	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.844.241	588.299
NE16	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.839.492	590.177
NE17	Planície do rio Negro	7.834.852	588.834
NE18	Planície do rio Negro	7.834.618	588.775
NE40	Planície do rio Negro	7.833.716	595.067
NE42	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.838.664	591.571
NE43	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.836.298	590.100
NE48	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.833.034	588.583
NE49	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.832.465	588.546
NE50	Megaleque do Aquidauana	7.828.616	589.734
NE51	Megaleque do Aquidauana	7.827.919	589.179
NE52	Megaleque do Aquidauana	7.822.127	588.266
NE53	Megaleque do Aquidauana	7.821.921	587.860
NE54	Megaleque do Aquidauana	7.824.060	590.870
NE55	Megaleque do Aquidauana	7.824.831	591.030
NE56	Megaleque do Aquidauana	7.828.363	590.784
NE57	Megaleque do Taquari / Nhecolândia	7.833.847	595.103

3.3. DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA DOS TESTEMUNHOS

Os testemunhos foram abertos no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LabSed – IGc – USP), com corte longitudinal em duas partes iguais. Para tal procedimento utilizou-se canaleta nas dimensões do testemunho e serra circular Makita 5007N adaptada a uma guia de madeira com a finalidade de orientar o corte para que este ficasse o mais retilíneo possível, após o que os tubos foram cortados em duas partes com auxílio de uma fita de náilon. Os testemunhos foram descritos macroscopicamente em termos de cor, mineralogia, tamanho e forma dos grãos, existência de

estruturas sedimentares, evidências de bioturbação, existência de contatos e padrões de variação textural. Após a documentação fotográfica e descrição, foram coletadas amostras em alíquotas para análises sedimentológicas e geocronológicas.

3.4. ANÁLISES SEDIMENTOLÓGICAS

As amostras para análise granulométrica foram separadas em alíquotas a cada 0,2 m nos testemunhos. Nas amostras das trincheiras, foi utilizada uma alíquota de cada tubo. Os resultados brutos de distribuição em massa foram contabilizados para se obter o percentual de cada classe granulométrica e aquisição dos parâmetros estatísticos da distribuição (diâmetro médio, assimetria e desvio-padrão), calculados pela técnica analítica dos momentos de Pearson. Posteriormente, foram gerados gráficos de dispersão com linhas de tendência para a análise das estatísticas da granulometria.

O equipamento utilizado foi o *Malvern MasterSizer 2000*, que utiliza difração a laser, no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LabSed – IGc – USP). O instrumento possui acessórios para suspensão líquida de partículas de silte e argila (*Hydro*) e para areia seca (*Scirocco*). As medidas abrangem partículas que vão de areia grossa (1 μ m) a colóides (0,12 μ m). Embora as amostras tenham se revelado macroscopicamente predominantemente arenosas, foi utilizado o acessório *Hydro* para avaliar presença de frações silto-argilosas.

A análise granulométrica foi realizada para fornecer dados descritivos mais precisos dos sedimentos recuperados, complementando assim a caracterização dos depósitos das diferentes formas deposicionais e auxiliando na interpretação dos processos físicos envolvidos no transporte dessas partículas e dos ambientes em que ocorreu a sedimentação.

3.5. GEOCROLOGIA POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

Datação por luminescência opticamente estimulada (LOE) é um método geocronológico que se baseia na emissão da luz por minerais comuns, como o quartzo. Esses minerais, expostos às emissões liberadas pelo decaimento radioativo de isótopos presentes no ambiente natural, são capazes de armazenar em sua estrutura cristalina uma pequena porção da energia liberada pela radiação. Essa energia é acumulada continuamente ao longo do tempo de soterramento. Quando expostos a um agente excitante, essa energia é liberada na

forma de luz, chamada luminescência, por isso há a necessidade de coletar as amostras em recipientes opacos (Duller, 2008). Os diferentes minerais emitem sinal de luminescência em diferentes comprimentos de onda, por isso é necessário se obter uma amostra pura de determinado mineral, nesse caso o quartzo, para que não haja contaminação do sinal.

Tendo em vista a natureza do método, a preparação das amostras foi feita em sala iluminada por lâmpadas que emitem luz no comprimento de onda do vermelho para preservar o sinal natural de luminescência. A preparação foi realizada na seguinte sequência de procedimentos: 1) ataque com o peróxido de hidrogênio (H_2O_2) a 29%, para eliminar a matéria orgânica; 2) ataque com ácido clorídrico (HCl) a 3,7%, para eliminar os carbonatos; 3) ataque com ácido fluorídrico (HF) a 40% para eliminar feldspato e corroer a superfície das partículas de quartzo; 4) separação densimétrica de minerais pesados com metatungstato de lítio (LMT) ajustado na densidade 2,85 g/cm^3 ; e 5) separação densimétrica de feldspato com metatungstato de lítio (LMT) ajustado na densidade LMT é 2,62 g/cm^3 .

Parte das amostras dos testemunhos foi separada para medida da concentração dos radionuclídeos de ^{232}Th , ^{238}U e ^{40}K no detector de germânio hiperpuro (HPGe) em blindagem *ultralow background*, no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LEGAL – IGc – USP). A preparação das amostras teve a seguinte sequência de procedimentos: 1) pesagem para obter o peso úmido; 2) secagem em estufa, moagem e nova pesagem para obter o peso seco; 3) embalagem em recipiente plástico de dimensões conhecidas, o qual é vedado e deixado em repouso por 28 dias para estabelecer o equilíbrio entre o Radônio (^{222}Rn) e os elementos de sua cadeia de decaimento; 4) medição da radiação gama natural por 12 h.

A radiação cósmica foi medida pelo modelo de Prescott e Stephan (1982), utilizando dados de latitude, longitude, elevação, profundidade da amostragem e a densidade de cada amostra. Essa medida é feita para saber qual é a contribuição da radiação cósmica para a taxa de dose de radiação.

O protocolo utilizado foi o SAR (*single aliquot regenerative-dose*), no qual a curva de calibração e a medida da luminescência natural são feitas em uma única alíquota, evitando o uso de alíquotas com diferentes variações de sensibilidade LOE e monitorando esta variação administrando uma pequena dose de radiação após cada ciclo de irradiação-aquecimento-iluminação (Murray e Wintle, 2000; Wintle e Murray, 2006; Guedes *et al.*, 2010).

Antes de medir o sinal de luminescência, são feitos alguns testes para avaliar a capacidade da alíquota se comportar como um dosímetro natural. Também para verificar se os parâmetros usados no protocolo SAR estão adequados, por meio dos testes de capacidade de

dose (*dose recovery test*), de variação de sensibilidade (*recycling ratio test*), de presença de feldspato e de recuperação (*recuperation test*) (Guedes *et al.*, 2010). A dose acumulada é determinada pela média das doses acumuladas, sendo que pelo menos 65% das alíquotas devem ser aceitas após passar por todos esses testes.

A leitura do sinal natural de luminescência das alíquotas foi feita no leitor automático *Risoe DA-20 TL/LOE* no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (LEGAL – IGc – USP). A irradiação por fonte β ($^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$) foi feita com LED azul (470 nm). Protocolo utilizado: 1) dose (Di); 2) pré-aquecimento a 200°C por 10 s; 3) medida LOE a 125°C por 40 s (Ri); 4) dose Teste (TDi); 5) pré-aquecimento a 160°C por 10 s; 6) medida LOE a 125°C por 40 s (Ti); 7) cálculo da sensibilidade ao LOE corrigida $L_i=R_i/T_i$; e 8) repetição dos passos 1 a 7.

Conhecida a taxa de energia pela qual o mineral foi irradiado, determina-se o tempo decorrido desde que o mineral foi exposto à luz solar pela última vez. A dose equivalente foi estimada estatisticamente utilizando-se modelo de idade central (*Central Age Model - CAM*) (Galbraith *et al.*, 1999). Com base nestes dados, a idade da sedimentação foi determinada dividindo-se a dose acumulada desde o soterramento do sedimento pela taxa de dose.

Concluídas as análises, foram obtidas datações de um total de 36 amostras pelo método LOE/SAR, sendo 22 amostras de sedimentos da Nhecolândia, 6 da planície do rio Negro e 8 do megaleque do Aquidauana. Estes dados representam significativo volume de informações geocronológicas dos depósitos da porção sul da Bacia do Pantanal, o que contribuiu significativamente para a definição das idades de formação de diferentes formas deposicionais e evolução geológica desde o final do Pleistoceno.

4. PADRÕES DE CANAL E ESTILOS FLUVIAIS DO RIO NEGRO NA PLANÍCIE DO PANTANAL

4.1. INTRODUÇÃO

A bacia do Pantanal é um amplo trato deposicional dominado por sedimentação aluvial, onde o rio Paraguai é o rio-tronco de um trato de sistemas, que coleta as águas de vários leques e planícies aluviais marginais (Assine e Soares 2004). O rio Negro, objeto deste capítulo, é dos principais rios coletores da porção sul da planície pantaneira.

O rio Negro tem sua bacia de captação situada a leste da planície no planalto de Maracaju-Campo Grande, constituindo um grande anfiteatro de erosão entalhado em terrenos paleozoicos das formações Furnas, Ponta Grossa e Aquidauana. Ainda no planalto, após a confluência com o rio do Peixe, o curso do rio Negro muda de direção, formando uma planície fluvial controlada por lineamentos de direção NW-SE. A planície está embutida num vale escavado em rochas ordoviciano-silurianas do Grupo Rio Ivaí, em rochas neoproterozoicas do Grupo Cuiabá e da intrusiva associada, o Granito Rio Negro (Mendes *et al.* 2010).

Desde sua entrada no Pantanal até sua foz no rio Paraguai (entre as coordenadas 57°00'00" W e 19°00'00" S e 55°00'00" W e 20°00'00" S), o rio Negro apresenta mudanças significativas de estilo fluvial até sua foz no rio Paraguai (Mendes e Assine 2010). O objetivo deste capítulo é caracterizar o trato de sistemas deposicionais do rio Negro em função das mudanças ocorridas ao longo de seu percurso na planície do Pantanal.

4.2. RESULTADOS

Quatro diferentes padrões de canal, com geofomas deposicionais características, foram reconhecidos na planície do rio Negro dentro do Pantanal: a) canal meandrante em cinturão entrincheirado; b) canais múltiplos (*anabanching*) em planície distributária; c) canal sinuoso em planície interleques; d) canais elevados avulsivos em planície pantanosa (Figura 4.01).

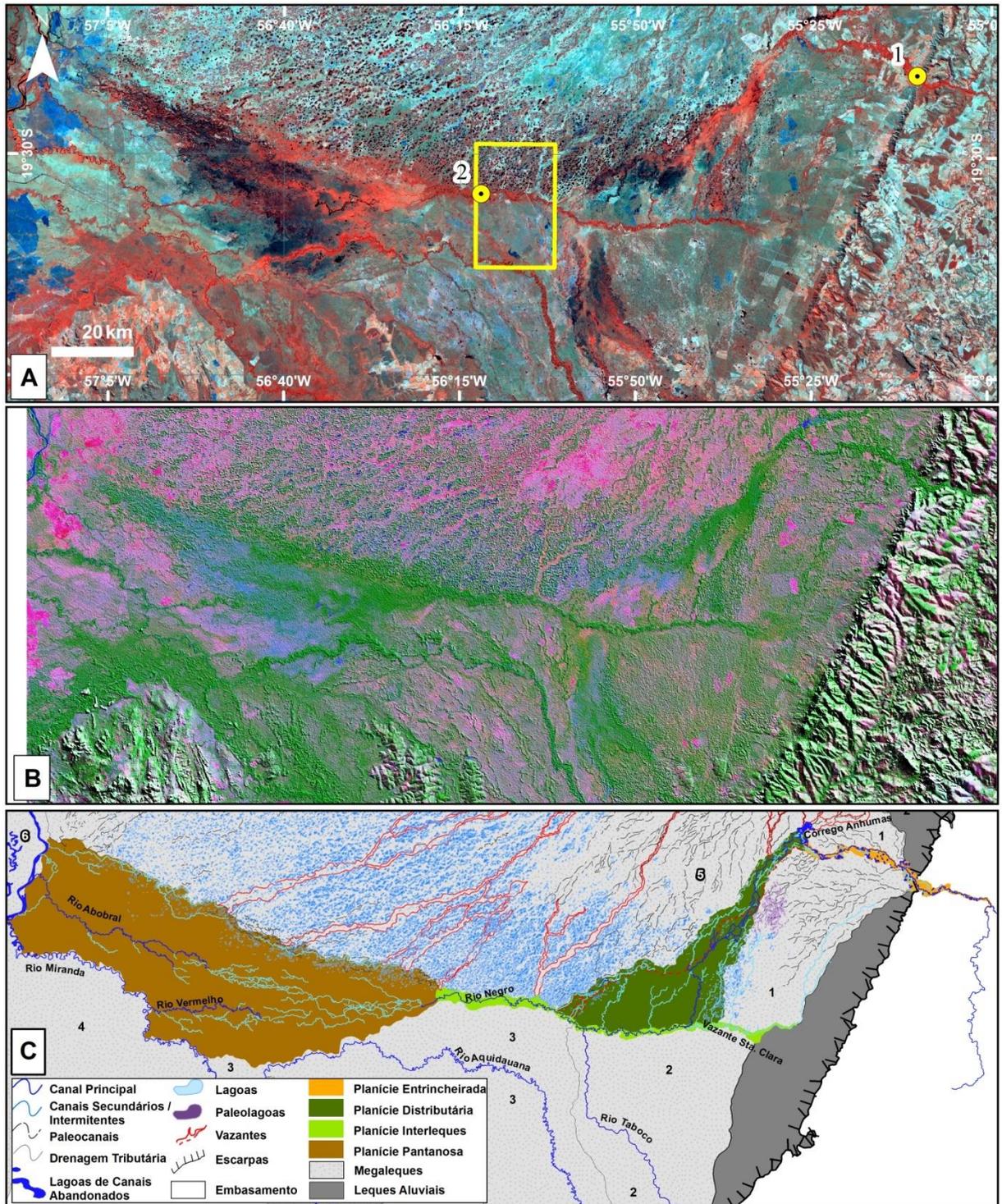


Figura 4.01 – Planície do rio Negro no Pantanal: a) Imagem Landsat 7 ETM+ RGB432; b) Imagem resultante da fusão HSV de dados ETM+ *Landsat 7* (RGB743, de julho/agosto de 2001) com MDE elaborado com dados SRTM (aplicado sombreamento de relevo); c) Sistemas deposicionais e compartimentos geomorfológicos. Os pontos amarelos são as estações fluviométricas analisadas: 1) Perto da Bocaina e 2) Fazenda Rio Negro.

Na entrada do Pantanal, o rio apresenta canal meandrante em vale entrincheirado cuja largura possui entre 1,6 e 2,4 km, condicionado estruturalmente na direção NW-SE, embutido na superfície deposicional de um antigo sistema distributário, reconhecido e denominado como leque fluvial do Negro por [Cordeiro *et al.* \(2010\)](#). O vale é agradacional e o cinturão de meandros é formado por canal estreito (15 a 30 m) e índice de sinuosidade variando entre 1,6 e 2,1, com diques marginais cobertos por mata ciliar e presença de barras em pontal e lagos em ferradura (Figura 4.02).

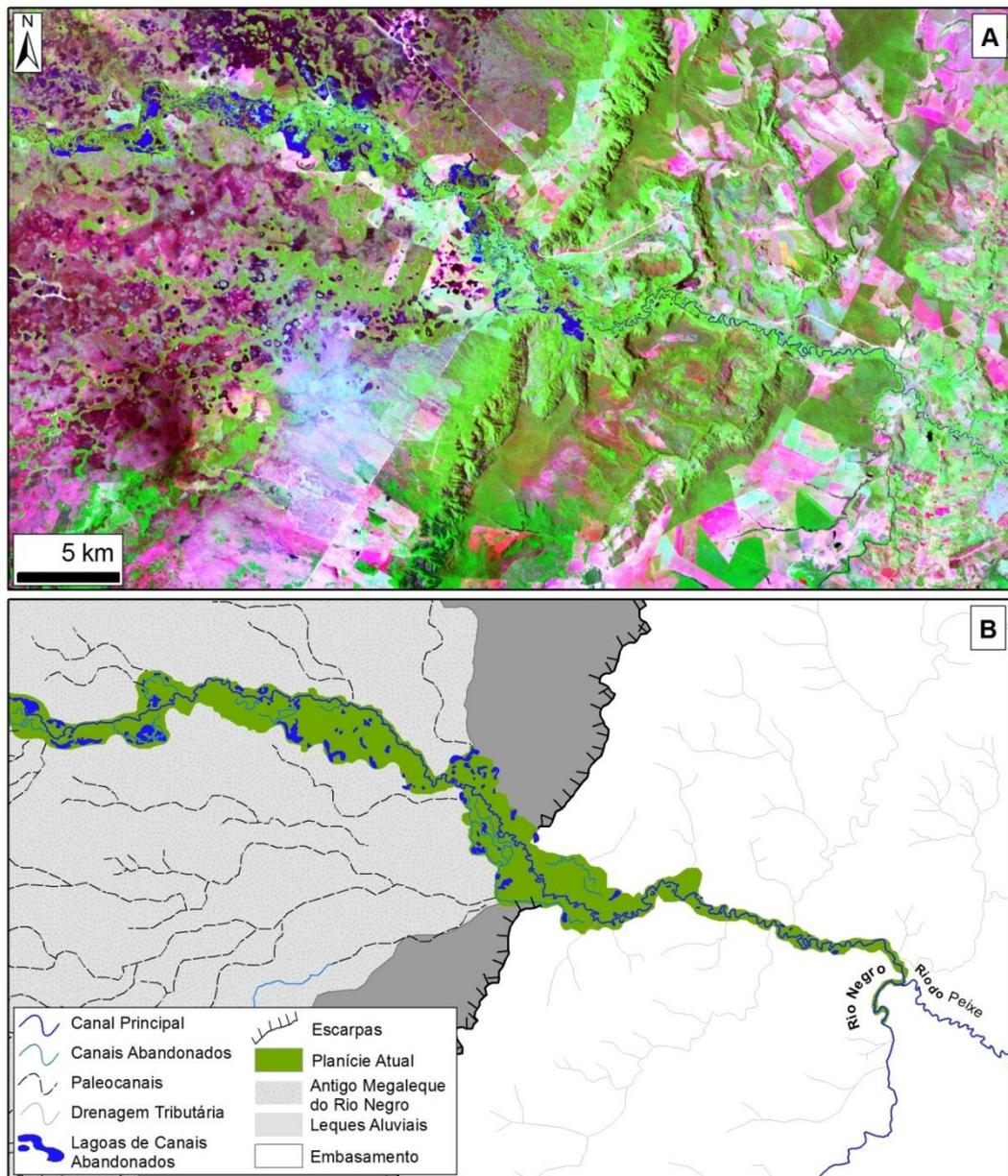


Figura 4.02 – Canal meandrante em cinturão entrincheirado: a) Imagem GeoCover Circa 2000 RGB742; b) Interpretação geomorfológica.

Na confluência com o córrego Anhumas o rio Negro deflete para SW, barrando este córrego e formando um lago a montante deste (Figura 4.03a). Após a confluência o rio passa a ter diversas bifurcações formando canais múltiplos (*anabranching*) em planície distributária (Figura 4.03b). Neste trecho, a planície possui gradiente topográfico baixo (0,29 m/km) e sofre um grande alargamento desde a porção superior (3 km de largura) até a porção mais a jusante (38 km). O canal principal sofre bifurcações que dão origem a diversos canais mais estreitos que se reencontram para jusante. Na planície os processos degradacionais são mais ativos que os agradacionais, visto que o rio Negro está truncando depósitos mais antigos, cuja paisagem é caracterizada por pequenas lagoas circulares que podem ser observadas em ambas as margens da planície (Figura 4.03c). Forma-se, portanto, uma planície distributária que se alarga para jusante (Figura 4.04). A planície encontra-se topograficamente mais baixa que os terrenos ao seu redor, o que condiciona um período mais longo de permanência das águas superficiais.

Ao encontrar a vazante Santa Clara, o rio Negro sofre nova deflexão e passa a fluir rumo W ao deixar a planície distributária. O canal volta a ser único, confinado entre os megaleques do Taquari, ao norte, e do Taboco e do Aquidauana, ao sul (Figura 4.05). Essa planície apresenta característica especial, pois além de drenar as águas do rio Negro provenientes de sua bacia de drenagem no planalto, também recebe as águas de uma série de drenagens periféricas (vazantes, Figuras 4.01 e 4.05), bem como dos sistemas aluviais vizinhos. Tal característica permite classificar a planície como um típico sistema tributário interleques.

O gradiente topográfico da planície interleques é muito baixo (0,16 m/km) e sua largura gradativamente aumenta de 1,5 km para 5,0 km no sentido de jusante. A sinuosidade do canal no início da planície é 1,9, e decresce a jusante, chegando a 1,2 no final do compartimento. Elementos morfológicos como barras em pontal, espiras de meandro e meandros abandonados, muitas vezes com lagos em ferradura, também ocorrem nesse trecho do rio Negro (Figura 4.06). Vale ressaltar que segmentos retilíneos e deflexões de 90° são comuns, evidenciando possível controle estrutural.

A vazante Santa Clara é a continuidade para leste da planície interleques do rio Negro, coletando águas do megaleque do Negro (norte/noroeste) e do leque do Taboco (sul), e drenando também águas provenientes de leques de fluxo gravitacional existentes no sopé das escarpas e de pequenos rios obsequentes que provêm do interior do planalto situado a leste (Figuras 4.01 e 4.05).

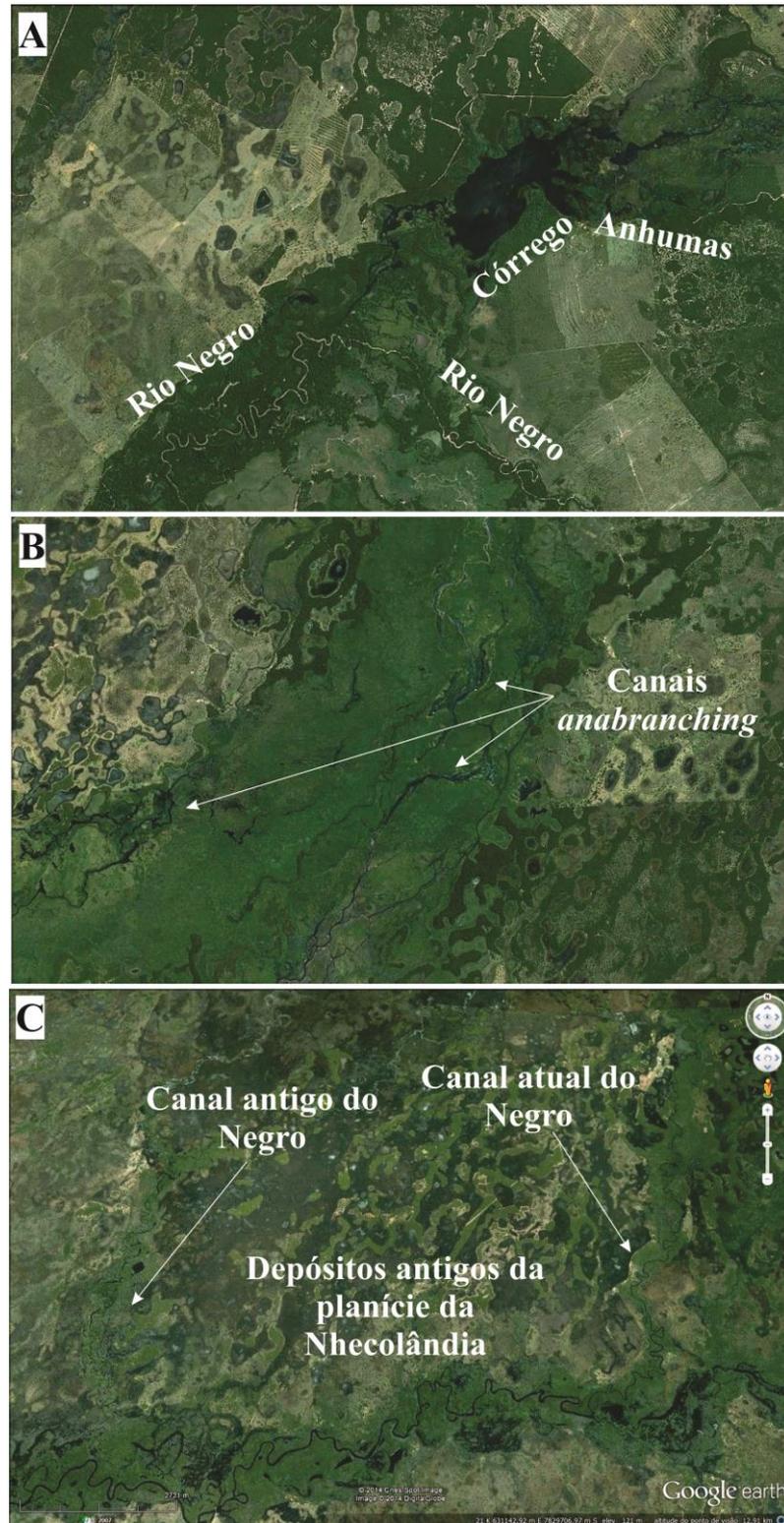


Figura 4.03 – Características morfológicas da planície distributária com canais múltiplos: a) barragem formada pelo cinturão de meandros do Negro, forma um lago no córrego Anhumas; b) padrão multicanal (*anabranching*) do rio Negro; c) a grande mobilidade do canal do Negro fica evidente pela posição dos canais antigo e atual.

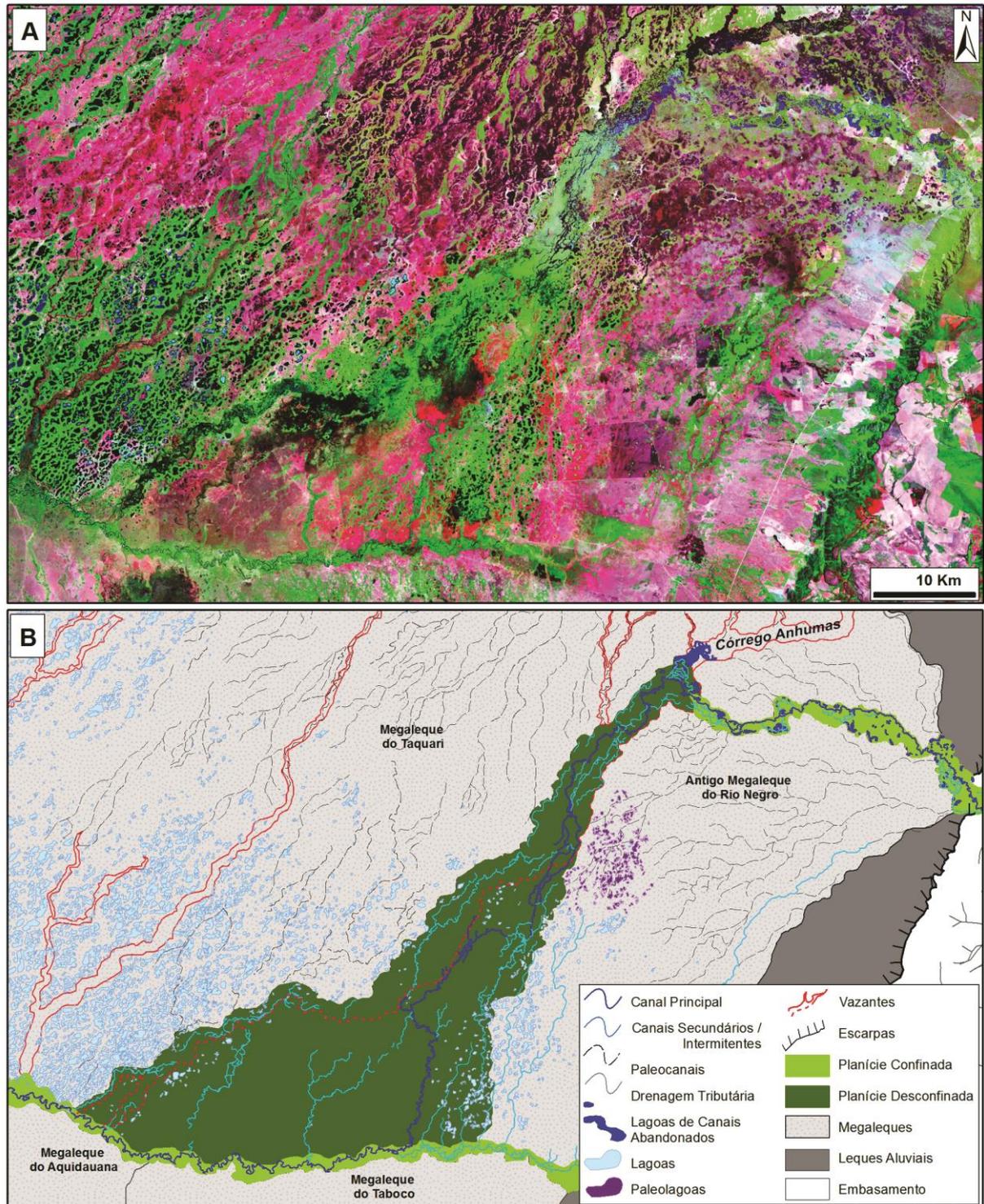


Figura 4.04 – Canais múltiplos (*anabranching*) em planície distributária: A) Imagem GeoCover Circa 2000 RGB742; B) Interpretação geomorfológica.

Após percorrer aproximadamente 50 km na planície interleques, o rio Negro entra numa área topograficamente mais baixa e não confinada (gradiente topográfico de 0,19 m/km), onde o canal sofre bifurcações e adquire padrão distributário. Neste ambiente pouco

comum, com baixa declividade e alagamento constante, que o caracteriza como um pântano, o rio Negro muda constantemente seu curso, construindo cordões de canal com diques marginais mais elevados que a planície, com vegetação ciliar pouco desenvolvida (Figura 4.07). Esta área alagada é de hidrologia complexa, pois para ela fluem também águas das vazantes da Nhecolândia, de lobos abandonados do megaleque do Aquidauana, do próprio canal atual do Aquidauana e do rio Miranda. Inúmeras feições criadas por processos de deposição como, por exemplo, *crevasses splay*, caracterizam a planície (Figura 4.08). Esta área encontra-se frequentemente alagada e com predomínio de macrófitas aquáticas (Figura 4.09), que formam ilhas flutuantes, denominadas baceiros (Pott e Pott 2008).

As águas de inundação são drenadas durante as cheias por fluxo hortoniano para a planície do rio Paraguai, coletor de todo o sistema de drenagem da porção sul do Pantanal. Com o baixar das águas de inundação, o fluxo tende a se concentrar nos canais dos rios Miranda, Vermelho (tributário do rio Miranda), Abobral e Negro (corixo do Negrinho).

4.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A morfologia e o funcionamento de uma planície fluvial não são apenas produto das condições hidrodinâmicas e hidrossedimentares atuais, mas fruto de um processo evolutivo no qual antigas morfologias, mesmo que abandonadas, ainda interferem na dinâmica atual (Macedo *et al.* 2014). Muitas das feições geomorfológicas do Pantanal são reliquias e evidenciam complexa história de mudanças paleoclimáticas e paleogeográficas ocorridas na bacia desde o Pleistoceno tardio (Assine e Soares 2004). A conjugação de formas presentes na planície no rio Negro, atuais e relictas, testemunham mudanças hidrológicas no tempo geológico recente.

O cinturão de meandros formado pelo rio Negro em seu alto curso entalha longitudinalmente a superfície de lobos antigos de um leque fluvial construído pelo rio Negro (Cordeiro *et al.*, 2010), cuja morfologia é característica de leques com ápice na saída do planalto e paleocanais distributários radiais. A superfície do leque encontra-se em degradação (Figuras 4.01 e 4.02), evidenciado por incisão na forma de um vale entrincheirado de direção EW cortando sedimentos aluviais dos lobos.

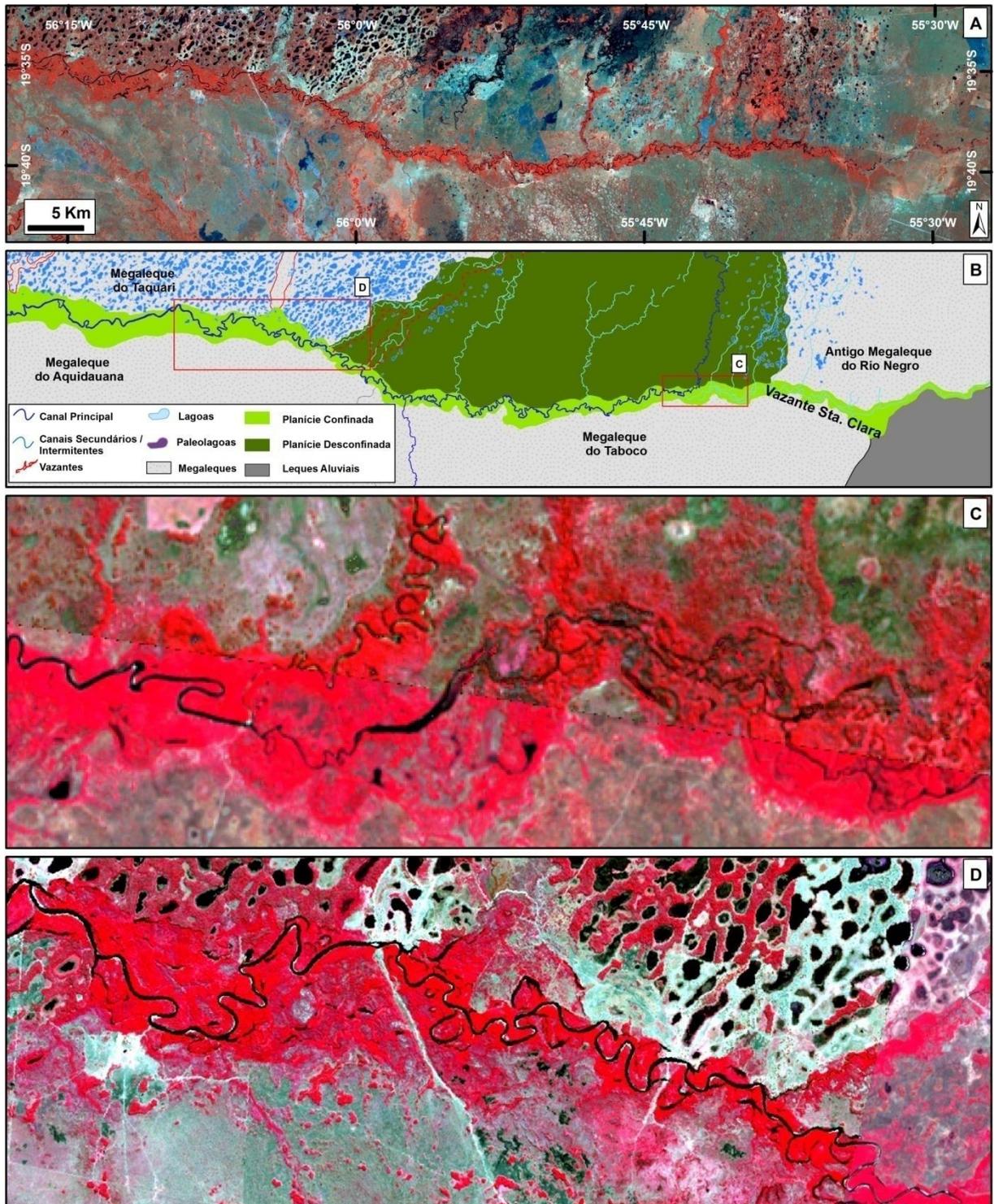


Figura 4.05 – Canal sinuoso em planície interleques. a) Mosaico de imagens Landsat 7 ETM+ RGB453 (Padovani 2000); b) Interpretação geomorfológica; c) A vazante Santa Clara, que constitui continuidade para leste da planície interleques; d) Padrão sinuoso do rio Negro.

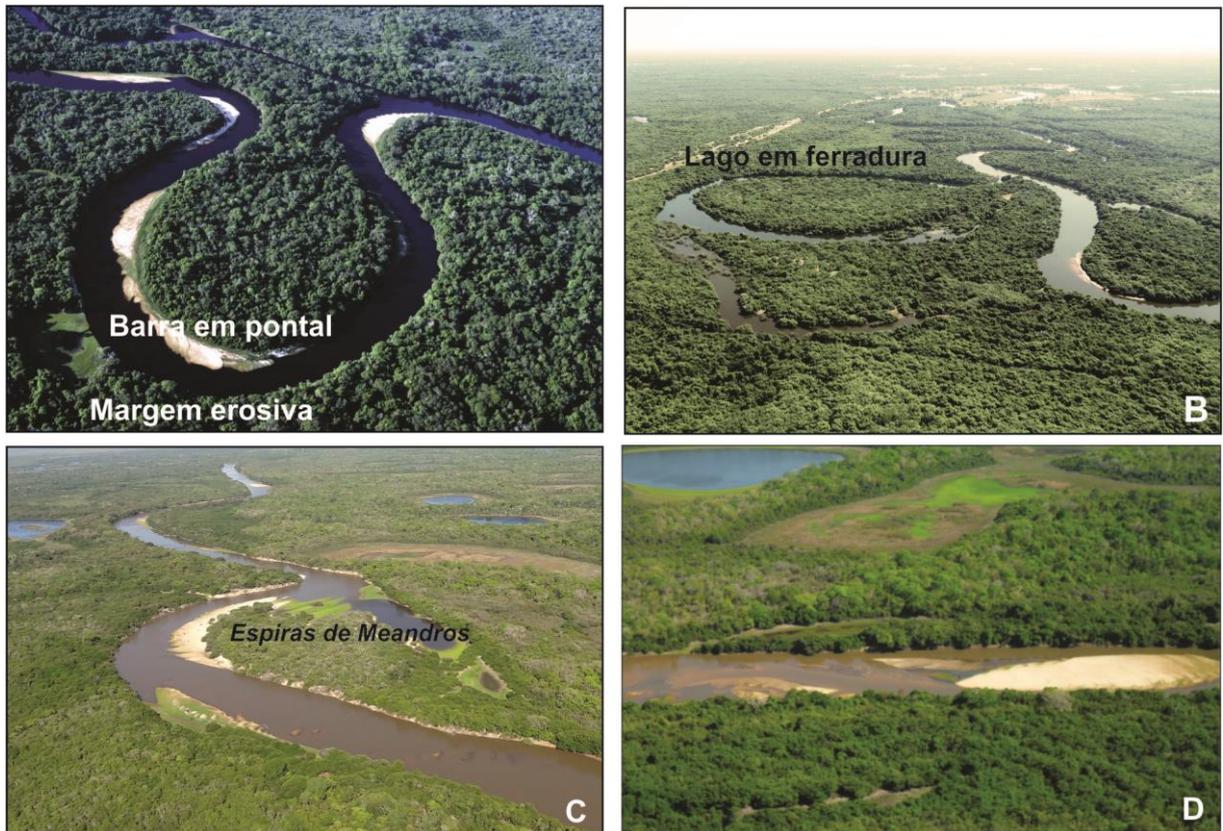


Figura 4.06 – Formas do canal do cinturão de meandros do rio Negro na planície interleques, tais como espiras de meandros, lagos em ferradura e barras em pontal.

O abandono do lobo distributário com ápice na entrada do Pantanal, a mudança de estilo fluvial e a incisão da planície podem estar relacionados ao mesmo evento que originou os vales incisos dos rios Taquari (Assine 2005) e São Lourenço (Corradini e Assine 2011; Assine *et al.* 2014). Tal evento de incisão foi provavelmente governado por mudanças climáticas ocorridas na transição Pleistoceno-Holoceno, logo após o *Younger Dryas*, quando mudanças climáticas ocorreram e o clima se tornou mais úmido no início do Holoceno (Whitney *et al.* 2011; McGlue *et al.* 2012).

A agradação no cinturão de meandros formou uma barragem natural para o fluxo oriundo do córrego Anhumas (Figura 4.03), formando uma grande área alagada antes de sua confluência com o rio Negro. Processo similar ocorre em escala muito maior na bacia Amazônica, onde grandes rios barram rios de menor ordem e criam vales alagados (Latrubesse e Franzinelli 2002; Latrubesse 2012). A área barrada do córrego Anhumas era uma antiga vazante (reconhecida em dados orbitais) que drenava águas provindas do megaleque do Taquari e de leques gravitacionais do leste bacia (Figura 4.01).

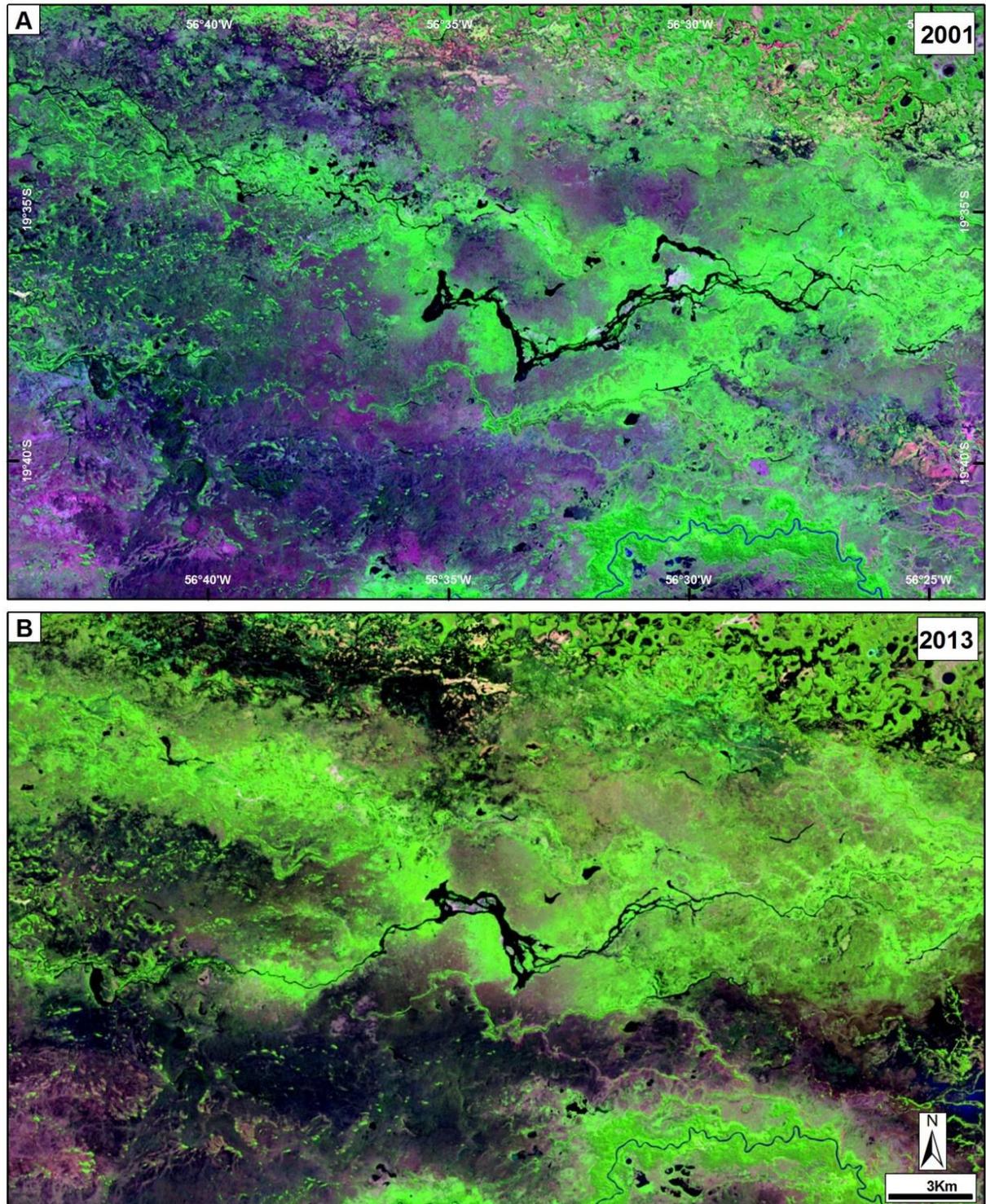


Figura 4.07 – Canais avulsivos em planície pantanosa, onde o rio Negro forma cordões de canal com diques marginais em meio a uma ampla planície frequentemente alagada, com muitos paleocanais que evidenciam mudanças frequentes de curso. As imagens A e B mostram mudança de curso do canal principal do rio Negro devido a fenômeno de avulsão ocorrido entre 2001 (imagem Landsat 7 ETM+ RGB742) e 2013 (imagem Landsat 8 OLI RGB753).

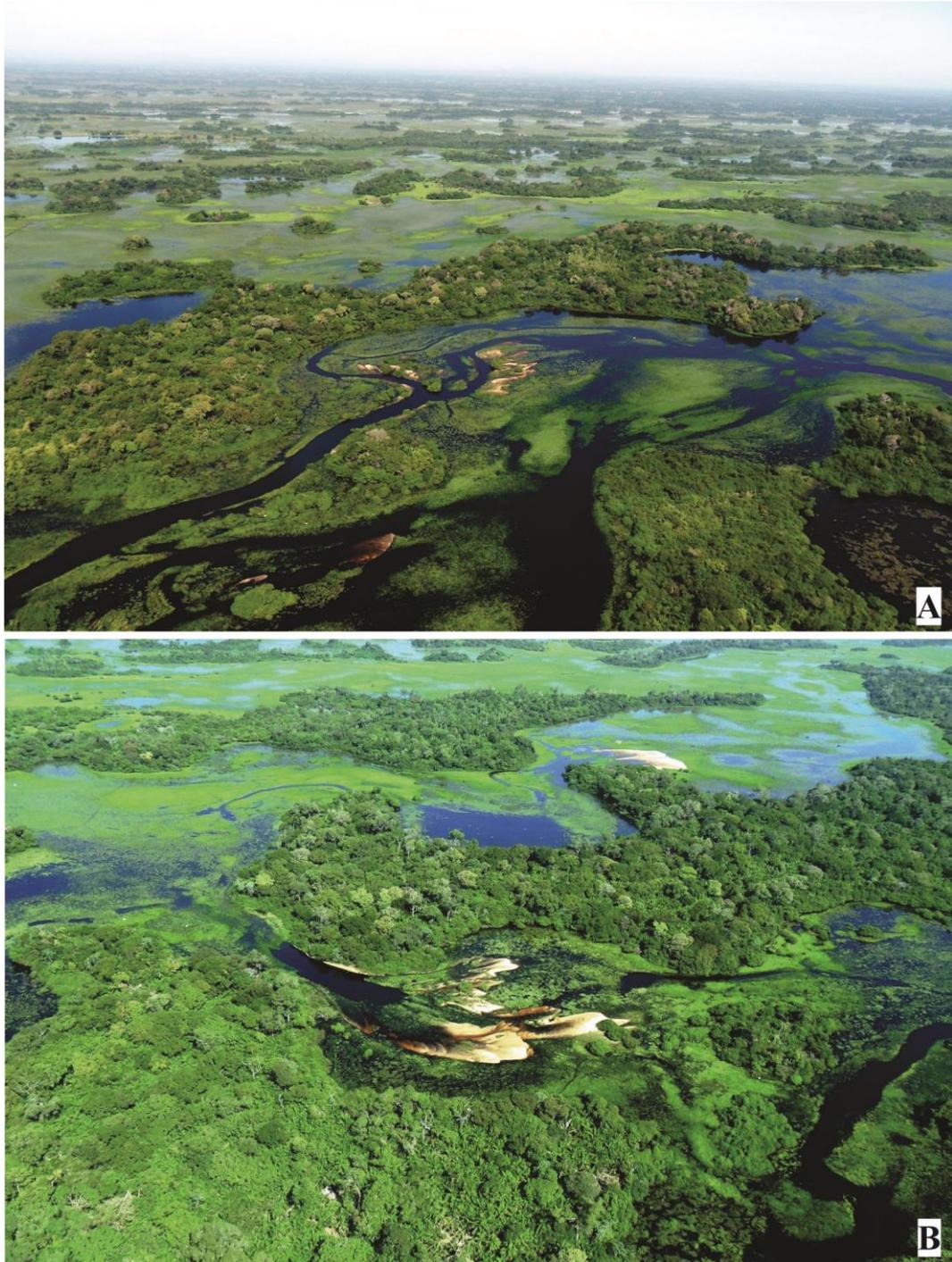


Figura 4.08 – Canais avulsivos do rio Negro na planície pantanosa distal: a) canais múltiplos em planície de inundação alagada, com vegetação flutuante e diques marginais com vegetação arbórea; b) Leque de rompimento (*crevasse splay*) com formação recente de lobo arenoso na planície adjacente a um dos canais principais.



Figura 4.09 – Área alagada na planície pantanosa distal, com ampla cobertura de macrófitas aquáticas (baceiros).

A deflexão do fluxo para SW, coincidente com a confluência do córrego Anhumas, marca o início de um compartimento geomorfológico diferente, que [Cordeiro et al. \(2010\)](#) descrevem como o lobo distributário atual do leque do Negro. Trata-se de uma planície com cerca de 720 km², que se alarga para sul, caracterizada pela presença de intrincada rede de canais distributários, com frequentes confluências formando padrão *anabanching*. Nesta planície há enclaves de áreas com lagoas, que, pela forma e orientação, antes integravam a paisagem da Nhecolândia. A grande mobilidade do canal principal do rio Negro nessa área fica evidente por avulsões frequentes e divisão em pequenos canais distributários que se reencontram resultando num padrão multicanal (*anabanching*) ([Figura 4.03](#)).

Ao encontrar a vazante Santa Clara e mudar de rumo para W, o rio Negro volta a apresentar canal único meandrante, configurando um tipo bastante peculiar de planície confinada. Sistemas desse tipo foram denominados de planícies interleques, tendo sido descritos na planície Indo-Gangética (Índia) por [Sinha e Friend \(1994\)](#); [Sinha \(1995, 1996\)](#). Essas planícies são, normalmente, afetadas por migração de canais por avulsão ou *cut-offs* ([Sinha 1995](#)). Os rios das planícies interleques são caracterizados por rápidos e frequentes movimentos do canal, com grande carga sedimentar e sedimentação rápida na planície de inundação. Tais características e feições são observadas na planície do rio Negro ([Figura 4.05](#)).

Marcas de antigos canais preservados na Vazante Santa Clara indicam que, em algum momento do passado, o rio Negro corria em parte do que é hoje a vazante. Desta forma a planície interleques pode ser estendida para leste, englobando a vazante Santa Clara ([Figura](#)

4.03 e 4.04). Barramento similar ao do córrego Anhumas, mas de maior dimensão ocorre na parte distal da planície distributária, na confluência da Vazante Santa Clara com o rio Negro.

Segundo proposta de Jain e Sinha (2003), as planícies interleques podem ser alimentadas por águas provenientes do sopé das escarpas de planaltos (*foothill-feds*), da própria planície (*plain-feds*) ou de ambas as fontes (*mixed-fed*). Utilizando esta classificação e considerando as características do sistema interleques do Negro, pode-se classificar a planície como do tipo misto (*mixed-fed interfan*), pois recebe águas e sedimentos do planalto, através da vazante Santa Clara, mas também e, principalmente, águas oriundas dos megaleques existentes no seu entorno.

Há, portanto, a formação de um sistema de drenagem tributária, com aumento do fluxo de água e sedimentos para jusante (Figura 4.10), diferentemente da maioria dos sistemas fluviais do Pantanal, que são caracterizados por sistemas de drenagem com canais distributários, no qual os canais perdem grandes volumes de água e sedimentos para a planície do entorno (Assine 2005; Assine *et al.* 2014), formando canal sinuoso em planície interleques. A existência de rios situados entre os leques Pantanal foi relatada pela primeira vez por Ab'Saber (1988).

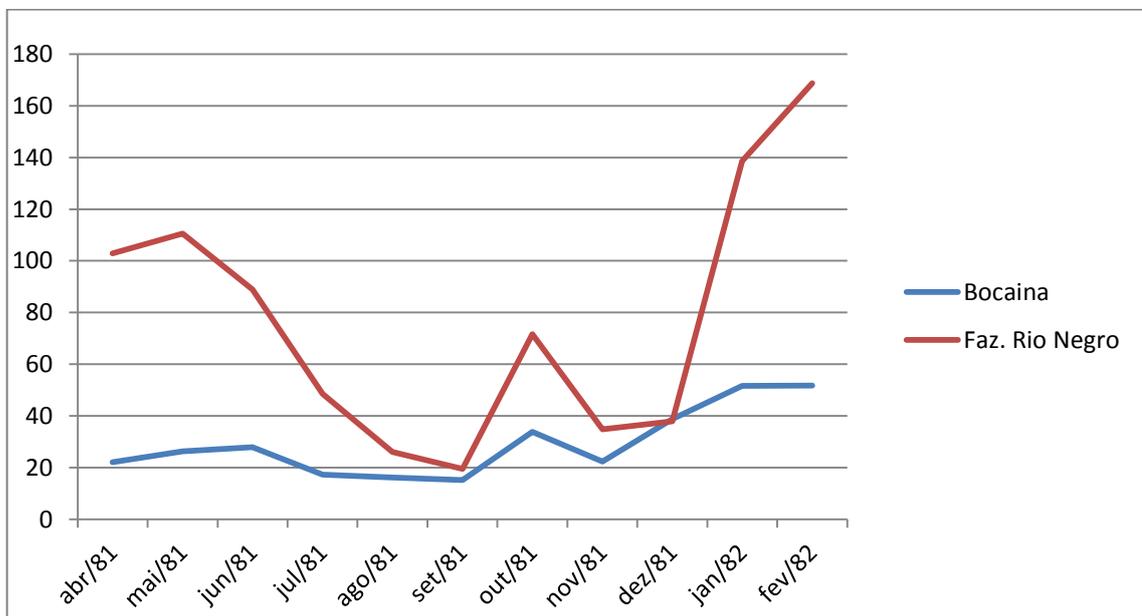


Figura 4.10 – Dados de vazão da estação Perto da Bocaina (situada na saída do planalto) e da estação Fazenda Rio Negro (situada na planície interleques) mostram aumento da vazão para jusante. A estação seca ocorre de abril a outubro, e a estação úmida ocorre de novembro a março (localização das estações na Figura 4.01).

O rio Negro se transforma completamente no seu baixo curso ao adentrar numa planície pantanosa, que constitui compartimento geomorfológico distinto caracterizado como uma bacia de inundação (*flood basin*). Grande volume de água se concentra nessa área durante o ano todo, especialmente durante as cheias. Nesta área, o canal sofre bifurcações e muda de curso frequentemente, com muitos paleocanais ativos durante e após as cheias. A hidrologia é bastante complexa, pois esta bacia de inundação recebe águas das vazantes da Nhecolândia, de lobos abandonados do megaleque do Aquidauana e dos canais atuais dos rios Aquidauana e Miranda. O alagamento constante propicia o crescimento de macrófitas aquáticas (Pott e Pott 2008), os baceiros, que se movem com o fluxo e se fragmentam formando ilhas flutuantes. Também nesta área existem trechos com canais múltiplos (*anabanching*), conforme pode ser visto na Figura 4.07.

Merino (2011) descreveu esse compartimento distal da planície do rio Negro como uma imensa área alagada, formada por grande volume de água que se espalha na planície, principalmente durante as cheias, em decorrência do desconfinamento do canal principal do rio Negro. Bastante visível nas imagens (Figura 4.06) é o processo de agradação promovido pelos cordões de canal formados pelo rio Negro.

Antes da confluência com o Paraguai, destaca-se a presença do corixo do Negrinho, considerado o canal principal do rio Negro em mapas oficiais (IBGE, 1989; ANA, 2011). O Negrinho atravessa área repleta de lagoas que, dadas suas características morfológicas e orientação NE, possivelmente tiveram origem semelhante às da Nhecolândia. Paleocinturões também foram reconhecidos na área, testemunhando complexa evolução pautada por expressivas mudanças paleo-hidrológicas e ambientais (Merino *et al.* 2013). As feições reconhecidas nessa área evidenciam mudanças controladas por processos avulsivos, flutuações da descarga fluvial e no aporte sedimentar, possivelmente associadas a variações do nível de base controlado pela planície do Paraguai.

4.4. CONCLUSÕES

Quatro diferentes padrões de canal, ocupando distintos compartimentos geomorfológicos e com geformas deposicionais características, foram reconhecidos na planície do rio Negro: a) canal único meandrante em cinturão entrincheirado em depósitos aluviais; b) canais múltiplos (*anabanching*) em planície distributária; c) canal sinuoso em planície interleques; d) canais elevados avulsivos em planícies pantanosas numa ampla bacia de inundação.

Ao deixar sua bacia de drenagem no planalto de Maracaju, o rio adentra no primeiro compartimento geomorfológico, um cinturão de meandros que se encontra entrincheirado em sedimentos aluviais mais antigos. Estes sedimentos pertencem a um megaleque formado pelo próprio rio na entrada do Pantanal, com ápice no vale alimentador que atravessa as escarpas do planalto.

Após a confluência com o córrego das Anhumas, situada numa larga vazante, o rio Negro entra sofre deflexão do canal para SW, deixando o cinturão de meandros e entrando numa planície que se alarga para sul. Neste segundo compartimento, o rio muda de padrão é forma intrincada rede de canais distributários, com frequentes avulsões e confluências, delineando padrão rio multicanais (*anabranching*).

A partir da confluência com a vazante Santa Clara, o rio passa a correr para W numa planície confinada entre os megaleques do Taquari (norte) e Aquidauana e Taboco (sul). O canal volta a ser único e sinuoso, com segmentos meandantes, no que é classificada como uma típica planície tributária interleques do tipo mista (*mixed-fed*), já que recebe águas diretamente do planalto e de sistemas distributários adjacentes.

O último e mais complexo compartimento está situado no seu baixo curso, onde o rio adentra uma ampla bacia de inundação (*flood basin*), caracterizada pela presença de áreas de pântanos e de crescimento de macrófitas aquáticas. É uma área de hidrologia complexa, sujeita a inundações frequentes, onde se concentra flui grande volume de água durante o ano todo, especialmente durante as cheias. Nesta área o rio Negro sofre diversas bifurcações, e formam diversas avulsões que mudam constantemente seu curso, havendo também confluências de canais que geram padrões multicanais localizados. A formação de cordões constituídos por canal e diques marginais, e lobos formados por bifurcações, promovem sedimentação de grande parte da carga sedimentar transportada pelo rio Negro.

As mudanças do padrão dos canais e dos estilos fluviais do rio Negro são importantes para compreender a dinâmica hidrológica e sedimentar da porção sul do Pantanal, pois o rio forma uma planície tributária interleques, constituindo o principal coletor das águas provenientes, tanto as provenientes diretamente do planalto quanto aquelas que atingem a planície a partir dos sistemas de leques fluviais adjacentes.

5. SEDIMENTOLOGIA E CRONOLOGIA DE GEOFORMAS DEPOSICIONAIS DA BAIXA NHECOLÂNDIA

5.1. INTRODUÇÃO

O megaleque do Taquari é a feição geomorfológica mais notável da Bacia do Pantanal (Braun 1977). A Baixa Nhecolândia localiza-se na porção sul do Megaleque do Taquari, possui área de cerca de 8.000 km² e compõe uma das sub-regiões da Bacia do Pantanal (Silva e Abdon 1998) (Figura 5.01). É caracterizada pela presença de miríades de pequenas lagoas assimétricas (Figura 5.02), que podem ser de água doce (“baías”) ou de água salobra/salgada (“salinas”), e são circundadas por cordões arenosos (localmente denominados “cordilheiras”) (Cunha 1943). A área estudada localiza-se entre as coordenadas 56°05’ e 56°10’ de longitude W e 19°30’S e 19°35’ de latitude S, na porção sudeste da Baixa Nhecolândia (Figura 5.03).

Boa parte dos trabalhos que enfocam as lagoas e cordões arenosos associa sua origem a processos eólicos ocorridos na última fase árida, conhecida como *Younger Dryas*, no final do Pleistoceno (Assine 2010). Almeida (1945) relatou a existência de paleodunas eólicas no Pantanal. Almeida e Lima (1959) sugeriram que processos de deflação eólica contribuíram para a gênese das lagoas da Nhecolândia, hipótese corroborada por Valverde (1972), que considerou que as cordilheiras representariam antigas dunas eólicas formadas em condições de clima árido. Tricart (1982) considerou que as lagoas se originaram em antigas superfícies de deflação. Klammer (1982) interpretou zonas de feições lineares orientadas a NNE-SSW e NNW-SSE, visíveis em imagens de radar, e que as lagoas teriam se formado em áreas interdunas. Diversos autores sugeriram que processos característicos de deposição eólica explicariam a existência de lençóis de areia bimodais, limpas (e.g. Mourão *et al.* 1988; Assine e Soares 2004). Alguns trabalhos tratam dos elementos morfológicos da Nhecolândia baseados em imagens de sensores remotos (e. g. Hamilton *et al.* 1996; Hamilton 2002; Evans e Costa 2013). Soares *et al.* (2003), com base na análise de feições geomórficas, características granulométricas e morfoscópicas dos sedimentos concluíram que as areias castanhas foram depositadas em clima quente e úmido no Pleistoceno e posteriormente retrabalhadas no Pleistoceno superior por processos eólicos.

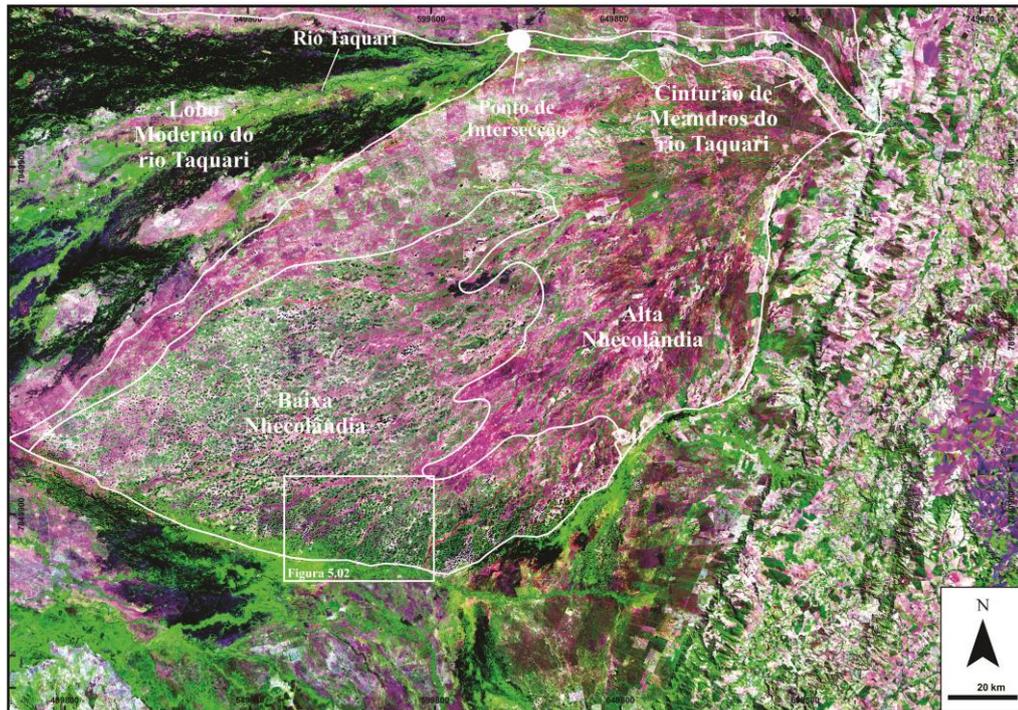


Figura 5.01 – Localização da Nhecolândia no megaleque do Taquari, cujas divisões são: cinturão de meandros, lobo distributário atual, lobos abandonados da alta Nhecolândia e baixa Nhecolândia (imagem GeoCover Circa 2000 RGB742; limites dos compartimentos segundo [Zani et al. 2012](#)).

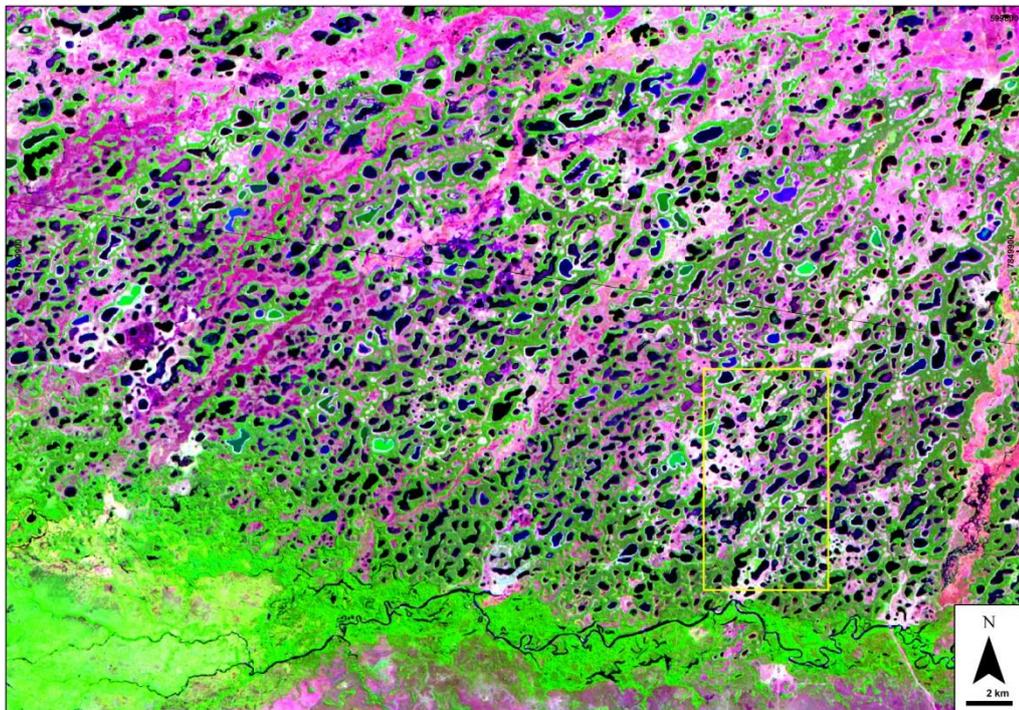


Figura 5.02 – Morfologia da Baixa Nhecolândia caracterizada pela presença de lagoas alinhadas na direção NE (imagem Landsat 7 ETM+ de 30/07/2001; área estudada está indicada por um retângulo amarelo).

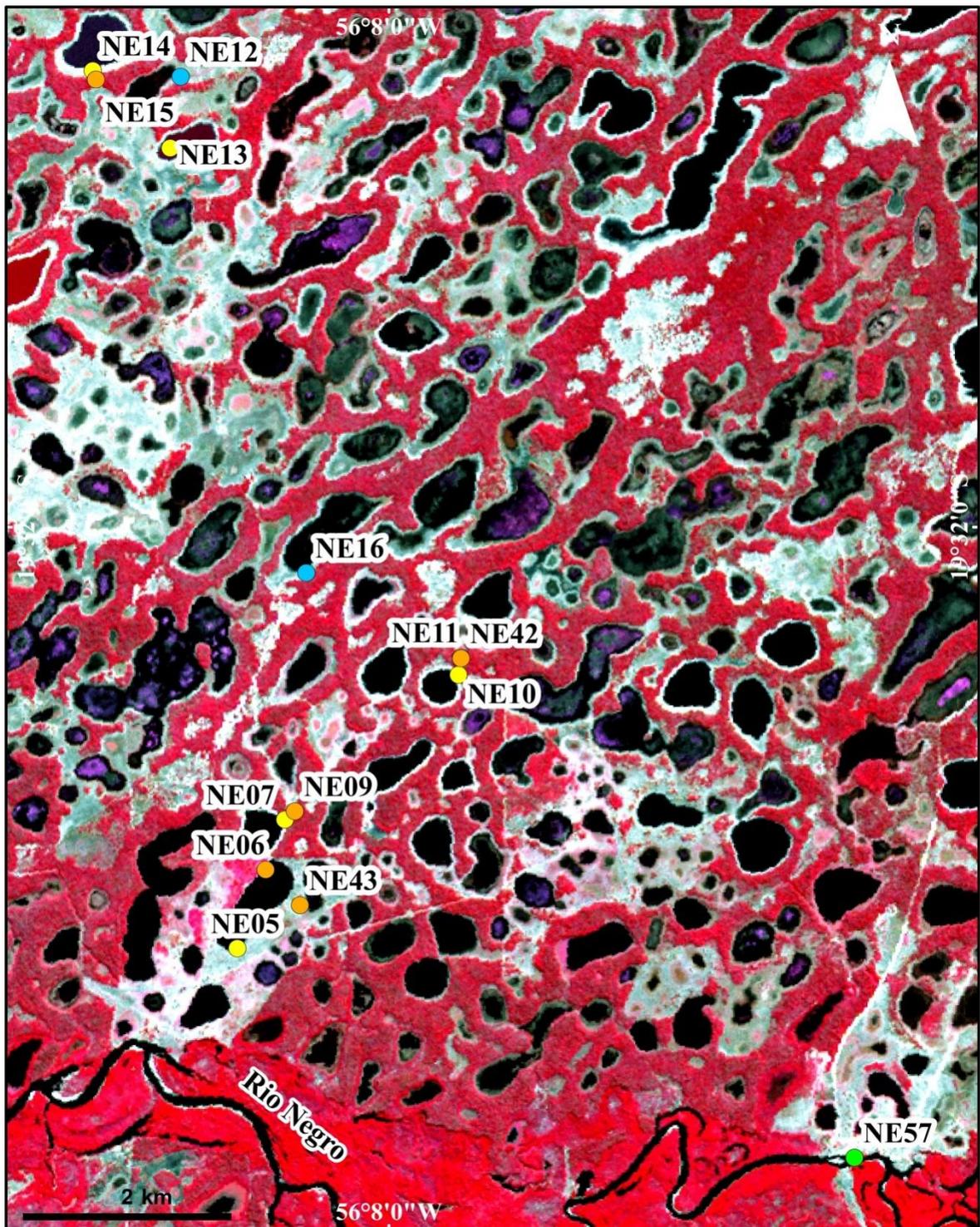


Figura 5.03 – Formas deposicionais presentes na área estudada com indicação da localização de pontos amostrados e descritos (fazenda Barranco Alto). Os pontos em laranja são cordões, os em amarelo são lagoas, e os em azul são baías (Imagem ASTER de 29/03/2002, RGB321).

A interpretação de origem por processos eólicos não é consenso, entretanto. [Cunha \(1980\)](#) e [Ab'Saber \(1988\)](#) consideraram que a origem das lagoas está relacionada a antigos canais entrelaçados, sendo os cordões arenosos considerados remanescentes de diques marginais, reforçando as ideias de [Wilhelmy \(1958\)](#), que reconheceu tipos de lagos formados por barragem fluvial.

A análise da literatura sobre a morfologia e sedimentologia da Nhecolândia revela claramente a carência de dados sedimentológicos e cronológicos, fundamentais para interpretar a gênese das geoformas deposicionais. O escopo deste trabalho é investigar os depósitos, tanto das lagoas quanto dos cordões arenosos existentes nos seus entornos, procurando-se caracterizar as diferentes geoformas deposicionais, bem como entender as relações entre formas deposicionais atuais e antigas. Para atingir tal objetivo, foram realizadas análises geomorfológicas, sedimentológicas e geocronológicas para posterior interpretação do sistema deposicional.

5.2. RESULTADOS

5.2.1. Geoformas deposicionais

As diversas geoformas da Baixa Nhecolândia foram identificadas com base na interpretação de imagens de satélite, sendo posteriormente classificadas de acordo com as suas morfologias características.

Lagoas com formas e dimensões variáveis, isoladas ou interconectadas, ocorrem na área estudada ([Figura 5.04](#)). As baías são lagoas de água doce que são inundadas por águas de superfície durante as cheias. Na época das chuvas, cursos de água que chegam a ter vários quilômetros de extensão, incluindo tanto os canais estreitos e mais profundos denominados “corixos”, quanto os canais largos e mais rasos denominados ‘vazantes’, conectam as lagoas umas às outras, promovendo sua inundação e escoamento superficial das águas da Nhecolândia em direção à planície do Rio Negro.

Salinas são lagoas localizadas em depressões limitadas por cordões arenosos, cerca de 3-5 m mais altas que as lagoas ([Assine 2003](#)), e que permanecem isoladas das águas de inundação devido à presença de cordões arenosos no seu entorno. Podem ter formas arredondadas ou alongadas, com diâmetro entre 500 e 1.000 m, e profundidades entre 2 e 3 m, com nível de água variável sazonalmente devido às águas das chuvas e às flutuações do nível

freático. Possuem águas alcalinas, cujo pH varia entre 9 e 10,5 (Barbiéro *et al.* 2002). Medidas de pH feitas em campo mostraram valores próximos a 12.

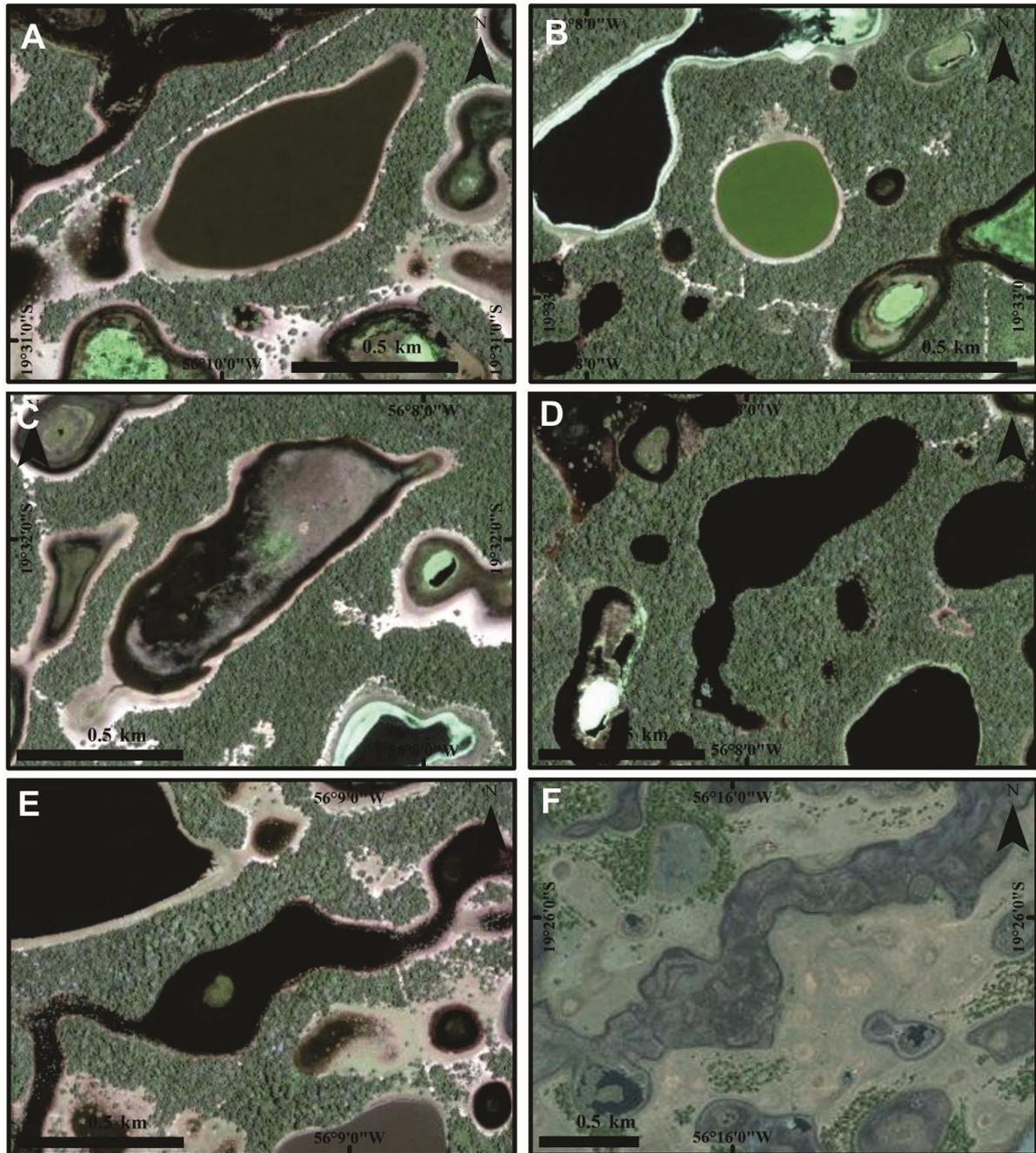


Figura 5.04 – Geofomas características da Baixada Nhecolândia. a e b) lagoas salinas com bordas sem vegetação e cordões arenosos no entorno; c e d) baías ou lagoas de água doce, onde é possível visualizar vegetação no entorno e dentro da lagoa; e e f) vazantes, onde se observa espaço amplo por onde correm as águas de inundação com vegetação característica de áreas periodicamente alagáveis (Imagem Google Earth).

5.2.2. Sedimentologia

As amostras das lagoas, sejam elas baías ou salinas, apresentaram padrão textural semelhante. Todas são compostas por areias castanho claras, finas (moda) a muito finas, aparentemente maciças (Figura 5.05 e 5.06). Em alguns intervalos há evidências de processos pedogenéticos, como o aumento no aumento da fração silte, o que confere aos sedimentos tonalidades esverdeadas e maior compactação. As areias são moderadamente bem selecionadas a pobremente selecionadas (desvio padrão entre 0,6 e 1,3) distribuição granulométrica com típica assimetria positiva. Nos intervalos com feições produzidas por pedogênese aumenta a fração silte para valores maiores que 20% e, em alguns casos, para valores acima de 30%, permanecendo a moda na classe areia fina e a assimetria positiva. Uma exceção é a amostra NE10, em que se observa bimodalidade com modas nas classes silte e areia fina (Figura 5.07).

Os cordões também são compostos por areia fina a muito fina, de cor castanho clara. Não foram observadas feições de pedogênese nos sedimentos, que se apresentam bastante friáveis (Figura 5.08). Também não foram observadas estruturas sedimentares nos testemunhos, tampouco nas trincheiras, o que confere estrutura maciça aos depósitos. O desvio padrão das amostras analisadas varia entre 0,6 e 1,4, de modo que elas são moderadamente bem selecionadas a pobremente selecionadas (figuras 5.07, 5.09 e 5.10). Os histogramas possuem assimetria positiva, com moda na fração areia fina e cauda pendendo para as frações pelíticas. Os valores médios encontrados de areia fina variam entre 40 e 50%, seguida de areia muito fina com valores entre 20 e 30%, não ultrapassando a fração silte a porcentagem de 20%.

As amostras de todas as geoformas são compostas por 85 a 90% de quartzo e 10 a 15% de feldspato róseo. Os grãos de quartzo podem ser agrupados em duas frações distintas, uma fosca com grãos arredondados a subarredondados, e outra vítrea com grãos arredondados a angulosos, em todas as feições analisadas, sejam lagoas salinas ou baías, sejam cordões. Minerais pesados encontram-se presentes em porcentagens menores que 1% (Figura 5.11).

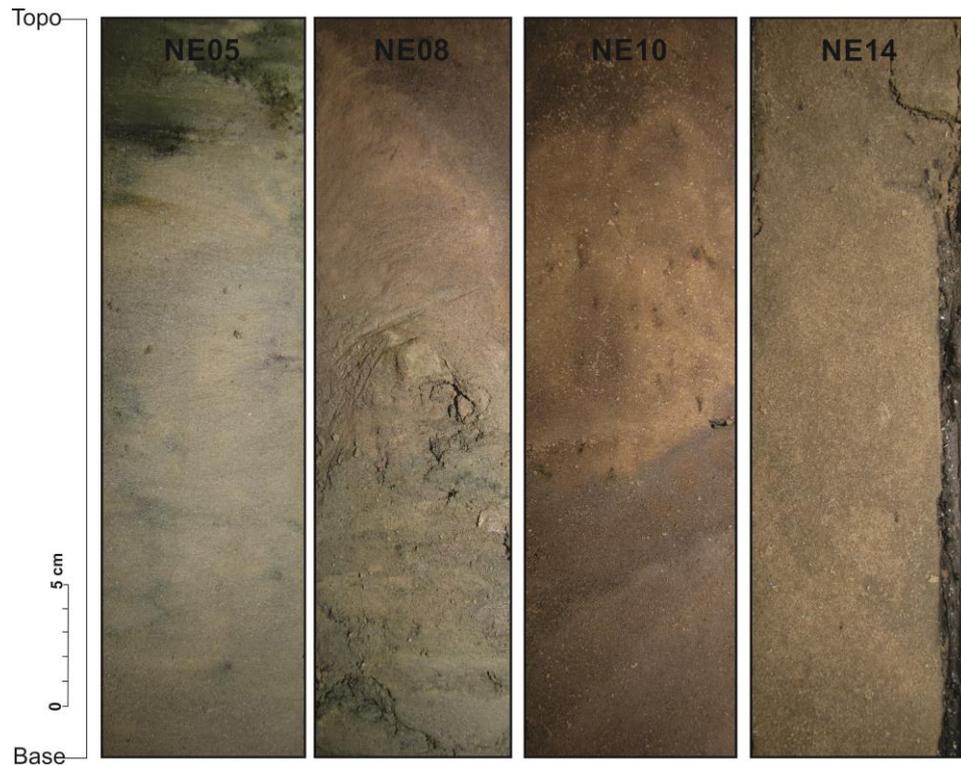


Figura 5.05 – Sedimentos recuperados em testemunhos na borda das salinas são compostos por areias finas a muito finas friáveis e maciças, apresentando maior grau de compactação nos intervalos com aumento da fração silte.

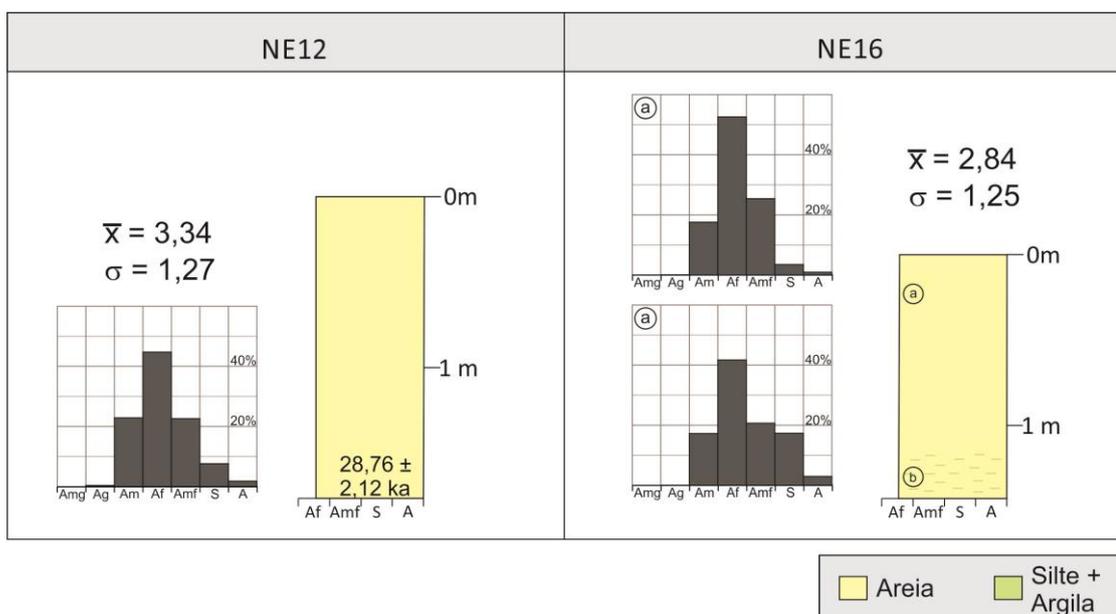


Figura 5.06 – Perfis sedimentológicos dos testemunhos das baías, que mostram predominância de areias quartzosas finas, moderadamente bem selecionadas a pobremente selecionadas. Para representar a fração predominante foi utilizada a moda. Valores de idades LOE em ka estão indicados nas profundidades de amostragem para datação.

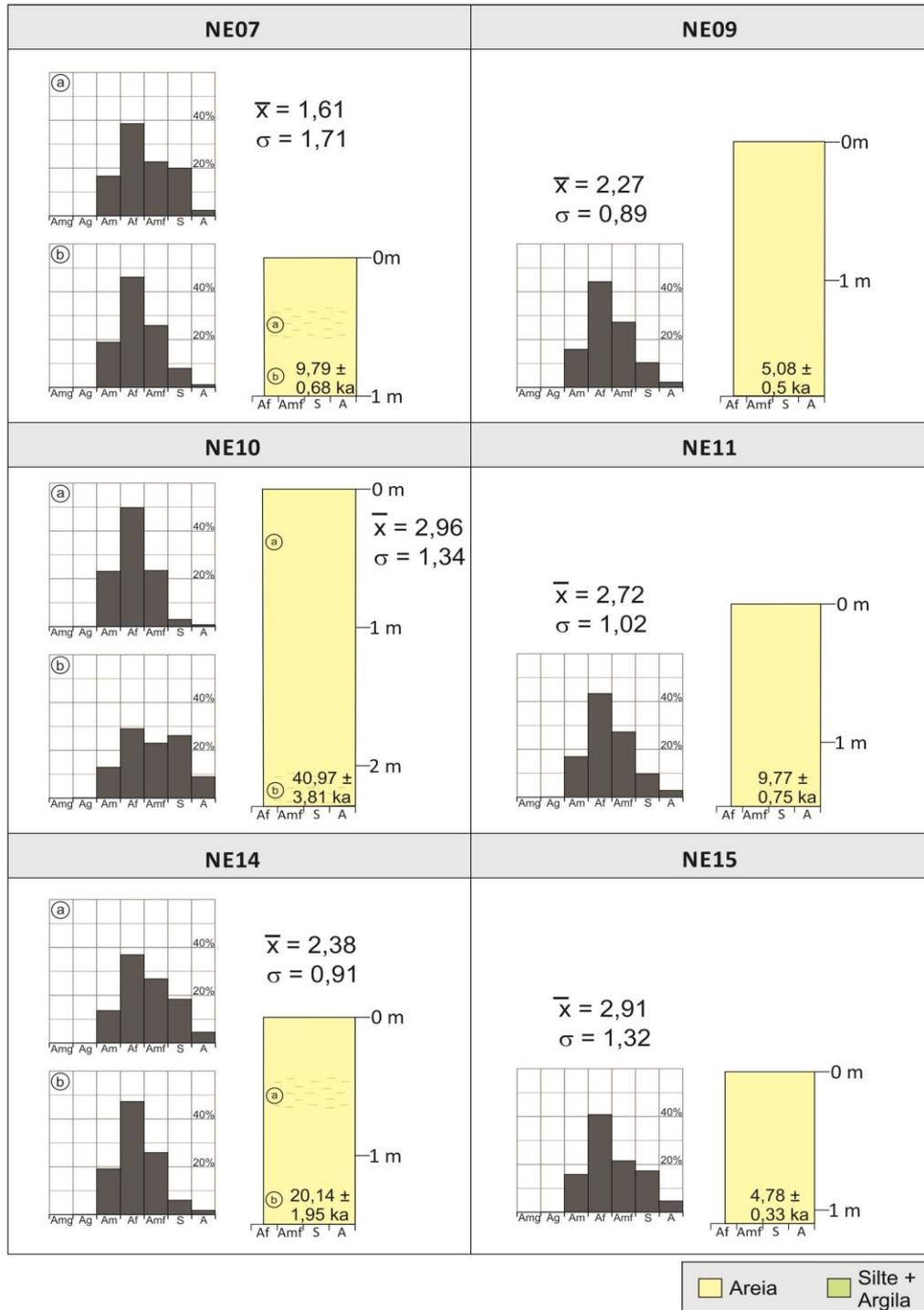


Figura 5.07 – Perfis sedimentológicos de testemunhos de salinas (coluna esquerda) e respectivos cordões (coluna direita), em que predominam areias quartzosas finas a muito finas, moderadamente bem selecionadas a pobremente selecionadas. O parâmetro utilizado foi a moda. Histogramas permitem verificar aumento na porcentagem de fração siltosa nos testemunhos das salinas. Valores de idades LOE em ka estão indicados nas profundidades de amostragem para datação.

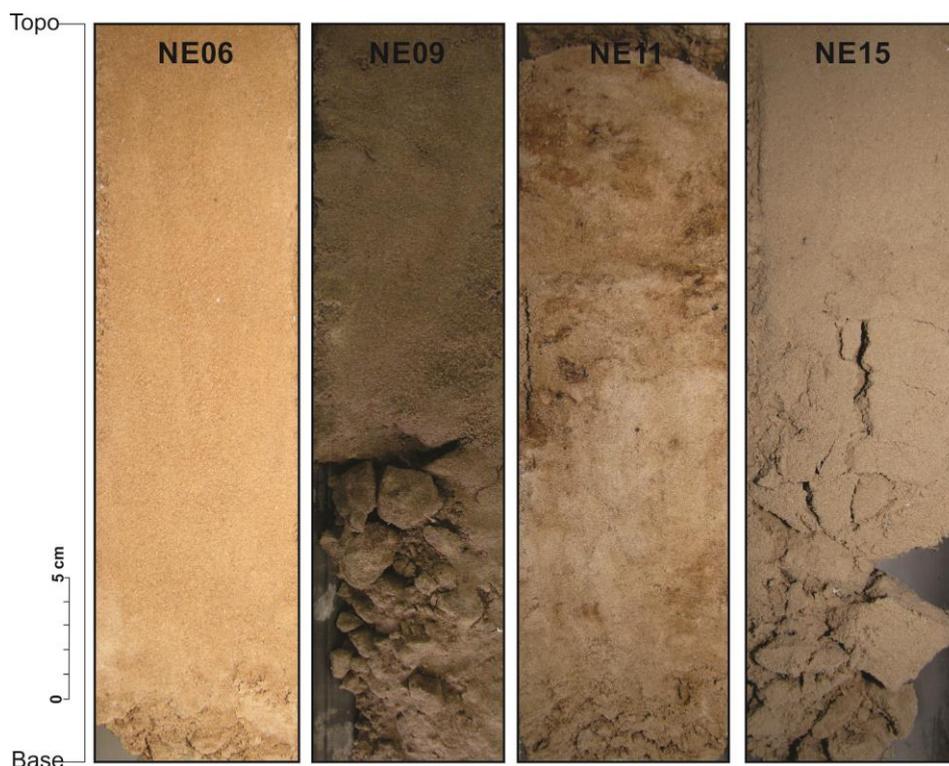


Figura 5.08 – Sedimentos recuperados em testemunhos dos cordões existentes no entorno das salinas são constituídos por areias médias a muito finas, muito friáveis.

5.2.3. Geocronologia dos depósitos sedimentares

Sedimentos de geoformas deposicionais da Nhecolândia (baías, salinas e cordões) foram datados pelo método da Luminescência Opticamente Estimada. O mineral escolhido foi o quartzo na fração 180-250 μ m. Em cada amostra foram medidas 12 ou 24 alíquotas pelo método SAR (Wintle e Murray 2006), para determinar a dose estimada das amostras.

O teste do feldspato de todas as alíquotas mostrou baixo sinal IR (Figura 5.12a), indicativo de sinal LOE dominado por grãos de quartzo e ausência de feldspato. O teste de recuperação de dose (*dose recovery test*) foi feito em oito alíquotas das amostras NE09 e NE14. Foi aplicada dose teste de 4,4 Gy, que apresentou resultados com doses médias de $4,39 \pm 0,05$ Gy para a amostra NE09, representativa dos cordões arenosos, e $4,48 \pm 0,06$ Gy para as areias das bordas das lagoas (Figura 5.12b). Os gráficos indicam que a amostra NE09 tem uma moda próxima ao valor da dose teste, evidenciando a excelente capacidade dosimétrica das alíquotas de quartzo dos cordões arenosos. Já a amostra NE14 apresentou valores acima do valor da dose teste, indicando uma tendência de superestimar a dose. Mesmo assim, os valores se encontram dentro do erro estimado, indicando que as amostras funcionam bem como um dosímetro natural.

NE42

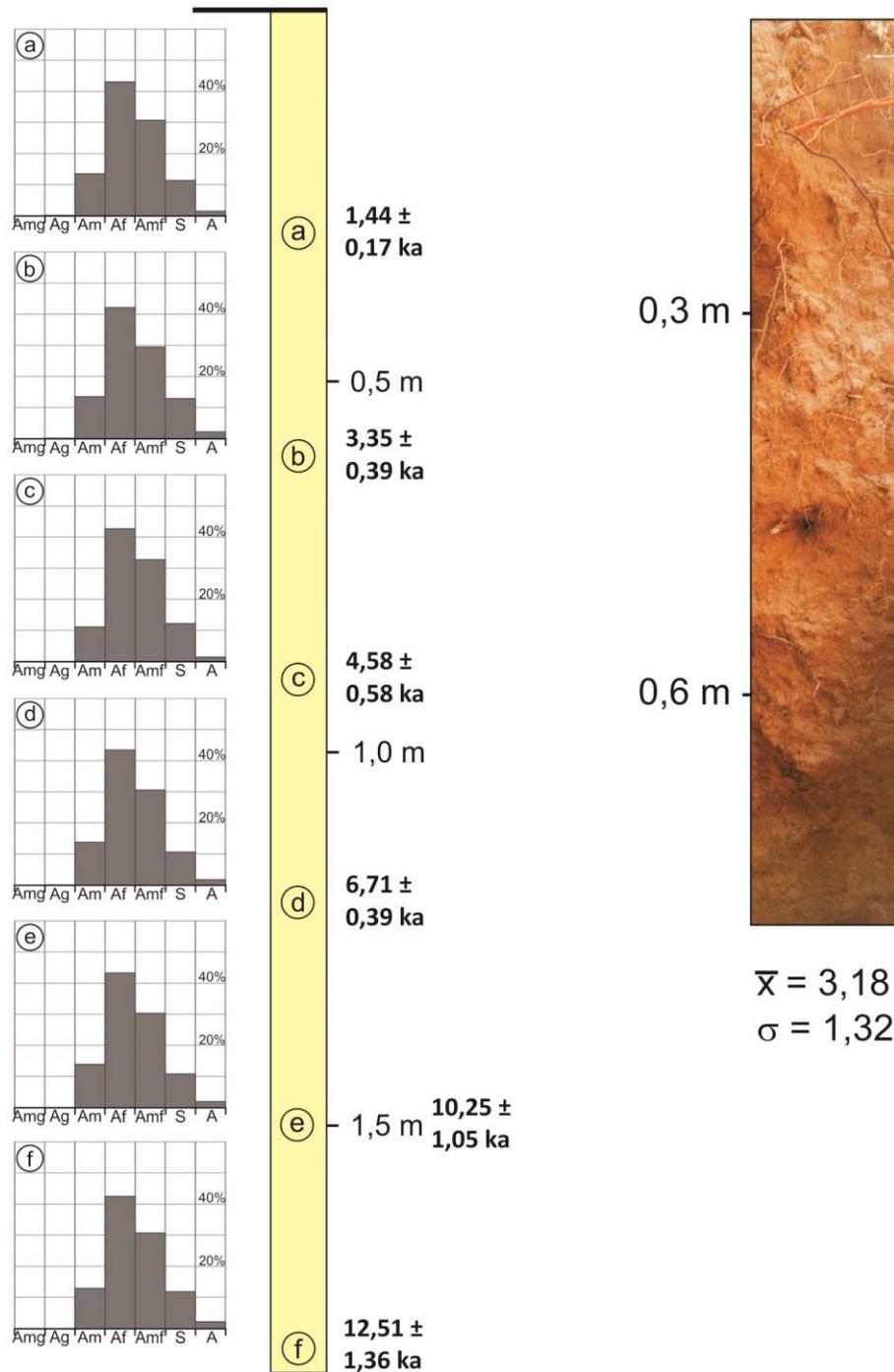


Figura 5.09 – Perfil sedimentológico de cordão arenoso na trincheira NE42. Neste perfil foi realizada amostragem sistemática a cada 30 cm, estando as profundidades das amostras indicadas por letras. Os histogramas mostram que os sedimentos são predominantemente constituídos por areia fina, moderadamente bem selecionada. Os sedimentos apresentam estrutura aparentemente maciça, o que pode ser consequência de bioturbação por raízes. Valores de idades LOE em ka estão indicados nas profundidades de amostragem para datação.

NE43

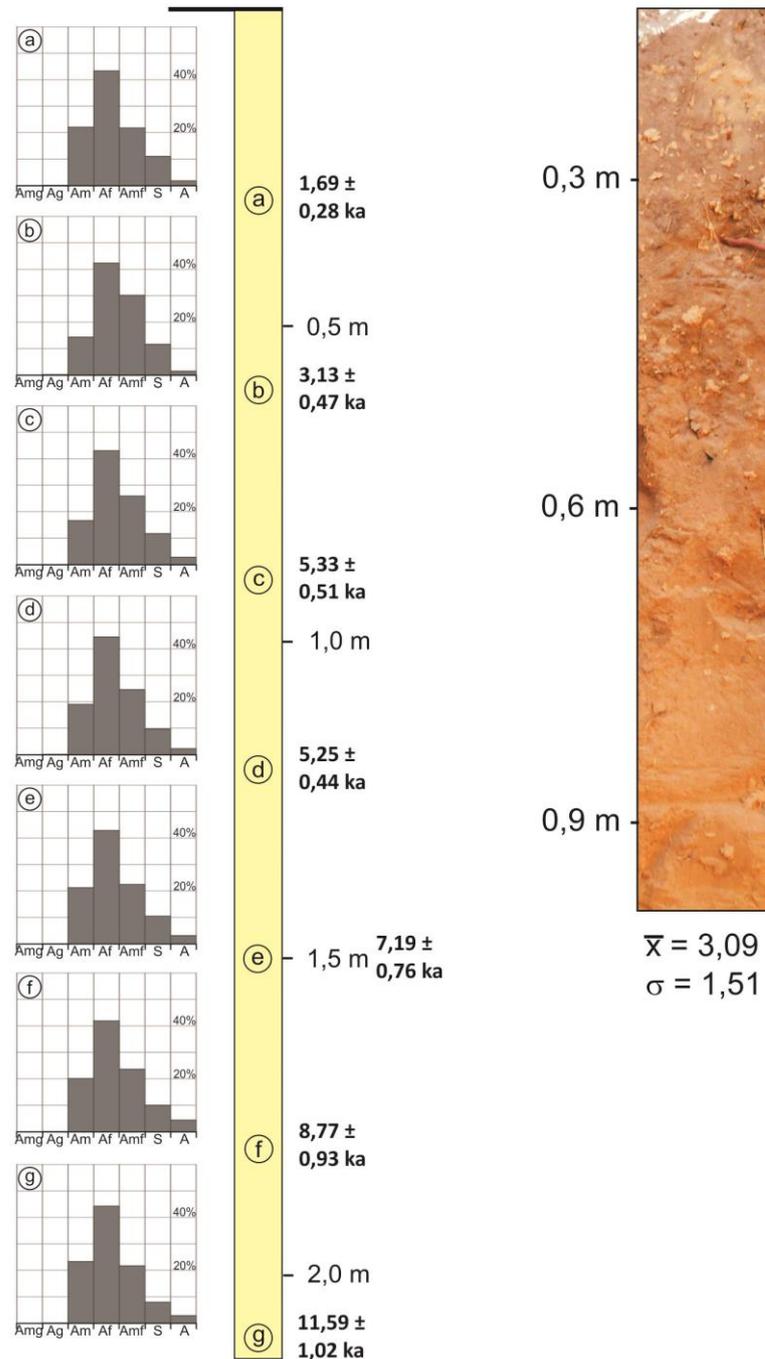


Figura 5.10 – Perfil sedimentológico de cordão arenoso na trincheira NE43. Neste perfil foi realizada amostragem sistemática a cada 30 cm, estando as profundidades das amostras indicadas por letras. Os histogramas mostram que não há variação na granulometria das amostras, que é dominada por areias finas a muito finas, moderadamente bem a pobremente selecionadas. Também nesta trincheira os sedimentos apresentam estrutura aparentemente maciça, o que pode ser consequência de bioturbação por raízes e pedogênese. Valores de idades LOE em ka estão indicados nas profundidades de amostragem para datação.

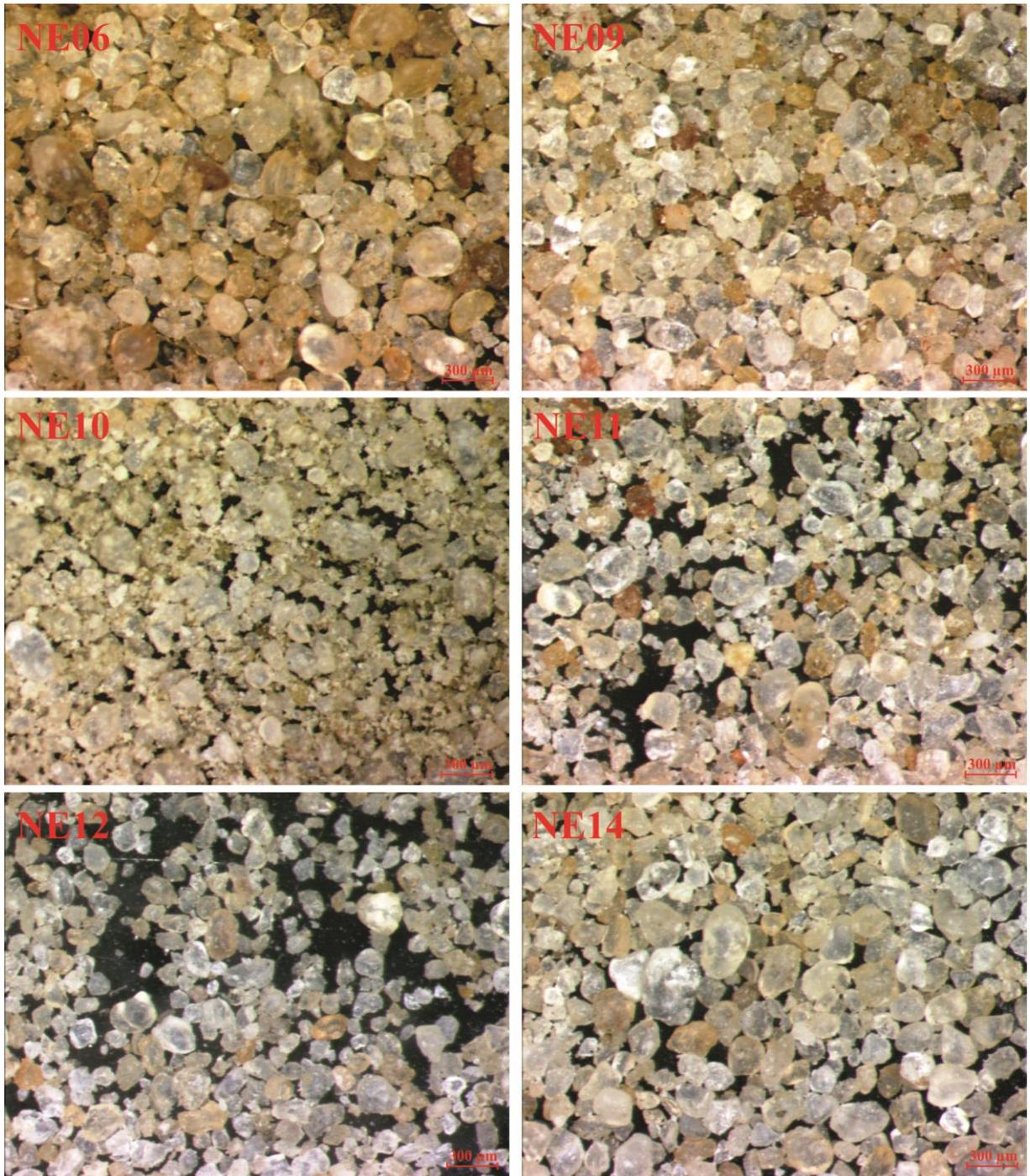


Figura 5.11 – Fotomicrografia dos sedimentos dos cordões, salinas e baías a 300 micrômetros. Observa-se predominância de quartzo na fração fina a muito fina, e feldspato. É possível ver duas populações de areias, uma fosca e outra vítrea, o que indica diferentes processos na formação do depósito (cordões: NE06, NE09e NE14; salinas: NE11 e NE10; baía: NE12).

Durante as medidas do sinal LOE pode haver mudança na sensibilidade em função dos ciclos de irradiação. Para corrigir a sensibilidade foi realizado o teste de reciclagem (*recycling ratio test*). Este teste, normalmente, é feito pela repetição da menor dose de radiação utilizada para construir a curva de dose resposta. Se a correção da sensibilidade funcionar corretamente, o sinal corrigido para a dose de radiação no início e no final da sequência de medidas deverá ser parecido (Murray e Wintle 2000). As alíquotas analisadas foram aceitas com valores entre 0,9 e 1,1 no teste de reciclagem e erro máximo da dose teste de 10%, apresentando valores dentro do padrão estabelecido, de modo que a maior parte foi aceita (Tabela 5.02). Como evidenciado pelas curvas de dose resposta construídas para as amostras da baixa Nhecolândia, a correção foi bem sucedida (Figura 5.12c).

De acordo com Guedes *et al.* (2013) o teste de recuperação de dose (*recuperation test*) é a medida do ponto zero da curva de dose resposta. O teste é feito para comparar o sinal corrigido na dose zero e o sinal natural corrigido. A dose zero corrigida deve ser menor que 5%, caso contrário pequenas doses equivalentes para amostras jovens com baixo sinal natural seriam duvidosas. As alíquotas analisadas mostraram bons resultados, com sinal inferior a 5% do sinal natural corrigido, tanto em amostras dos cordões arenosos, quanto em amostras das lagoas (Figura 5.12d). O quartzo das areias do Pantanal possui alta sensibilidade, pois as emissões de luz possuem emissões nos primeiros s da curva de decaimento, que indica domínio do componente rápido.

Para obtenção das curvas de dose resposta LOE das amostras dos cordões arenosos e das lagoas foi utilizado modelo exponencial no software *Analyst* (Figura 5.12d). Foi escolhido este modelo, pois a curva do quartzo é mais bem descrita pela soma de duas curvas exponenciais, uma rápida e uma mais lenta, ou pela soma de uma exponencial e uma linear (Murray *et al.* 2007, 2008).

A sensibilidade LOE foi obtida dividindo-se a intensidade de luz emitida nos primeiros cinco s pela dose teste. Os ciclos de irradiação, soterramento e exposição ao sol realçam a sensibilidade LOE do quartzo em sedimentos (Sawakuchi *et al.* 2012). A sensibilidade dos grãos existentes nas areias do Pantanal, tanto dos cordões quanto das margens de lagoas, é relativamente alta, e não apresenta variações significativas, indicando homogeneidade dos grãos individuais e a mesma área fonte.

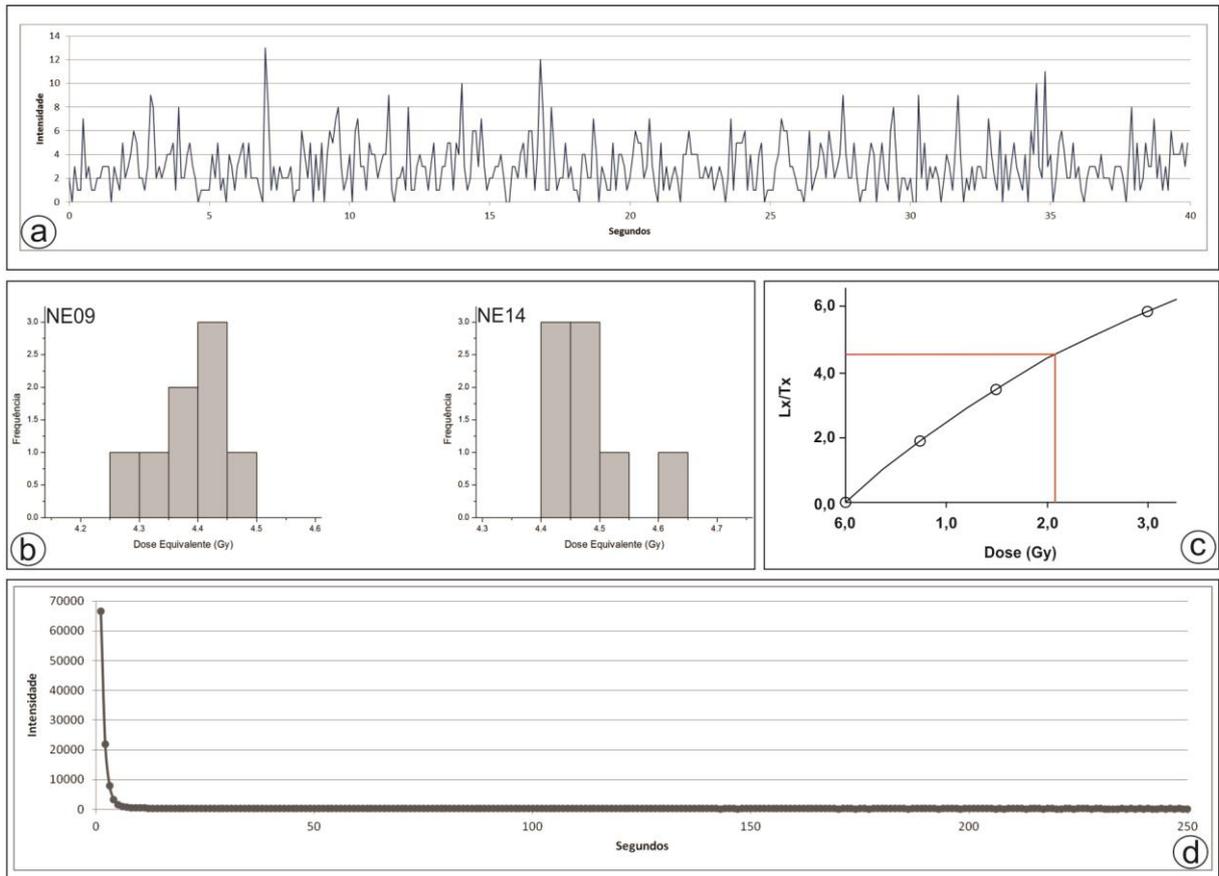


Figura 5.12 – Parâmetros utilizados na datação dos sedimentos: a) Sinal IR natural obtido em sedimentos da Nhecolândia, amostra NE06, ao nível do background, indicativo de ausência de resposta de feldspato; b) Teste de recuperação de dose para sedimentos de cordão (NE09) e de salina (NE14), sendo utilizadas oito alíquotas de cada amostra; c) Curva de dose resposta característica dos sedimentos da Nhecolândia, sendo Lx/Tx o sinal LOE corrigido; d) Sinal natural característico das alíquotas analisadas, com decaimento exponencial rápido, indicando predominância da componente rápida sobre os componentes médio e lento (ocorrem após 5 s).

Para estimativa da dose equivalente foi utilizado o Central Age Model (CAM) (Galbraith e Laslett 1993; Galbraith *et al.* 1999; Galbraith *et al.* 2005) em função da baixa dispersão das amostras. A dispersão da paleodose e a paleodose central juntas descrevem a distribuição das idades. Dispersões menores que 0,10 (10%) mostram menor variação entre os grãos, enquanto que dispersões acima de 0,40 (40%) indicam heterogeneidade considerável (Galbraith e Laslett 1993). A maior parte das amostras apresentou valores de dispersão abaixo de 40% (Tabela 5.01).

Datações de três cordões arenosos situados no entorno de salinas revelaram que, até cerca de 2m de profundidade, os sedimentos são relativamente jovens (Tabela 5.02), tendo sido obtidas idades de $14,01 \pm 1,06$ ka a 1,8 m (NE06), $9,77 \pm 0,75$ ka (NE11) e $5,08$ ka \pm

0,50 (NE09). Datações de amostras coletadas na base de duas trincheiras, abertas em cordões existentes no entorno de lagoas (mostradas nos perfis das [figuras 5.09 e 5.10](#)) revelaram também idades situadas na passagem Pleistoceno/Holoceno nas profundidades de 1,8 m no ponto NE42 ($12,51 \pm 1,36$ ka) e de 2,1 m no ponto NE43 ($11,59 \pm 1,02$ ka).

Tabela 5.01 – Parâmetros utilizados para obtenção das idades dos sedimentos da Nhecolândia.

Amostra	Prof. (m)	Saturação (%)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Taxa de Dose (mGy/y)	Erro (mGy/y)	Tx. Rad. Cômica (mGy/y)	Erro (mGy/y)	Aliquotas (Aceitas/Total)	Dose (Gy)	Erro (Gy)	Dispersão (%)	Erro (%)
CORDÕES														
NE06	1.8	0.01	1.35	0.52	0.40	0.81	0.06	0.20	0.01	23/24	11.39	0.29	12.40	1.82
NE09	1.3	0.01	1.41	0.46	0.37	0.77	0.05	0.20	0.01	18/24	3.91	0.28	34.00	5.03
NE11	1.6	0.01	0.99	0.44	0.37	0.74	0.05	0.20	0.01	19/24	7.20	0.24	15.00	2.40
NE15	1.2	0.02	0.82	0.38	0.33	0.77	0.04	0.30	0.01	21/24	3.66	0.14	18.00	2.69
NE42a	0.3	0.01	1.19	0.37	0.32	0.70	0.05	0.21	0.01	12/12	1.00	0.10	33.00	6.74
NE42b	0.6	0.01	1,124	0,418	0,34	0,72	0,05	0,19	0,01	12/12	2,41	0,22	31,66	6,47
NE42c	0.9	0.01	1.31	0.45	0.35	0.75	0.05	0.20	0.01	12/12	3.44	0.37	37.00	7.56
NE42d	1.2	0.01	1.33	0.44	0.34	0.74	0.05	0.20	0.01	12/12	4.99	0.39	26.57	5.43
NE42e	1.5	0.03	1.02	0.54	0.33	0.71	0.05	0.19	0.01	12/12	7.25	0.56	26.00	5.50
NE42f	1.8	0.01	0.97	0.45	0.38	0.75	0.05	0.19	0.01	10/12	9.36	0.77	26.00	5.86
NE43a	0.3	0.00	1.18	0.36	0.26	0.64	0.04	0.21	0.01	12/12	1.09	0.17	53.00	10.83
NE43b	0.6	0.01	1.17	0.39	0.27	0.65	0.04	0.20	0.01	12/12	2.03	0.28	47.00	9.60
NE43c	0.9	0.00	1.26	0.36	0.28	0.65	0.04	0.20	0.01	12/12	3.45	0.24	24.00	4.91
NE43d	1.2	0.01	1.22	0.37	0.29	0.66	0.04	0.20	0.01	11/12	3.45	0.18	17.00	3.64
NE43e	1.5	0.01	1.34	0.40	0.27	0.65	0.04	0.19	0.01	12/12	4.66	0.39	29.00	5.93
NE43f	1.8	0.03	1.14	0.38	0.28	0.63	0.04	0.19	0.01	12/12	5.50	0.46	29.00	5.93
NE43g	2.1	0.08	1.15	0.40	0.29	0.61	0.04	0.19	0.01	12/12	7.12	0.45	22.00	4.50
SALINAS														
NE07	1.7	0.12	1.00	0.43	0.41	0.70	0.04	0.20	0.01	15/24	6.89	0.22	14.00	2.30
NE10	2.4	0.14	2.74	0.65	0.72	1.12	0.08	0.20	0.01	24/24	45.76	2.95	30.00	4.61
NE14	1.5	0.10	0.94	0.35	0.40	0.69	0.04	0.20	0.01	21/24	13.84	1.02	36.00	5.21
BAÍA														
NE12	2.1	0.11	0.99	0.41	0.37	0.67	0.04	0.20	0.01	23/24	19.35	0.79	20.00	2.90

Nas trincheiras, onde foram realizadas amostragens sistemáticas a cada 30 cm, constatou-se que as idades são decrescentes da base para o topo, tendo sido obtidas idades de $1,44 \pm 0,17$ e $1,69 \pm 0,28$ a 30 cm de profundidade ([Tabela 5.02](#)). Os dados indicam que a sedimentação nos cordões foi contínua e vem se processando, no mínimo, desde o limite Pleistoceno/Holoceno. Não há evidências de mudanças nos processos de sedimentação uma vez que a natureza dos sedimentos depositados permaneceu similar durante todo o Holoceno, o que se deduz a partir da constatação da pouca variação nas características granulométricas. A amostragem contínua nas duas trincheiras permitiu calcular taxas de sedimentação nos dois cordões, que variaram de 8,47 a 24,39 cm/ka, tendo sido observado apenas uma discrepância no intervalo 0,9 – 1,2 do ponto NE43, cujos limites apresentam idades iguais dentro da margem de erro das datações ([Tabela 5.03](#)).

As idades obtidas nos cordões arenosos contrastam bastante com o obtido da datação de amostra recuperada na profundidade 2,1 m do testemunho (NE12) de baía (lagoa de água doce), que revelou idade pleistocênica de $28,76 \pm 2,12$ ka. Duas datações em salinas revelaram idades pleistocênicas de $40,97 \pm 3,81$ ka (NE10; profundidade de 2,4 m) e de $20,14 \pm 1,95$ ka (NE14; profundidade de 1,5 m), portanto similares às da baía e bem mais antigas que as dos cordões arenosos situados no seu entorno. Destaca-se, entretanto, que a datação de sedimentos amostrados na profundidade 1,7 m do testemunho NE07 revelou idade holocênica de $9,79 \pm 0,68$ ka para os depósitos da borda de uma outra salina, evidenciando a existência de sedimentos mais jovens nas salinas, cuja caracterização carece ainda de informações.

Tabela 5.02 – Idades LOE de amostras de geoformas deposicionais da Nhecolândia.

Amostra	Profundidade (m)	Idade (ka)	Erro (ka)
CORDÕES			
NE06	1,8	14,01	1,06
NE09	1,3	5,08	0,50
NE11	1,6	9,77	0,75
NE15	1,2	4,78	0,33
NE42a	0,3	1,44	0,17
NE42b	0,6	3,35	0,39
NE42c	0,9	4,58	0,58
NE42d	1,2	6,71	0,69
NE42e	1,5	10,25	1,05
NE42f	1,8	12,51	1,36
NE43a	0,3	1,69	0,28
NE43b	0,6	3,13	0,47
NE43c	0,9	5,33	0,51
NE43d	1,2	5,25	0,44
NE43e	1,5	7,19	0,76
NE43f	1,8	8,77	0,93
NE43g	2,1	11,59	1,02
SALINAS			
NE07	1,7	9,79	0,68
NE10	2,4	40,97	3,81
NE14	1,5	20,14	1,95
BAÍA			
NE12	2,1	28,76	2,12

5.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Na Bacia do Pantanal, mudanças de direção dos canais, devido a fenômenos de avulsão fluvial, ocorrem na escala de tempo de poucas décadas (e. g. Assine 2005; Zani *et al.* 2012 2008; Assine e Silva 2009; Silva 2010; Corradini e Assine 2012; Assine *et al.* 2014;

Macedo *et al.* 2014). Como demonstrado no trabalho de Assine (2005), a superfície do megaleque do Taquari forma uma intrincada rede de paleocanais resultantes da construção e abandono de lobos desde o Pleistoceno, o que caracteriza o sistema como fluvial avulsivo.

Na baixa Nhecolândia a presença de formas de paleocanais preservadas na paisagem é subordinada, sendo um claro domínio de lagoas, cujo número está em torno de 10.000, muitas delas em franca fase de interconexão e descaracterização pelas águas de superfície, sobretudo águas pluviais, dado que hoje não existem rios de porte, somente pequenos cursos de água (corixos). Esses corixos formam rede tributária superimposta à paisagem das lagoas e têm origem em nascentes formadas pelo afloramento de águas subterrâneas que se infiltram na alta Nhecolândia. Os corixos são responsáveis pela drenagem superficial das águas principalmente nos tempos de seca, ao passo que as vazantes são os principais canais de drenagem das águas de inundação. As vazantes são canais largos e rasos, nas quais se podem reconhecer fantasmas de lagoas interconectadas (Figura 5.04), recobertas que estão por delgados depósitos mais jovens que se depositam nas vazantes com a perda de competência de fluxo ao final do ciclo de inundação. As vazantes, assim como os corixos, integram rede de drenagem tributária que drena as águas das inundações da alta e da baixa Nhecolândia para a planície do rio Negro situada a sul na franja do megaleque do Taquari.

Tabela 5.03 – Taxas de sedimentação calculadas para os cordões arenosos.

Trincheira NE42			
Profundidades (m)	Idades (ka)	Diferença de idade (ka)	Taxa de sedimentação (cm/ka)
0,3 – 0,6	1,44 – 3,35	1,91	15,71
0,6 – 0,9	3,35 – 4,58	1,23	24,39
0,9 – 1,2	4,58 – 6,71	2,13	14,08
1,2 – 1,5	6,71 – 10,25	3,54	8,47
1,5 – 1,8	10,25 – 12,51	2,26	13,27

Trincheira NE43			
Profundidades (m)	Idades (ka)	Diferença de idade	Taxa de sedimentação (cm/ka)
0,3 – 0,6	1,69 – 3,13	1,44	20,83
0,6 – 0,9	3,13 – 5,33	2,20	13,64
0,9 – 1,2	5,33 – 5,25	–	–
1,2 – 1,5	5,25 – 7,19	1,94	15,46
1,5 – 1,8	7,19 – 8,77	1,58	18,99
1,8 – 2,1	8,77 – 11,59	2,82	10,64

Mesmo que o trato deposicional do Pantanal seja dominado por sistemas fluviais, a paisagem da Nhecolândia tem sido considerada por muitos autores (Almeida 1945; Almeida e Lima 1959; Valverde 1972; Tricart 1982; Klammer 1982; Mourão *et al.* 1988; Soares *et al.* 2003; Assine e Soares 2004) produto de processos eólicos. Ressalta-se que, como destacado por Assine (2003) e Assine e Soares (2004), não foram constatadas formas preservadas de dunas como apresentado por Klammer (1982). Além disto, alta maturidade mineralógica e a bimodalidade textural, características de areias eólicas, contrastam com a existência de grãos bem arredondados junto a grãos angulosos, sem qualquer feição de abrasão eólica, sugerem mistura de populações de partículas (Soares *et al.* 2003), indício de que as areias são constituídas também por grãos dos sistemas fluviais adjacentes.

Os dados obtidos neste trabalho mostram claramente que a interpretação da origem e evolução das geoformas deposicionais da Nhecolândia é mais complexa do que anteriormente vislumbrado. Isto porque os perfis sedimentológicos das trincheiras (NE42 e NE43, figuras 5.09 e 5.10) testemunham sedimentação contínua durante o Holoceno, responsável pela agradação de cerca de dois m de areais em cordões adjacentes às salinas.

Considerando a velocidade das avulsões no Taquari e em outros megaleques do Pantanal, da ordem de dezenas a centenas de anos (Assine 2005; Assine *et al.* 2014), não é possível explicar como produto de deposição fluvial a agradação dos cordões arenosos ao longo do Holoceno. Além disto, os sedimentos não apresentam características de fácies fluviais, não tendo sido em nenhuma amostra foi constatada a presença de areia média e grossa. Em ambientes fluviais são comumente encontrados sedimentos mais imaturos, com variação textural e mineralógica mais acentuada que a observada nos sedimentos dos cordões existentes no entorno das lagoas.

Agradação durante o Holoceno, constatada a partir da análise sedimentológica e geocronológica dos cordões, não coaduna com a dinâmica de construção de formas eólicas, como campos de dunas ou lençóis de areia ativos. Tampouco é produto da migração de canais fluviais, pois a morfologia, as características sedimentológicas e a taxa de sedimentação não são compatíveis com a dinâmica sedimentar dos rios avulsivos do Pantanal. Na baixa Nhecolândia são raros paleocanais deposicionais, tanto os do tipo entrelaçado quanto os que formam cordões com canal e diques marginais, tão comuns em todo o Pantanal e descritos em detalhe no megaleque do São Lourenço (Assine *et al.* 2014).

Como, então, as formas da Nhecolândia permaneceram ativas durante o Holoceno, sem que a sedimentação tivesse sido produzida por processos associados a canais fluviais ou a migração de formas de leito produzidas pelo vento? Um primeiro passo é entender que as

formas deposicionais da Nhecolândia diferem completamente de quase todo o restante da planície do Pantanal, onde canais fluviais mudam frequentemente de posição dando origem desenhos intrincados de paleocanais, e canais mais jovens truncam canais mais antigos. Paleocanais de diversos estilos, formas e dimensões, facilmente reconhecíveis em dados orbitais e fotografias aéreas, mesmo em sobrevôos na região, testemunham mudanças paleo-hidrológicas importantes (Assine e Soares 2003; Soares *et al.* 2003; Assine e Soares 2004; Assine 2005a,b; Mendes *et al.* 2009; Assine e Silva 2009; Zani e Assine 2011; Corradini e Assine 2012; McGlue *et al.* 2012; Merino *et al.* 2013; Macedo *et al.* 2014; Assine *et al.* 2014).

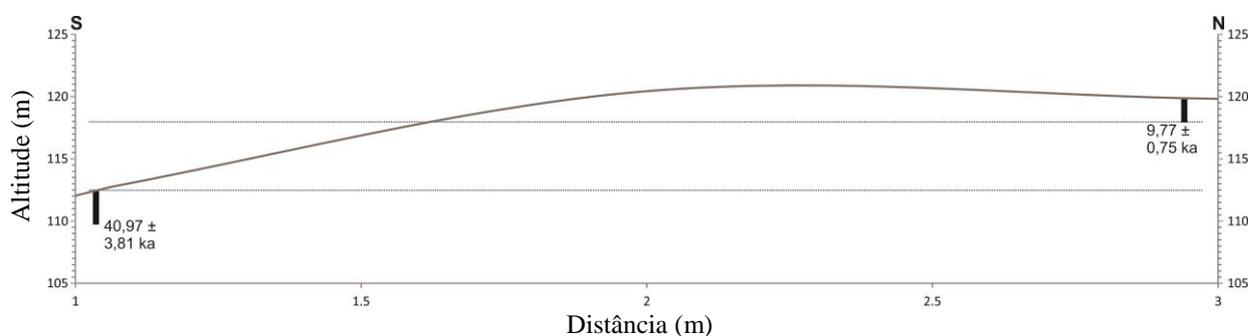
Assim, se a baixa Nhecolândia é uma paisagem Pleistocena relictas, um compartimento degradacional desde, pelo menos, o início do Holoceno (Assine e Soares 2004), como explicar a agradação nos cordões existentes no entorno das salinas, constatada neste trabalho? A resposta pode estar relacionada à revegetação da área com advento de clima mais úmido no Holoceno (Ab'Saber 1988; Whitney *et al.* 2011; Strikis *et al.* 2011; McGlue *et al.* 2012; Vuille *et al.* 2012; Razik *et al.* 2013).

As salinas e baías existentes na baixa Nhecolândia são circundadas por cordões que são 3-5 m mais altos que as lâminas de água, os quais são caracterizados pela presença de densa vegetação arbórea do tipo cerrado. Em nítido contraste vegetacional, as vazantes são o domínio de campos abertos uma vez que permanecem inundadas durante dois a quatro meses durante os períodos de cheias sazonais. Como os cordões dificilmente são alcançados pelas cheias e como a vegetação protege a superfície do terreno da erosão, reduzindo a perda de solo, esses locais são propícios à captura de partículas em movimento, não só trazidas por eventuais inundações, mas também pelo vento, já que o atrito com a vegetação diminui a velocidade do vento induzindo a captura dessas partículas (Van der Ven *et al.* 1990). Nas áreas das vazantes, sobretudo em períodos prolongados de seca, a ação dos ventos pode provocar deflação e ressuspensão de partículas finas, que vão se acumular em áreas mais distantes, fenômeno constatado em muitas outras partes do mundo (Fearnehough *et al.* 1998).

Considerando que um cordão (NE15) separa uma baía (NE12) de uma salina (NE14), e que a idade dos sedimentos da baía e da salina é pleistocênica, respectivamente, de $28,76 \pm 2,12$ ka (NE12; profundidade 2,1 m) e de $20,14 \pm 1,95$ ka (NE14; profundidade 1,5 m), é razoável concluir que esses depósitos foram gerados num mesmo contexto temporal e paleogeográfico, cuja natureza ainda está por ser decifrada. A idade do cordão, por outro lado, é muito mais jovem, atestado pela idade de $4,78 \pm 0,33$ ka de sedimentos na profundidade de 1,2 m de testemunho de perfuração no ponto NE15.

Datações de sedimentos de dois outros cordões existentes entre lagoas, onde foram coletadas amostras sistematicamente em trincheiras, mostram que os cordões tiveram sedimentação ativa ao longo de todo o Holoceno, estando as amostras mais profundas no limiar Pleistoceno/Holoceno, $12,51 \pm 1,36$ ka na profundidade de 1,8 m no ponto NE42 e $11,59 \pm 1,02$ ka na profundidade de 2,1 m no ponto NE43.

Como então explicar que um cordão mais jovem separa lagoas de idades mais antigas? A chave para a resposta é o fato de que existe uma diferença de cota entre os pontos de amostragem nas lagoas e nos cordões. Os cordões são cerca de 4-5 m mais altos que as lagoas (salina e baía), havendo assim um intervalo de aproximadamente 2-3 m não amostrado entre a base das trincheiras nos cordões e a superfície do terreno nas lagoas. Desnível desta ordem foi medido com GPS diferencial entre uma salina (NE10) e o cordão existente no seu entorno (NE11), mostrado no perfil apresentado na [Figura 5.13](#). Não há, portanto, informações sobre os depósitos de intervalo de tempo do final do Pleistoceno (aproximadamente entre 10 e 20 ka). Ou seja, considerando os dados disponíveis, é bastante razoável concluir que as lagoas e cordões já existiam antes do Holoceno, de forma que, nesta linha de raciocínio, a conclusão é de que muitas das formas da Nhecolândia são herdadas do Pleistoceno.



[Figura 5.13](#) – Perfil topográfico indicando posição da lagoa (NE10) e respectivo cordão (NE11).

Mesmo levando-se em conta que se trata de formas herdadas do Pleistoceno, permanece a questão sobre sua natureza. Origem eólica já foi aventada por muitos autores, tendo sido as lagoas interpretadas como produto de deflação eólica ([Almeida e Lima 1959](#); [Valverde 1972](#); [Tricart 1982](#); [Soares et al. 2003](#)). Em bacias onde há depósitos preexistentes de areia, como é o caso da Nhecolândia, podem formar-se depressões de deflação, também relacionados à presença de vegetação, que promovem a formação de cavidades, cuja evolução envolve aprofundamento da superfície e aumento progressivo da depressão ([Gutiérrez-Elorza et al. 2005](#)). Feições de deflação desse tipo são chamadas *blowouts*, que formam cavidades

circulares ou elípticas em locais onde a cobertura vegetal se torna esparsa ou desaparece. Em períodos muito secos e de fortes ventos, ou onde há variação na cobertura vegetal, corredores de vento podem formar bacias de deflação. Posteriormente, essas bacias podem ser preenchidas por água e formar lagoas. As formas das lagoas, arredondadas ou alongadas, são condizentes com os tipos de *blowouts* mais comuns, que podem ter forma de prato (*saucer blowout*) ou calha (*trough blowout*). Podem ocorrer em ambiente continental, de regiões equatoriais até altas latitudes (Hesp 2002).

A baixa porcentagem de fração silto-argilosa e predominância de areia fina e muito fina foram observadas em perfis verticais levantados nos cordões, que também não apresentaram feições de pedogênese, tais como as encontradas nas salinas e baías. Este fato é um forte indício de que, tanto as águas de inundação quanto as subterrâneas, não atingem com frequência a parte superior dos cordões.

Nas salinas e baías foi observada a existência de feições de pedogênese. Furquim *et al.* (2010) estudaram os solos salinos da Nhecolândia (Fazenda Nhumirim) e verificaram que existe uma diferenciação pedológica e formação de uma camada esverdeada de alguns centímetros a poucos decímetros de espessura, que se desenvolve acima de um horizonte de acumulação de matéria orgânica, e que há uma grande variabilidade de salinidade no lençol freático, sem relação direta com a topografia. Desta forma, no substrato de lagos salino-alcalinos há a precipitação de cálcio, magnésio e potássio, além do enriquecimento em ferro, havendo também neoformação de novos minerais, como carbonatos e argilominerais (caolinita, esmectita, ilita e ilita férrica).

De acordo com Nahon e Trompette (1982), em zonas tropicais, onde o intemperismo tem forte atuação, descontinuidades no quartzo favorecem dissolução química *in situ* propiciando o aparecimento de grandes volumes de silte. Essa feição foi observada apenas em uma das amostras analisadas, cujo quartzo encontra-se quebrado em pequenos fragmentos, distinto do quartzo original, reduzindo a proporção de areia (Figura 5.14).

5.4. CONCLUSÕES

As formas deposicionais da Nhecolândia diferem completamente do restante da planície do Pantanal, onde canais fluviais mudam frequentemente de posição dando origem a desenhos intrincados de paleocanais, e canais mais jovens truncam canais mais antigos. A baixa Nhecolândia é uma paisagem exótica caracterizada pela presença de milhares de lagoas, tanto de água doce (baías) quanto de águas alcalinas (salinas), circundada por cordões

arenosos. As lagoas e cordões são considerados por muitos autores produto de atividades eólicas, mas o tema é matéria controversa.

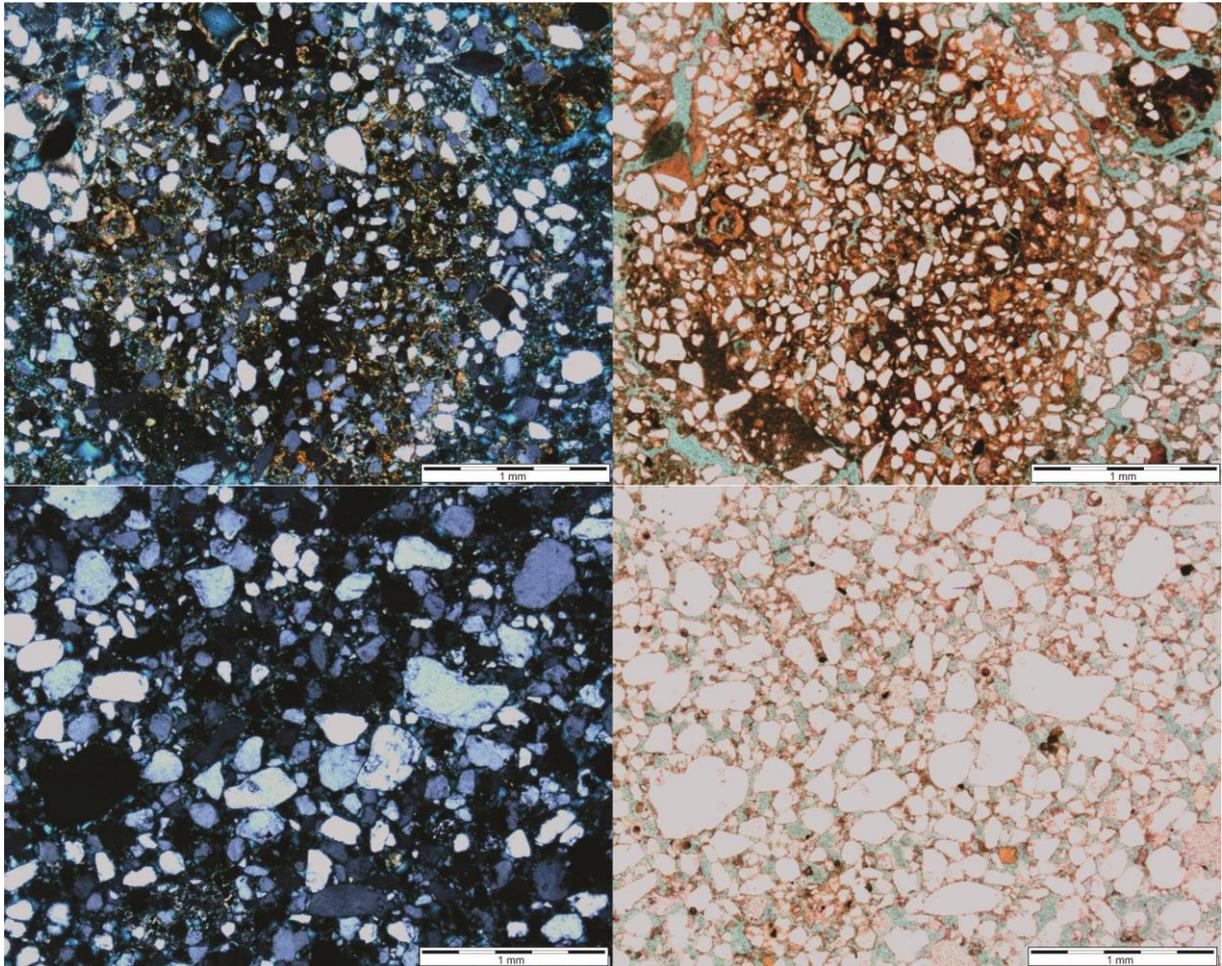


Figura 5.14 – Fotomicrografia da amostra NE10. a) Fração contendo quartzo anguloso a subanguloso em matriz siltosa, com neoformação de argilominerais ricos em ferro, com polarizadores cruzados. b) A mesma foto com polarizadores paralelos. c) Característica das areias das lagoas, pobremente selecionadas, com grãos subarredondados a subangulosos, com polarizadores cruzados. d) A mesma foto com polarizadores paralelos.

Análises granulométricas mostraram que os sedimentos de ambas as formas deposicionais são muito semelhantes, constituindo depósitos de areias finas (moda) a muito finas, moderadamente bem selecionadas a pobremente selecionadas (desvio padrão entre 0,6 e 1,4), com assimetria positiva nas curvas de distribuição granulométrica.

Há diferença marcante de idade nos sedimentos dos 2m superficiais de depósitos das lagoas e dos cordões, evidenciada por datações pelo método de luminescência opticamente estimulada (LOE). Sedimentos das lagoas, tanto baias como salinas, revelaram idades LOE do final do Pleistoceno (20 a 40 ka). As areias das lagoas apresentam feições pedogenéticas, sendo evidente aumento na porcentagem e concentração de sedimentos finos (silte/argila) em alguns níveis.

Datações LOE dos cordões arenosos revelaram idades holocênicas decrescentes da base para o topo, sendo a mais jovem de ~1,5 ka (0,3 m de profundidade) e a mais antiga de ~12,0 ka (2,0 m de profundidade), já no limite Pleistoceno/Holoceno. Estas datações mostraram que os cordões permaneceram áreas agradacionais no Holoceno, com taxa de sedimentação variando entre 8,4 e 24,4 cm/ka.

Em termos de ambientes de sedimentação, conclui-se que os depósitos holocênicos amostrados na parte superior cordões não são sedimentos de origem fluvial, pois as morfologias não exibem nenhuma evidência de paleocanais e/ou diques marginais, tão comuns em outras áreas do Pantanal, os depósitos sedimentares não exibem feições típicas de fácies fluviais, não tendo sido constatada a presença de areia média a grossa, e a taxa de sedimentação é muito lenta quando comparada com a deposição de fácies fluviais em sistemas avulsivos como os que caracterizam os megaleques do Pantanal, cujo maior exemplo é o do Taquari, do qual a Nhecolândia faz parte.

A agradação nos cordões existentes no entorno das lagoas durante o Holoceno também não é compatível com sedimentação em dunas eólicas ativas, cuja migração é rápida e as areias apresentam estratificação cruzada. Concluiu-se que a agradação vertical observada nos cordões foi produzida pelo trapeamento de sedimentos pela vegetação que se implantou nos cordões com o advento de clima mais úmido no Holoceno. Destaca-se que os cordões são as áreas mais altas, dificilmente alcançadas pelas águas das inundações, onde hoje domina vegetação arbórea do tipo cerradão. A forma mais plausível de aporte sedimentar, em tais condições, é pelo vento, embora não se descarte contribuição sedimentar trazido por águas das inundações excepcionais.

Os cordões são cerca de 4-5 m mais altos que as lagoas (salinas e baias), não tendo sido amostrados cerca de e 2-3 m de sedimentos dos cordões, entre a base da amostragem nos

mesmos e a superfície do terreno nas lagoas, correspondente ao intervalo de tempo aproximadamente entre 10 e 20 ka. É bastante razoável, portanto, supor que as lagoas e cordões já existiam antes do Holoceno, sendo as formas da Nhecolândia herdadas do Pleistoceno tardio. Esta é uma hipótese estimulante, mas não há dados ainda que permitam verificar em que contexto paleoambiental tais feições foram originadas.

6. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA PLANÍCIE INTERLEQUES DO RIO NEGRO

6.1. INTRODUÇÃO

O rio Negro tem suas nascentes no planalto de Maracaju- Campo Grande e é o principal coletor das águas da porção sul da planície do Pantanal, drenando as águas do megaleque do Taquari (Nhecolândia) a norte e dos leques do Taboco e do Aquidauana a sul. Desde sua entrada no Pantanal até sua foz no rio Paraguai, a planície apresenta mudanças significativas e o canal, como reflexo, muda de estilo fluvial ao longo de seu percurso (Mendes e Assine 2010).

O objetivo deste capítulo é definir a sucessão temporal dos eventos e dos depósitos sedimentares da planície do rio Negro e das porções distais dos megaleques situados no seu entorno, com objetivo de estabelecer o modelo evolutivo que gerou a atual configuração da planície e do seu entorno. A região analisada localiza-se entre as coordenadas 19°25' e 19°45' de latitude sul e 56°00' e 56°05' de longitude W, onde o rio Negro corre num cinturão de meandros entre os megaleques dos rios Taquari (a norte) e Aquidauana (a sul), numa configuração de planície confinada interleques (Figura 6.01).

O conceito de planície interleque foi proposto por Sinha e Friend (1994) para sistemas fluviais provenientes dos Himalaias, que formam grandes megaleques na bacia do Ganges (Índia). De acordo com os referidos autores, as planícies interleques podem ser alimentadas por águas provenientes do sopé das escarpas de planaltos (*foothill-feds*), da própria planície (*plain-feds*) ou de ambas as fontes (*mixed-fed*). A existência de rios situados entre os leques Pantanal foi relatada pela primeira vez por Ab'Saber (1988), mas não foi ainda objeto de estudos mais detalhados.

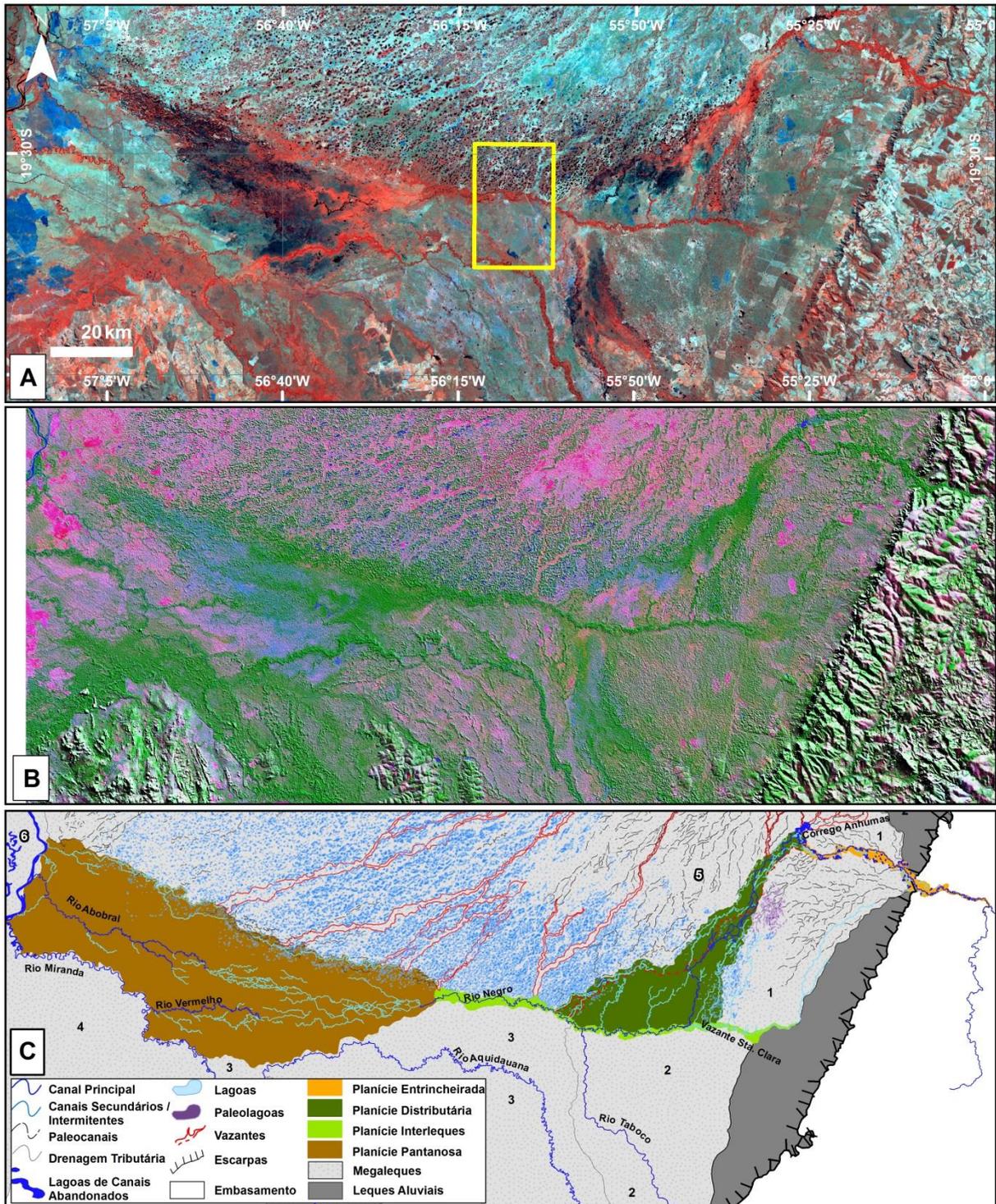


Figura 6.01 – Localização da área estudada na planície interleques do rio Negro, porção sul do Pantanal indicada pelo retângulo amarelo. A) Imagem Landsat 7 ETM+ RGB432 de 08/2001. B) Imagem resultante de fusão HSV entre Landsat 7 ETM+ RGB743 e SRTM com relevo sombreado. C) Interpretação geomorfológica da área.

6.2. RESULTADOS

6.2.1. Geformas Depositionais

A planície do rio Negro tem contornos bem definidos, separando os megaleques do Taquari (Baixa Nhecolândia) e do Aquidauana. Os três sistemas apresentam formas deposicionais completamente distintas, claramente reconhecíveis na imagem apresentada na [Figura 6.02](#).

A planície interleques do Rio Negro, encaixada entre o megaleque do Taquari e o megaleque do Aquidauana, é sítio deposicional ativo, com deposição no canal e na sua planície de inundação. A planície é mais estreita a leste da vazante do Castelo, onde o canal do rio Negro tem índice de sinuosidade de 1,8, o que permite classificá-lo com meandrante neste trecho. À medida que a planície se alarga para W, no sentido de jusante, a sinuosidade progressivamente decresce e o canal se torna retilíneo em alguns segmentos (índice de sinuosidade 1,1). A planície apresenta espiras de meandro e barras em pontal recentes, assim como lagos em ferradura (*ox-bow lakes*), resultado da migração lateral do canal na planície. Em alguns segmentos o canal migrou muito no sentido norte, o que vem causando a erosão de depósitos da baixa Nhecolândia.

A porção sul do megaleque do Taquari, área conhecida como Baixa Nhecolândia, é formada por lagoas (salinas e baias) alinhadas na direção NE. As lagoas são circundadas por cordões arenosos, até 5 m mais altos que a lâmina de água das lagoas. Nas épocas de cheia, a maioria das lagoas, sobretudo as de água doce, são conectadas por vazantes que drenam as águas da Nhecolândia para a planície do rio Negro ([Figura 6.03](#)).

Na superfície do megaleque do Aquidauana paleocanais distributários constituem formas altimétricas positivas, destacando-se em imagens e MDEs. O canal atual forma um cordão que serpenteia na planície, constituído por um canal meandrante com diques marginais com vegetação arbórea, destacando-se em relação aos depósitos antigos da planície distal do megaleque ([Figura 6.04](#)). Durante as cheias, as águas pluviais escoam para as partes distais do sistema, alimentando a planície do rio Negro. Sazonalmente, a planície aluvial do megaleque do Aquidauana permanece inundada grande parte do ano ([Facincani et al., 2006](#)).

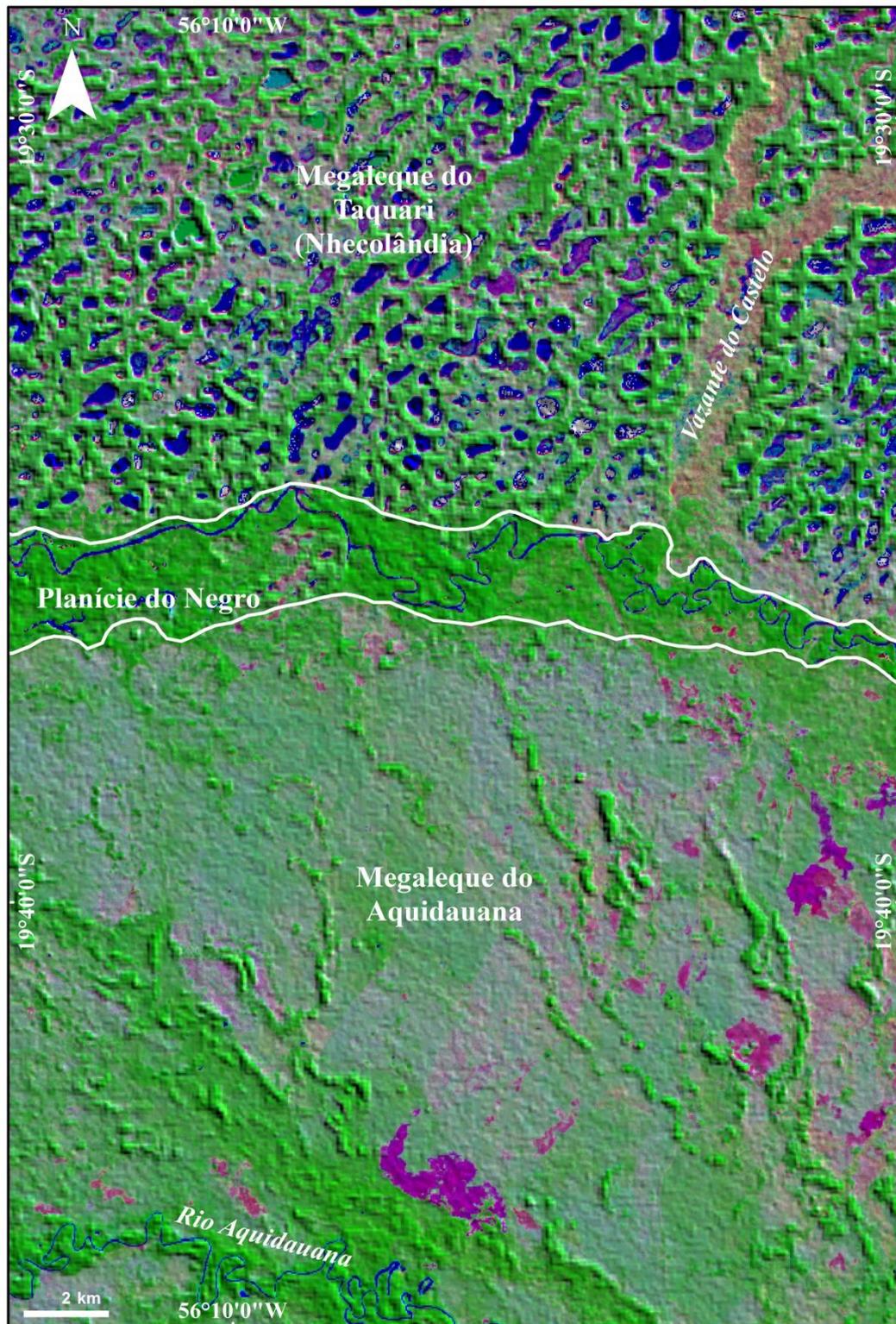


Figura 6.02 – Planície interleques do rio Negro, entre os megaleques do Taquari e do Aquidauana (imagem resultante da fusão HSV de mosaico de imagens Landsat 7 ETM+ RGB743, de 30/07/2001 e 08/08/2001, e imagem SRTM com relevo sombreado).

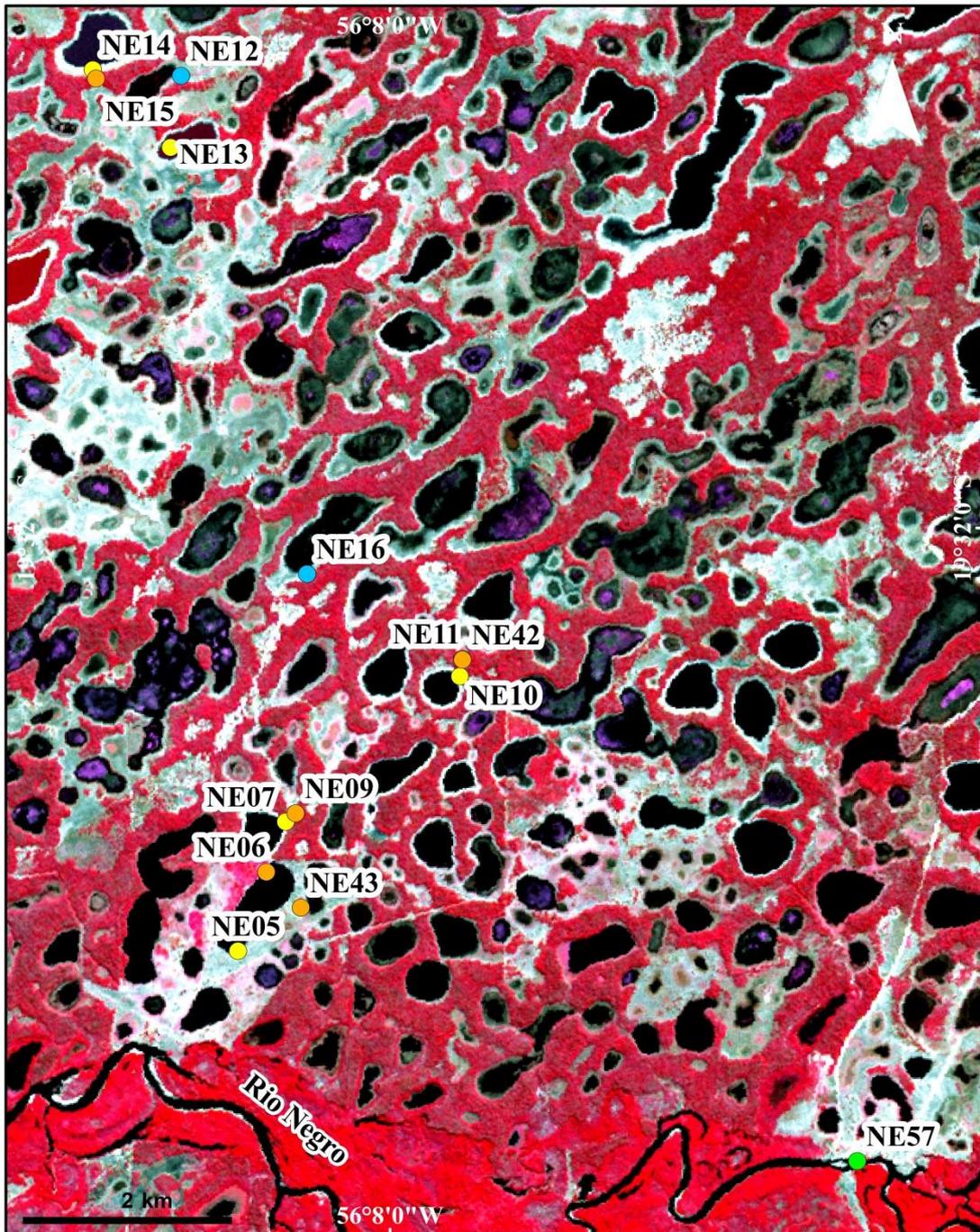


Figura 6.03 – Paisagem da baixa Nhecolândia, que se caracteriza pela presença de lagoas rodeadas por cordões arenosos. Os cordões são topograficamente mais altos e destacados pela presença de vegetação arbórea, que aparece com cor vermelha na composição colorida RGB 321 da imagem ASTER, de 29/03/2002. Pontos indicam as geoformas datadas: cordão arenoso (laranja), borda de lagoa/salina (amarelo), lagoa/baía (azul) e terraço (verde).

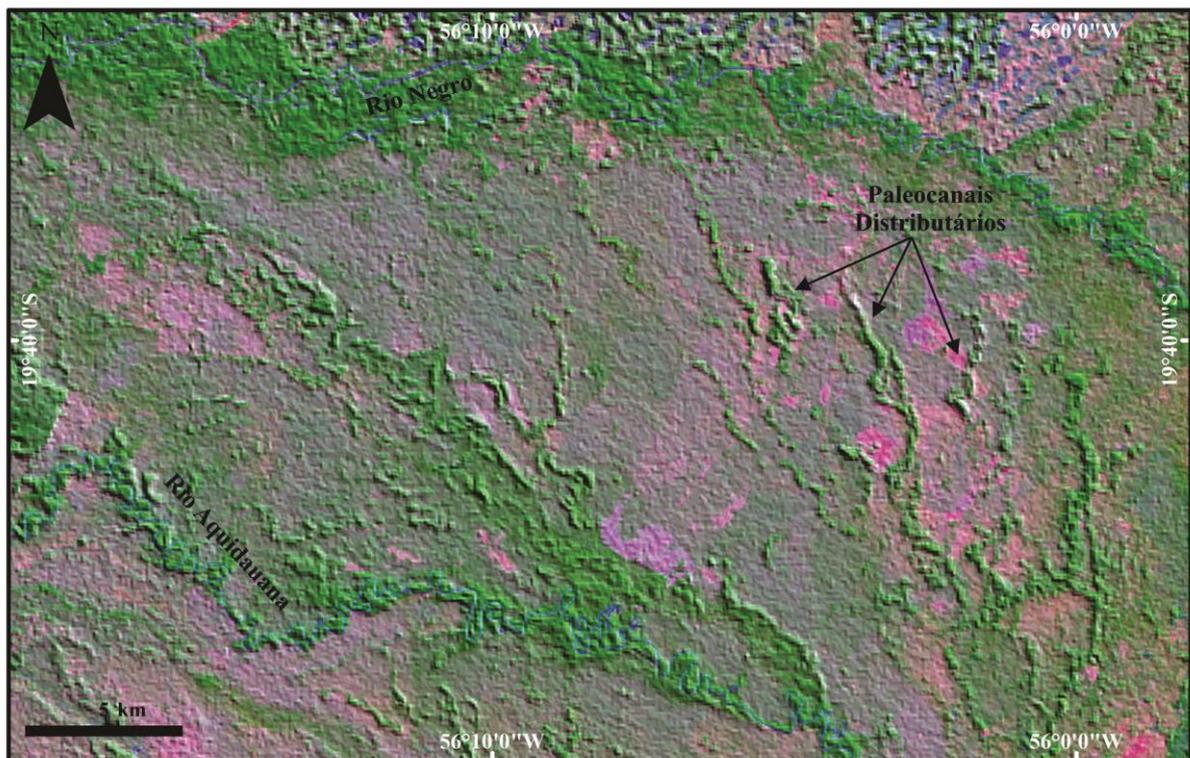


Figura 6.04 – Canal atual do rio Aquidauana e paleocanais distributários se destacam topograficamente cujo substrato encontra-se topograficamente mais elevado por estar entre diques, por isto abrigam vegetação arbórea (imagem resultante da fusão HSV de mosaico de imagens Landsat 7 ETM+ RGB743, de 30/07/2001 e 08/08/2001, e imagem SRTM de relevo sombreado).

6.2.2. Sedimentologia

Os depósitos da planície de inundação do rio Negro têm porcentagem alta de silte e argila, o que torna o solo endurecido durante as secas, fato verificado na estrada MS-170, que a partir da cidade de Aquidauana permite acesso à Baixa Nhecolândia. Este fato foi comprovado por sondagens com vibrotestemunhador e amostragens realizadas na planície do rio Negro na área das fazendas Barra Mansa e Barranco Alto (**Figura 6.05**). Porcentagem alta de silte foi constatada na análise granulométrica do testemunho NE02 (**Figura 6.06**). Testemunhos das barras do rio Negro (NE17 e NE18) apresentaram tendência de granodecrescência ascendente, presença de estratificações cruzada e plano-paralela, condizente com o ambiente deposicional fluvial de barras em pontal de canais meandrantés, (**Figura 6.07**). As areias são pobremente selecionadas, tendo sido calculados desvios padrão de 1,30 a 1,55. As duas margens do rio Negro, expostas nos terraços existentes na altura da ponte na MS-170, nas proximidades da sede da fazenda Barra Mansa, apresentam excelentes

afloramentos que permitem distinguir depósitos mais antigos da Nhecolândia (margem direita do rio) de depósitos mais jovens da planície do rio Negro (margem esquerda do rio). Os depósitos da planície do Negro apresentam perfil onde predominam areias com intercalações de camadas siltico-argilosas, onde foram coletadas três amostras (NE40) para análises granulométricas e datação (Figura 6.08). Os histogramas das amostras mostram existência de areia fina e areia muito fina, com exceção da amostra do topo (Figura 6.09).

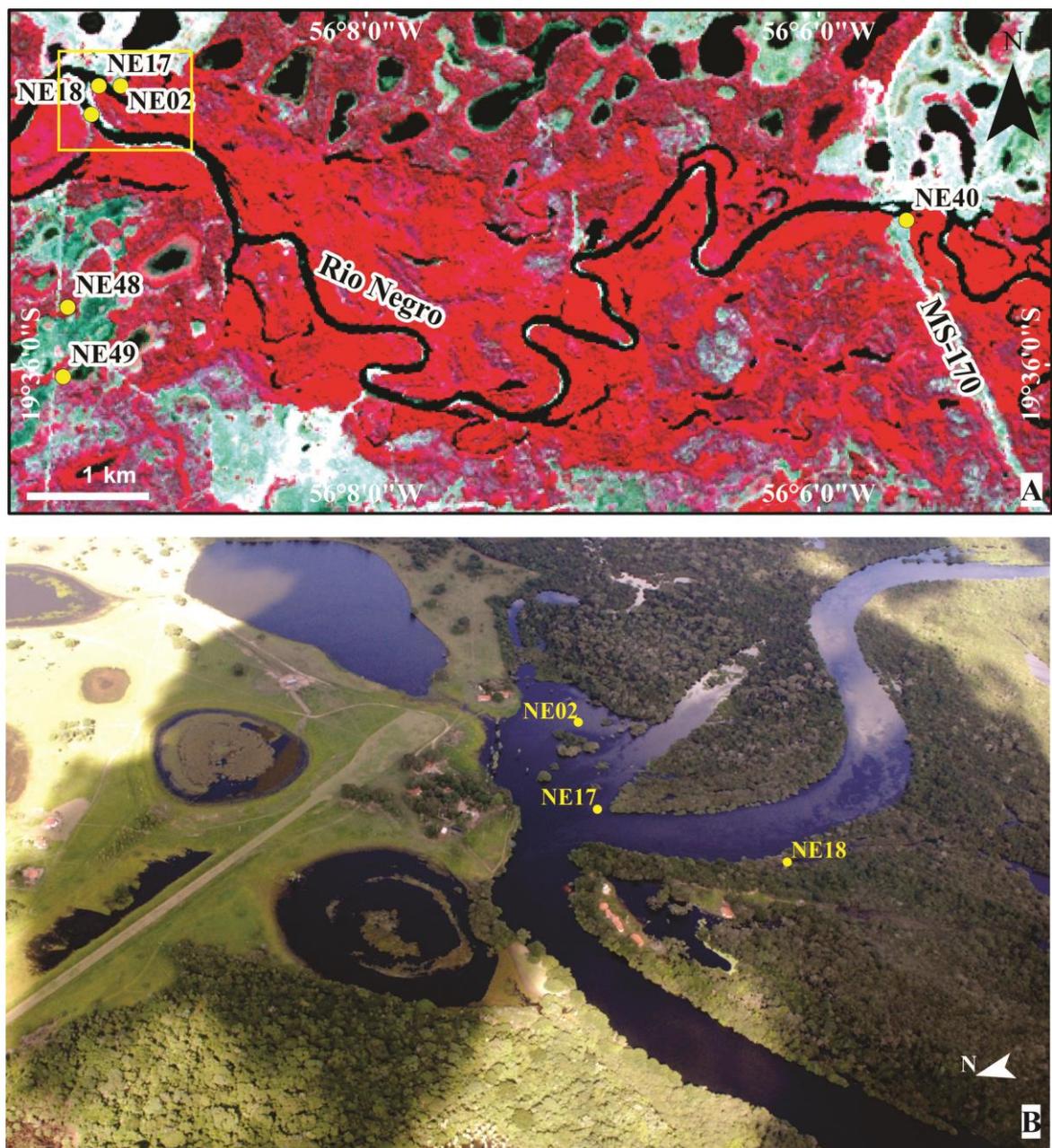


Figura 6.05 – Pontos amostrados na planície do rio Negro. Os corpos de água circulares são lagoas da Nhecolândia, que em épocas de águas baixas são tomados por vegetação, formando o arranjo concêntrico.



Figura 6.08 – Localização e perfil de amostragem na margem esquerda do rio Negro, ponto NE40, situado próximo à sede da fazenda Barra Mansa. O afloramento mostra fácies compostas por areias quartzosas finas (amostras NE40a-b, sobrepostas em contato abrupto com camada de cerca de 20 cm rica em silte (amostra NE40c) .

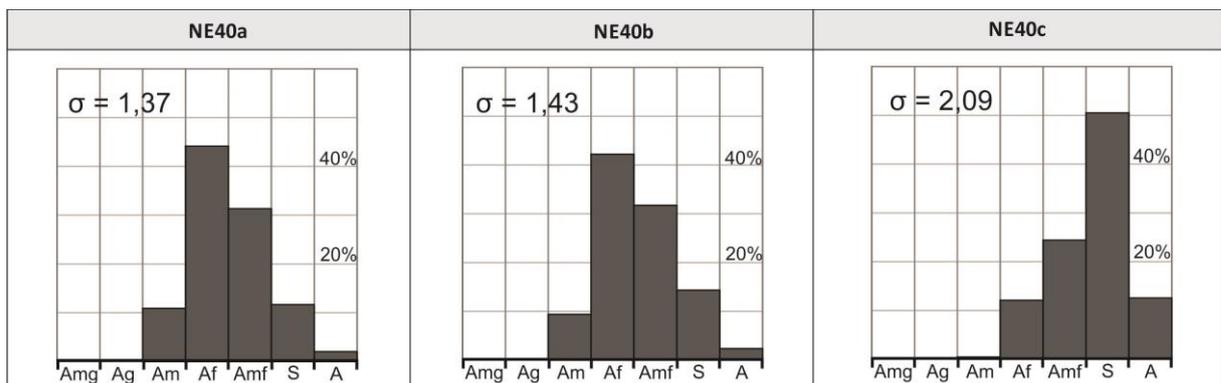


Figura 6.09 – Histogramas das amostras coletadas no ponto NE40 em diferentes profundidades. Predomina areia fina nas amostras inferiores (NE40a-b) e silte na amostra superior (NE40a).

No megaleque do Aquidauana foram coletadas amostras em trincheiras rasas (0,6 m de profundidade) na planície de inundação e nos paleocanais (Figura 6.10). Tanto na planície aluvial quanto nos paleocanais predominam areias quartzosas, com grãos subangulosos a subarredondados, imaturas e muito pobremente selecionadas (desvio padrão > 2,0), com alta porcentagem da fração silte (Figura 6.11). Fotografias tiradas na lupa mostram grande mistura de frações em todas as amostras, predominando quartzo subanguloso a subarredondado, em parte com ferro oxidado (Figura 6.12).

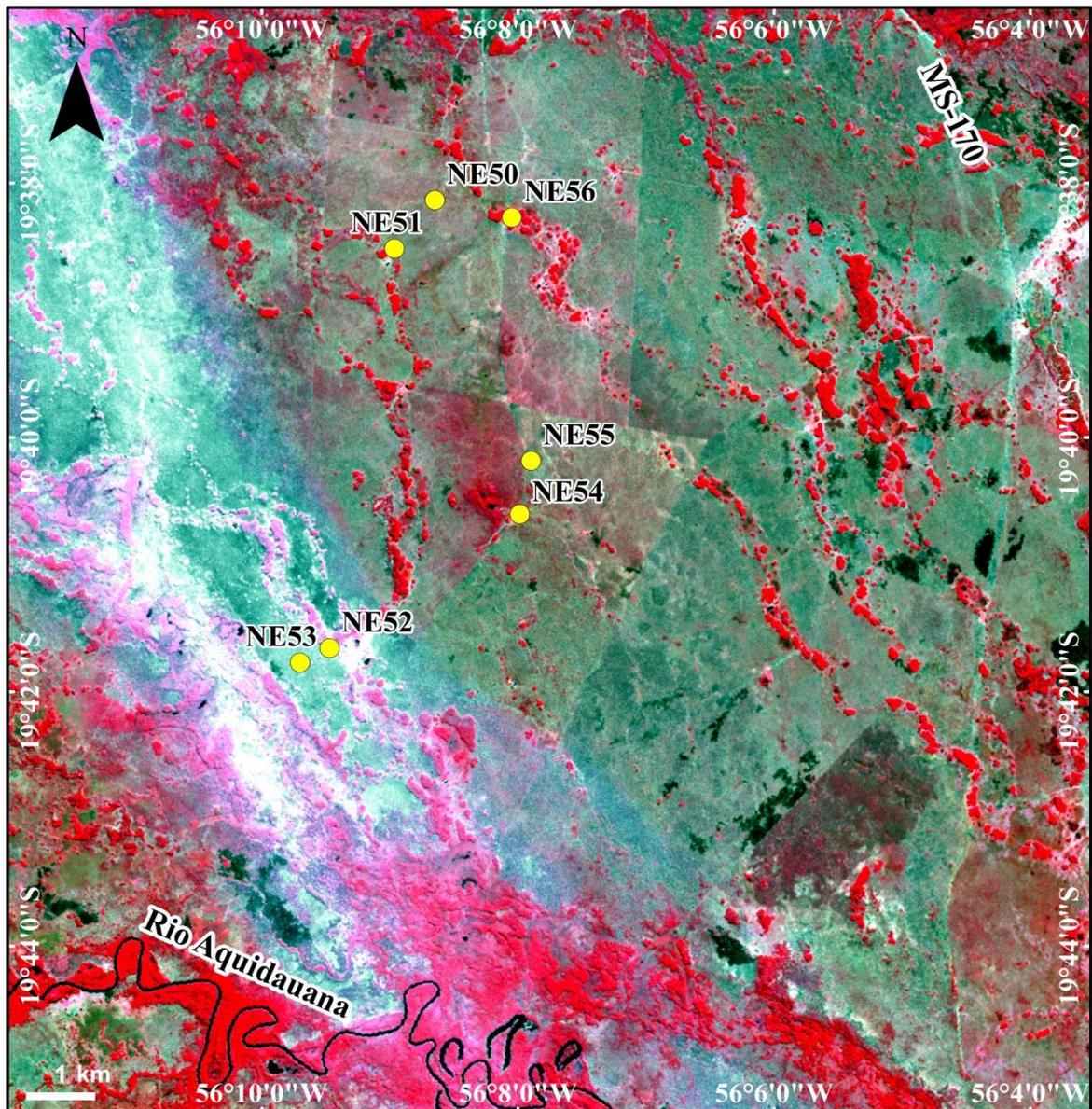


Figura 6.10 – Localização dos pontos amostrados no megaleque do rio Aquidauana.

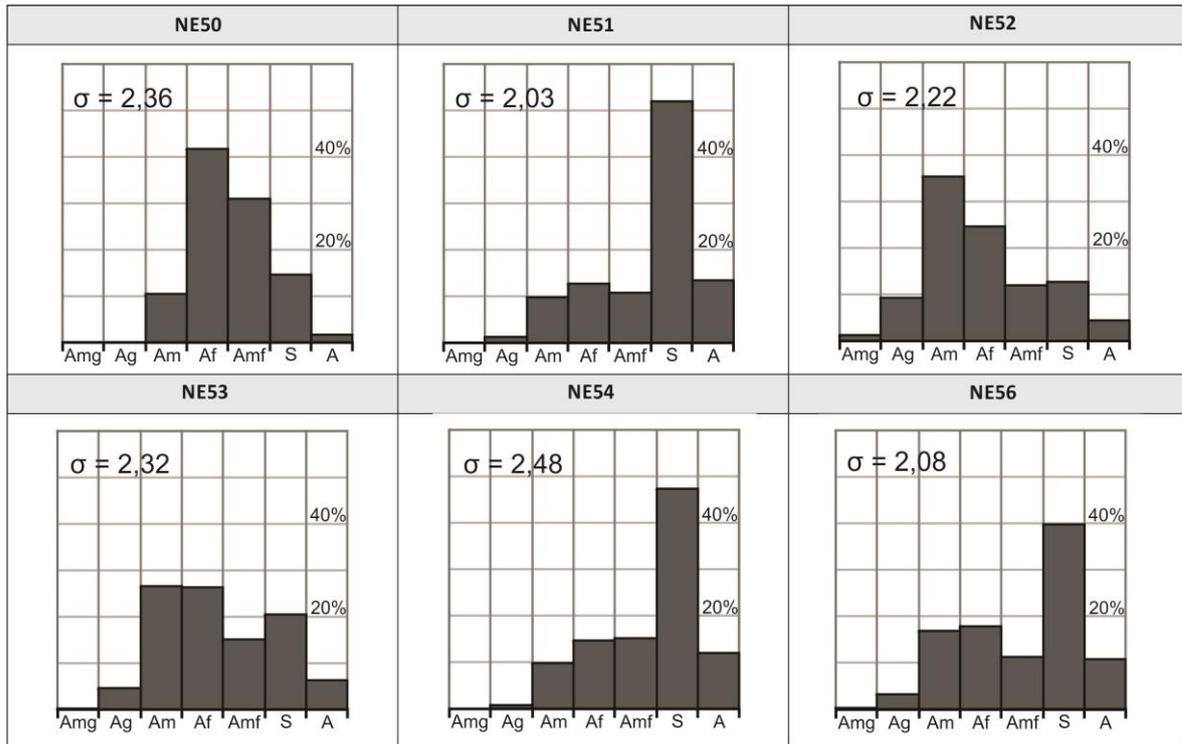


Figura 6.11 – Histogramas de frequência de classes granulométricas das amostras megaleque do Aquidauana. As distribuições de frequência mostram sedimentos muito pobremente selecionados, com desvio padrão acima de 2 e quantidade significativa de silte, como pode ser visto nos histogramas.

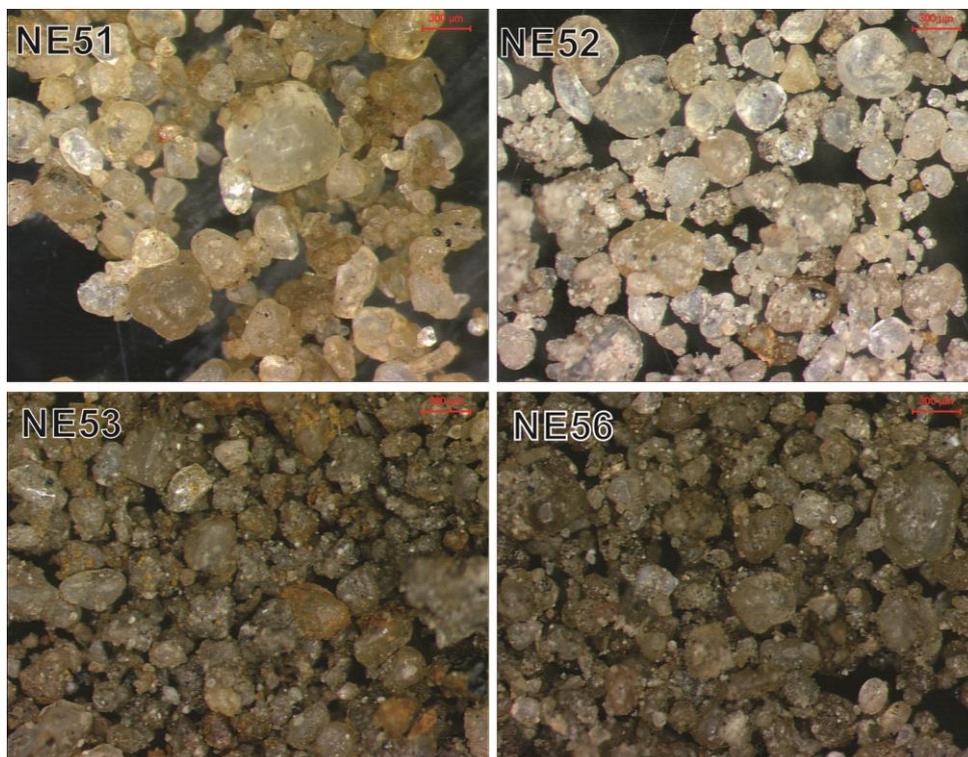


Figura 6.12 – Fotomicrografia das areias quartzosas imaturas e muito pobremente selecionadas do megaleque do Aquidauana.

As amostras coletadas na Nhecolândia são compostas por areias finas a muito finas, de cor castanho claro, aparentemente maciças. As areias são moderadamente bem selecionadas a pobremente selecionadas, com desvio padrão entre 0,6 e 1,4. Nas lagoas foram observadas feições de pedogênese, com aumento na quantidade de silte. A descrição das amostras coletadas na baixa Nhecolândia se encontra no capítulo 5.

Além das amostras já descritas no capítulo 5, foi amostrado também terraço na margem direita do rio Negro (Figura 6.13), para efeitos de comparação com as amostras da margem esquerda (Figura 6.09). Os sedimentos do terraço apresentaram granulometria pouco variável, predominando areia fina, com desvio padrão entre 1 e 2 (Figura 6.14). As amostras apresentaram características granulométricas semelhantes às das amostras descritas no capítulo 4, cujos histogramas possuem assimetria positiva, com moda na fração areia fina e cauda pendendo para as frações pelíticas, tanto nas amostras das lagoas quanto dos cordões.



Figura 6.13 –Amostragem no terraço da margem direita do rio Negro (profundidades: NE57a = 0,5 m; NE57b = 1,5 m; NE57c 3,0 m).

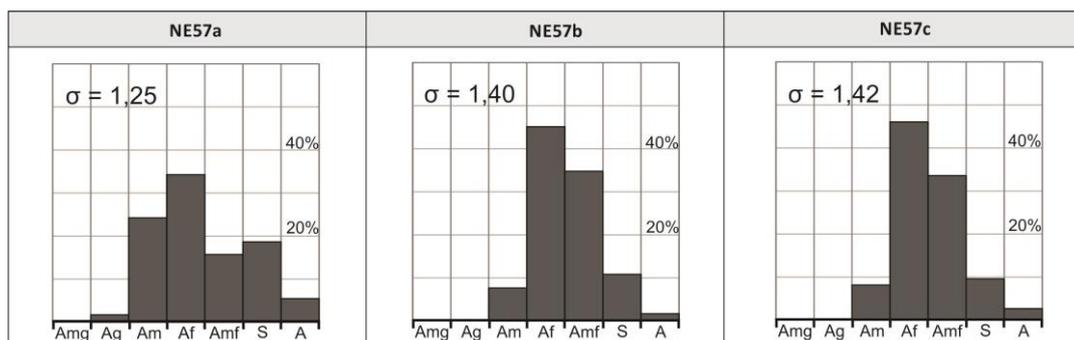


Figura 6.14 – Histogramas de frequência das amostras NE57 mostrando domínio de areia fina, seguida de areia muito fina (amostras NE57 b e c). No topo, na amostra NE57a, ocorre aumento de silte e areia média.

6.2.3. Geocronologia dos depósitos sedimentares

Assim como para a geocronologia das amostras do capítulo 4, a datação foi feita pelo método da Luminescência Opticamente Estimada (LOE), protocolo SAR (*Single Aliquot Regeneration*). Para o rio Negro foram analisadas oito amostras, com 24 alíquotas para os pontos NE02, NE17 e NE18, e 12 alíquotas para as amostras dos pontos NE40, NE48 e NE49. Para o megaleque do rio Aquidauana foram datadas seis amostras com 12 alíquotas cada. Quartzo foi mineral utilizado para a datação de todas as amostras.

Na figura 6.15 (a/b) estão apresentadas as curvas de dose resposta LOE obtidas para as amostras mais recentes da planície do rio Negro utilizando modelo de curva de crescimento exponencial no software *Analyst*. Este modelo foi o escolhido, pois, de acordo com Murray *et al.* (2007, 2008), a curva do quartzo é melhor descrita pela soma de duas curvas exponenciais, uma rápida e uma mais lenta, ou pela soma de uma exponencial e uma linear.

O teste de recuperação de dose (*dose recovery test*) foi feito em oito alíquotas da amostra NE18. Foi aplicada uma dose teste de 4,4 Gy, que apresentou resultados com doses médias de $4,36 \pm 0,05$ Gy (Figura 6.15c). Os gráficos indicam que a amostra NE18 tem moda próxima ao valor da dose teste, evidenciando a excelente capacidade dosimétrica das alíquotas de quartzo da planície do rio Negro.

Ao longo do transporte, os grãos de quartzo são retrabalhados, soterrados e novamente expostos, e a repetição desses ciclos aumenta a sensibilidade LOE desses grãos (Sawakuchi *et al.*, 2012). O sinal IR natural obtido em sedimentos do megaleque do rio Aquidauana ao nível do *background* é indicativo de ausência de resposta de feldspato (Figura 6.15d). O sinal natural de decaimento do quartzo, com decaimento exponencial rápido indica que não há impurezas na amostra (Figura 6.15e).

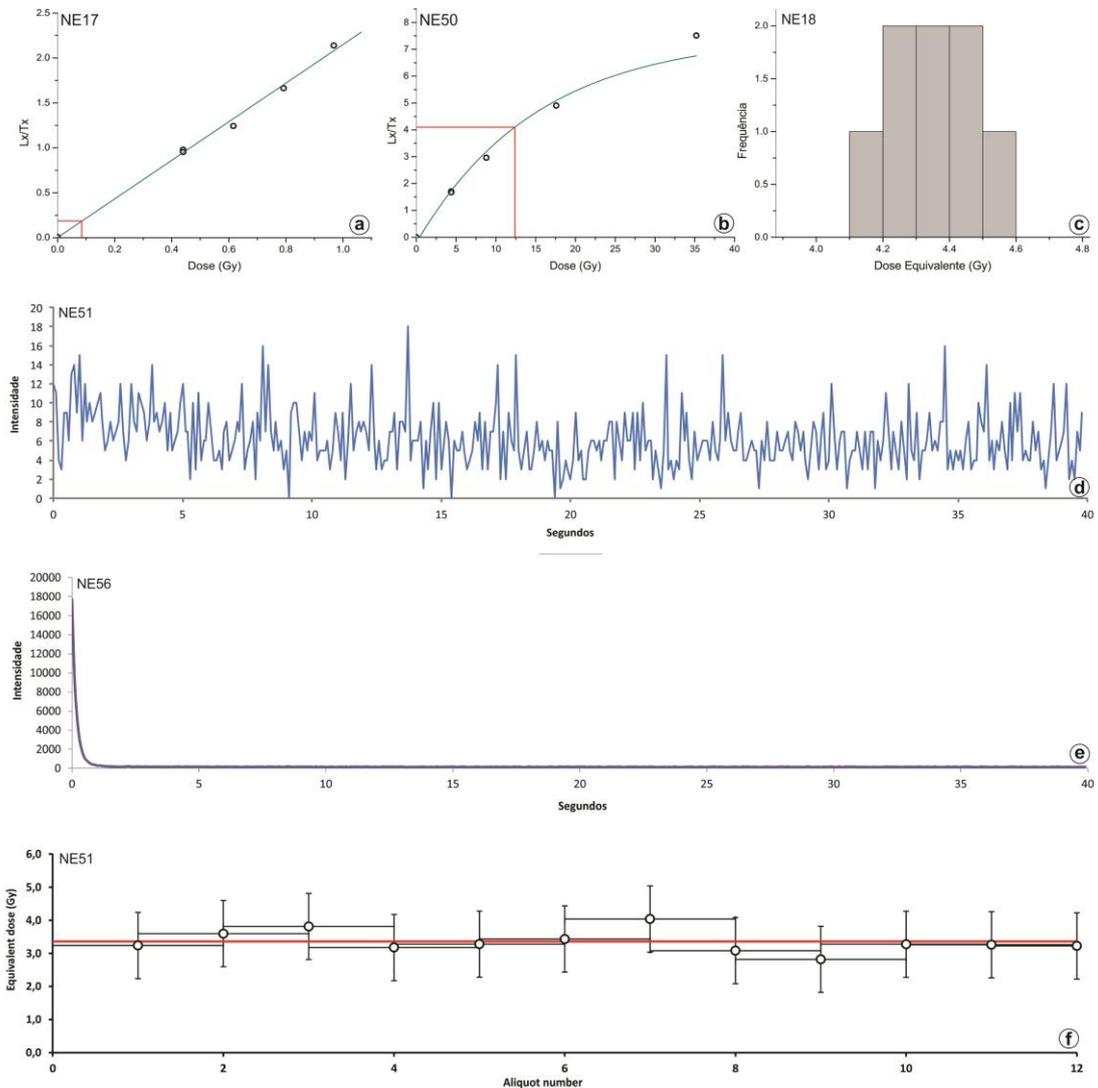


Figura 6.15 – Parâmetros utilizados na datação dos sedimentos: A) Curva de dose resposta característica dos sedimentos mais recentes do megaleque do rio Negro; B) Curva de dose resposta característica dos sedimentos mais recentes do megaleque do rio Aquidauana. Lx/Tx indica o sinal LOE corrigido; C) Teste de recuperação de dose para sedimentos da amostra NE18. Foram utilizadas 8 alíquotas; D) Sinal IR natural obtido em sedimentos megaleque do rio Aquidauana, amostra NE51, ao nível do background, indicativo de ausência de resposta de feldspato; E) Sinal natural característico das alíquotas de quartzo analisadas, com decaimento exponencial rápido, indicando predomínio da componente rápida sobre os componentes médio e lento, que ocorrem após 5 s; F) Distribuição de dose das alíquotas analisadas pelo modelo de idade central (CAM).

A dispersão da paleodose e a paleodose central juntas descrevem a distribuição das doses equivalentes pelo *Central Age Model* (CAM). A maior parte das amostras apresentou valores de dispersão abaixo de 40% (Tabela 6.01). Exceção foi a amostra do testemunho NE17, da planície do rio Negro, que apresentou valor de 53%, o valor mais alto de dispersão no *Central Age Model* (CAM). A amostra teve grande parte de suas alíquotas aceitas, além de

excelente curva de decaimento do quartzo. De acordo com a distribuição de dose, observa-se que a distribuição de dose das alíquotas analisadas é bastante homogênea (Figura 6.15f), o que indica que o modelo adotado é adequado. Da mesma forma que as amostras da planície do Negro e do megaleque do Aquidauana se mostraram excelentes dosímetros, as amostras da Nhecolândia também tiveram excelentes resultados, conforme apresentado no capítulo 4. Todas as idades obtidas, tanto para a planície do rio Negro, quanto para os megaleques do Taquari (Baixa Nhecolândia) e do Aquidauana, estão relacionadas na Tabela 6.02.

Tabela 6.01 – Parâmetros utilizados nas datações de amostras da planície do rio Negro e das franjas dos megaleques do Taquari (Nhecolândia) e do Aquidauana

Amostra	Prof. (m)	Saturação (%)	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Taxa de Dose	Erro	Tx, Rad, Cós, (mGy/y)	Erro	Alíquotas (Aceitas/ Total)	Dose (Gy)	Erro	Dispersão (Gy)	Erro
NE02	0,6	0,17	7,96	1,67	0,61	1,47	0,10	0,21	0,01	15/24	3,84	0,14	14,0	2,62
NE17	1,3	0,10	1,17	0,41	0,13	0,47	0,02	0,19	0,01	22/24	0,06	0,01	53,0	11,44
NE18	1,9	0,02	0,58	0,21	0,12	0,40	0,02	0,20	0,01	23/24	0,16	0,01	26,0	4,33
NE40a	1,7	0,17	1,57	0,47	0,32	0,67	0,04	0,20	0,01	23/24	1,88	0,07	17,0	2,55
NE40b	0,6	0,01	1,87	0,62	0,36	0,83	0,06	0,21	0,01	22/24	2,14	0,05	10,0	1,68
NE40c	0,3	0,12	5,93	1,74	0,69	1,65	0,12	0,21	0,01	22/24	3,28	0,07	9,7	1,55
NE06	1,8	0,01	1,35	0,52	0,40	0,81	0,06	0,20	0,01	23/24	11,39	0,29	12,40	1,82
NE07	1,7	0,12	1,00	0,43	0,41	0,70	0,04	0,20	0,01	15/24	6,89	0,22	14,00	2,30
NE09	1,3	0,01	1,41	0,46	0,37	0,77	0,05	0,20	0,01	18/24	3,91	0,28	34,00	5,03
NE10	2,4	0,14	2,74	0,65	0,72	1,12	0,08	0,20	0,01	24/24	45,76	2,95	30,00	4,61
NE11	1,6	0,01	0,99	0,44	0,37	0,74	0,05	0,20	0,01	19/24	7,20	0,24	15,00	2,40
NE12	2,1	0,11	0,99	0,41	0,37	0,67	0,04	0,20	0,01	23/24	19,35	0,79	20,00	2,90
NE14	1,5	0,10	0,94	0,35	0,40	0,69	0,04	0,20	0,01	21/24	13,84	1,02	36,00	5,21
NE15	1,2	0,02	0,82	0,38	0,33	0,77	0,04	0,30	0,01	21/24	3,66	0,14	18,00	2,69
NE42a	0,3	0,01	1,19	0,37	0,32	0,70	0,05	0,21	0,01	12/12	1,00	0,10	32,71	6,69
NE42b	0,6	0,01	1,19	0,36	0,32	0,69	0,05	0,21	0,01	12/12	1,00	0,09	31,66	6,47
NE42c	0,9	0,01	1,31	0,45	0,35	0,75	0,05	0,20	0,01	12/12	3,44	0,37	36,56	7,47
NE42d	1,2	0,01	1,33	0,44	0,34	0,74	0,05	0,20	0,01	12/12	4,9	0,39	26,57	5,43
NE42e	1,5	0,03	1,02	0,54	0,33	0,71	0,05	0,19	0,01	12/12	7,25	0,56	25,69	5,44
NE42f	1,8	0,01	0,97	0,45	0,38	0,75	0,05	0,19	0,01	10/12	9,36	0,77	26,15	5,9
NE43a	0,3	0,00	1,18	0,36	0,26	0,64	0,04	0,21	0,01	12/12	1,09	0,17	52,74	10,77
NE43b	0,6	0,01	1,17	0,39	0,27	0,65	0,04	0,20	0,01	12/12	2,03	0,28	47,08	9,62
NE43c	0,9	0,00	1,26	0,36	0,28	0,65	0,04	0,20	0,01	12/12	3,45	0,24	24,43	4,99
NE43d	1,2	0,01	1,22	0,37	0,29	0,66	0,04	0,20	0,01	11/12	3,45	0,18	17,32	3,71
NE43e	1,5	0,01	1,34	0,40	0,27	0,65	0,04	0,19	0,01	12/12	4,66	0,39	29,37	6,0
NE43f	1,8	0,03	1,14	0,38	0,28	0,63	0,04	0,19	0,01	12/12	5,50	0,46	29,2	5,97
NE43g	2,1	0,08	1,15	0,40	0,29	0,61	0,04	0,19	0,01	12/12	7,12	0,45	21,74	4,44
NE48	0,6	0,01	1,39	0,46	0,37	0,78	0,05	0,20	0,01	12/12	1,19	0,10	28,46	5,82
NE49	0,6	0,01	1,22	0,43	0,31	0,70	0,05	0,20	0,01	12/12	2,12	0,27	43,68	8,92
NE50	0,6	0,17	3,62	0,73	0,31	0,82	0,05	0,21	0,01	12/12	11,58	0,54	16,32	3,35
NE51	0,7	0,06	1,28	0,44	0,21	0,40	0,03	0,02	0,01	12/12	8,23	0,38	16,12	3,3
NE52	0,6	0,07	1,31	0,43	0,29	0,65	0,04	0,20	0,01	12/12	4,30	0,46	37,4	7,64
NE53	0,6	0,11	3,84	0,71	0,28	0,85	0,05	0,21	0,01	12/12	13,41	0,70	17,78	3,64
NE54	0,6	0,22	3,77	0,65	0,24	0,73	0,04	0,20	0,01	12/12	21,45	0,87	13,87	2,84
NE56	0,6	0,05	1,24	0,43	0,27	0,64	0,04	0,21	0,01	11/12	1,71	0,18	33,56	7,17
NE57a	0,5	0,02	1,11	0,46	0,33	0,72	0,05	0,21	0,01	12/12	2,97	0,09	11,29	2,33
NE57b	1,5	0,07	1,09	0,43	0,31	0,65	0,04	0,20	0,01	12/12	10,21	0,41	14,3	2,94
NE57c	3,0	0,14	1,12	0,38	0,35	0,63	0,04	0,18	0,01	12/12	25,98	1,28	16,72	3,43

Tabela 6.02 – Idades LOE de amostras da planície do rio Negro e de depósitos das franjas dos megaleques do Taquari (Nhecolândia) e do Aquidauana.

Amostra	Geoforma	Profundidade (m)	Idade (ka)	Erro(ka)
Planície do Rio Negro				
NE02	Planície de inundação	0,6	2,61	0,19
NE17	Barra em pontal	1,3	0,12	0,02
NE18	Barra em pontal	1,9	0,39	0,03
NE40a	Barra em pontal	1,7	2,80	0,19
NE40b	Barra em pontal	0,65	2,59	0,18
NE40c	Planície de inundação	0,35	1,99	0,15
NE48	Cordão(?)	0,6	1,52	0,16
NE49	Cordão(?)	0,6	3,02	0,43
Megaleque do Taquari – Nhecolândia				
NE06	Cordão	1,8	14,01	1,06
NE07	Lagoa/Salina	1,7	9,79	0,68
NE09	Cordão	1,3	5,08	0,50
NE10	Lagoa/Salina	2,4	40,97	3,81
NE11	Cordão	1,6	9,77	0,75
NE12	Lagoa/Baía	2,1	28,76	2,12
NE14	Lagoa/Salina	1,5	20,14	1,95
NE15	Cordão	1,2	4,78	0,33
NE42a	Cordão	0,3	1,44	0,17
NE42c	Cordão	0,9	4,58	0,58
NE42e	Cordão	1,5	10,25	1,05
NE42f	Cordão	1,8	12,51	1,36
NE43a	Cordão	0,3	1,69	0,28
NE43b	Cordão	0,6	3,13	0,47
NE43c	Cordão	0,9	5,33	0,51
NE43d	Cordão	1,2	5,25	0,44
NE43e	Cordão	1,5	7,19	0,76
NE43f	Cordão	1,8	8,77	0,93
NE43g	Cordão	2,1	11,59	1,02
NE57a	Indefinida	0,5	4,15	0,31
NE57b	Indefinida	1,5	15,78	1,17
NE57c	Indefinida	3,0	41,44	3,20
Megaleque do Aquidauana				
NE50	Planície aluvial	0,6	14,18	1,03
NE51	Planície aluvial	0,6	20,61	1,96
NE52	Paleocanal	0,6	6,59	0,81
NE53	Planície aluvial	0,6	15,88	1,26
NE54	Planície aluvial	0,6	29,50	1,93
NE56	Paleocanal	0,6	2,66	0,32

6.3. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Três sistemas deposicionais distintos interagem na região estudada, sendo a planície do rio Negro uma planície agradacional interleques, confinada entre os megaleques do Taquari e do Aquidauana.

O sistema interleques do Negro foi classificado como do tipo misto (*mixed-fed interfan*), pois recebe águas e sedimentos do planalto e das planícies dos rios Taquari e Aquidauana. O canal apresenta padrão meandrante a leste, mas a sinuosidade diminui muito para W, onde o canal apresenta muitos segmentos retilíneos. O rio transporta atualmente alta carga suspensa, sendo frequente a migração de canais por avulsão. Acompanhando a diminuição da sinuosidade para jusante, há aumento da largura da planície para W. Em muitos locais, o canal está ajustado na margem direita da planície, erodindo depósitos mais antigos da Nhecolândia e formando terraços com 3-5 m de altura.

As barras da planície do rio Negro apresentam areias com estratificações cruzadas e padrão de variação textural com granodecrescência ascendente, características típicas de associações de fácies produzidas pela migração lateral do canal e formação de barras em pontal. Duas datações realizadas em barras ativas revelaram idades muito recentes, de $0,12 \pm 0,20$ (NE17) e $0,39 \pm 0,03$ ka (NE18). A datação mais antiga das barras foi de $2,80 \pm 0,19$ ka na profundidade de 1,7 m (NE40a).

A planície do rio Negro interage com o megaleque do Taquari, recebendo dele águas provenientes de norte. A área, conhecida por Baixa Nhecolândia, é composta por milhares de lagoas alinhadas na direção NE, com formas circulares ou elípticas. No entorno das lagoas de águas salinas ocorrem cordões arenosos 3-5 m mais altos que as lagoas. As lagoas de água doce (baías) são conectadas umas às outras durante as cheias. A origem da morfologia da Nhecolândia é matéria controversa, tema discutido no capítulo 4, sendo por muitos autores considerada resultante de processos eólicos (e. g. Almeida, 1945; Almeida e Lima, 1959; Valverde, 1972; Braun 1977, Tricart 1982, Klammer 1982, Soares *et al.*, 2003; Assine, 2010; Furquim *et al.*, 2010).

Na Baixa Nhecolândia, predominam areias finas a muito finas, moderadamente bem a mal selecionadas, compostas por grãos subangulosos a subarredondados, tanto nas lagoas quanto nos cordões. Como já discutido no capítulo anterior, as areias são compostas predominantemente por quartzo, com pouco feldspato, fragmentos de rochas e minerais pesados. O substrato das lagoas (salinas e baías) é constituído por areias predominantemente pleistocênicas, tendo sido obtidas idades de $40,97 \pm 3,81$ ka a $9,79 \pm 0,68$ ka em profundidades que variaram de 1,5 a 2,4 m (Tabela 6.02).

As areias dos cordões revelaram idades predominantemente holocênicas. Em duas trincheiras abertas em cordões da Baixa Nhecolândia, as idades são decrescentes para o topo, tendo sido obtidas na base idades de $12,51 \pm 1,36$ ka (profundidade de 1,8 m do NE43) e de $11,59 \pm 1,02$ ka (profundidade de 2,1 m do NE42). Os resultados das datações dos cordões,

apresentada no capítulo 4, mostra que a sedimentação permaneceu contínua ao longo de todo o Holoceno, tendo sido obtidas idades de $1,69 \pm 0,28$ ka (NE43) e de $1,44 \pm 0,17$ (NE42) na profundidade de 0,3 m.

Sedimentos muito mais imaturos foram constatados na porção distal do megaleque do Aquidauana, reflexo de área-fonte distinta situada a sul e sudeste. Destaca-se a porcentagem alta de silte em todas as amostras, com aumento da fração areia média adjacente ao antigo cinturão de meandros do rio. Interpreta-se que a riqueza em finos deve-se ao fato de que os sedimentos foram depositados na planície de inundação em áreas distantes do canal principal do rio durante eventos de cheias, enquanto que, próximo ao canal, são encontrados sedimentos mais grossos (He e Walling, 1998).

A superfície do megaleque é predominantemente degradacional e mais antiga. A datação de depósitos da planície aluvial indiferenciada e de paleocanais nela existentes revelaram cronologia bastante interessante. A planície aluvial é constituída por depósitos mais antigos, pedogenizados, com idades LOE entre $29,50 \pm 1,93$ e $14,18 \pm 1,03$ ka obtidas da datação de sedimentos coletados na profundidade de 0,6 m. Tais idades mostram contemporaneidade na sedimentação destas areias aluviais imaturas presentes na porção distal do megaleque do Aquidauana com as areias melhor selecionadas presentes no substrato das lagoas da Nhecolândia.

Em locais que permanecem saturados por água em períodos alternados de cheia e seca, como é o caso da porção distal do megaleque do Aquidauana, é comum a formação de solos caracterizados pela segregação de óxidos de ferro, descritos como plínticos (Cunha, 1980). Níveis de lateritas presentes nos depósitos antigos do megaleque do Aquidauana mostram rápida formação destes depósitos, que segundo Banerji (1982) requer apenas alguns milhares de anos.

Datação de sedimentos de dois paleocanais, coletados também na profundidade de 0,6 m, revelaram idades muito mais jovens, de $6,59 \pm 0,81$ no NE52 e de $2,66 \pm 0,32$ ka no NE56. Estas datações revelaram que os paleocanais distributários, que se destacam na morfologia do megaleque do Aquidauana (Figura 6.04), são contemporâneos à sedimentação holocênica ocorrida nos cordões da Nhecolândia.

Os dados acima apresentados permitem estabelecer tentativamente a seguinte sucessão de eventos ocorridos na porção sul do Pantanal. No Pleistoceno superior foram formados os megaleques fluviais dos rios Taquari e Aquidauana, comprovados por datações entre 40 e 10 ka nos sedimentos destes sistemas. Com a coalescência dos dois megaleques, a região de encontro das águas provenientes dos dois sistemas formou uma drenagem coletora

interleques. Já no final do Pleistoceno, possivelmente começou a formação da paisagem da Nhecolândia, com formação de lagoas e cordões devido a retrabalhamento pelas águas pluviais e pelo vento, conforme discutido no capítulo 4.

Mudanças nas condições climáticas e paleo-hidrológicas, entre o final do Pleistoceno e o início do Holoceno, resultaram no aumento na descarga fluvial e rebaixamento do nível de base regional, à semelhança do descrito em outras áreas do Pantanal (Assine e Soares 2004; McGlue *et al* 2013; Assine *et al* 2014; Macedo *et al* 2014; Pupim *et al* 2014). Este evento de rebaixamento do perfil de equilíbrio causou incisão na drenagem interleques, que induziu erosão remontante nas drenagens dos megaleques do Taquari e Aquidauana.

Por fenômenos ainda não devidamente compreendidos, em algum momento do Holoceno passou a haver agradação do vale inciso, com sedimentação numa planície de meandros. Não se sabe quando ocorreu o início da agradação, mas foi antes de $2,80 \pm 0,19$ ka, idade mais antiga obtida para sedimentos da planície (NE40a, profundidade de 1,7 m). O contraste entre as datações do ponto NE40 e do ponto NE57 mostram claramente as relações de incisão dos depósitos da Nhecolândia, formação de terraços nas laterais da planície interleques e posterior agradação por canais meandrantos.

Enquanto ocorria a agradação na planície do Negro, canais distributários mais jovens formaram-se na porção distal do megaleque do Aquidauana sobre os depósitos aluviais pedogenizados mais antigos. Ao mesmo tempo, a Nhecolândia experimentou interação de processos de erosão e sedimentação promovidos, tanto pelo escoamento das águas pluviais desde a Alta Nhecolândia até o sistema coletor do Rio Negro, quando pelo trapeamento de sedimentos trazidos pelo vento pela vegetação arbórea que se desenvolveu nos cordões. A discussão destes eventos na Baixa Nhecolândia compõem o capítulo 4.

O rio Negro retrabalhou formas da porção sul da Nhecolândia durante a evolução da planície interleques. O fato de haver lagoas similares às da Baixa Nhecolândia na margem esquerda do rio Negro é evidência disto. Estas lagoas estão em degradação, havendo sedimentos recentes recobrimo depósitos mais antigos nas lagoas amostradas nos pontos NE48 e NE49, cujas datações revelaram idades, respectivamente, de $1,52 \pm 0,16$ ka e de $3,02 \pm 0,43$ ka.

6.4. CONCLUSÕES

A planície interleques do Negro é do tipo misto (*mixed-fed interfan*), pois recebe águas e sedimentos do planalto e dos leques adjacentes. A configuração atual do sítio deposicional

do rio Negro como uma planície agradacional confinada entre os megaleques do Taquari e do Aquidauana, é resultado de evolução geológica que remonta ao Pleistoceno.

A porção distal do megaleque do Aquidauana é constituída por sedimentos aluviais muito mais imaturos, pedogenizados, com datações LOE entre $29,50 \pm 1,93$ e $14,18 \pm 1,03$ ka. Tais idades mostram contemporaneidade com a deposição das areias melhor selecionadas presentes no substrato das lagoas da Nhecolândia, cujas amostras apresentaram idades de $40,97 \pm 3,81$ ka a $9,79 \pm 0,68$ ka.

Mudanças nas condições climáticas e paleo-hidrológicas, entre o final do Pleistoceno e o início do Holoceno, resultaram no aumento na descarga fluvial e rebaixamento do nível de base regional, à semelhança do descrito em outras áreas do Pantanal, resultando no rebaixamento do perfil de equilíbrio e incisão na drenagem interleques, que induziu erosão regressiva nas drenagens dos megaleques do Taquari e Aquidauana.

Em algum momento do Holoceno passou a haver agradação do vale inciso, com sedimentação numa planície de meandros. Não há informações que permitam deduzir quando ocorreu o início do evento de agradação, mas foi antes de $2,80 \pm 0,19$ ka, idade mais antiga obtida para sedimentos da planície do rio Negro. Ao mesmo tempo em que evoluía o sistema interleques do rio Negro, a sul formavam-se canais distributários, mais jovens no megaleque do Aquidauana, recobrando os depósitos aluviais pleistocênicos. Os depósitos nesta área são mais imaturos, com alto teor de finos, especialmente siltos, refletindo influência de áreas-fonte situadas a sul e sudeste.

Durante todo o Holoceno a área da Baixa Nhecolândia experimentou interação de processos de erosão e sedimentação, promovidos, tanto pelo escoamento das águas pluviais desde a Alta Nhecolândia até o sistema coletor do Rio Negro, quando pelo trapeamento de sedimentos trazidos pelo vento pela vegetação arbórea que se desenvolveu nos cordões.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Quatro diferentes padrões de canal, que ocupam distintos compartimentos geomorfológicos com geoformas deposicionais características, foram reconhecidos na planície do rio Negro: a) canal único meandrante em cinturão entrincheirado em depósitos aluviais; b) canais múltiplos (*anabanching*) em planície distributária; c) canal sinuoso em planície interleques; d) canais elevados avulsivos em planícies pantanosas numa ampla bacia de inundação.

Ao deixar sua bacia de drenagem no planalto de Maracaju, o rio adentra no primeiro compartimento geomorfológico, um cinturão de meandros que se encontra entrincheirado em sedimentos aluviais mais antigos. Estes sedimentos pertencem a um megaleque formado pelo próprio rio na entrada do Pantanal, com ápice no vale alimentador que atravessa as escarpas do planalto.

Após a confluência com o córrego das Anhumas, situada numa larga vazante, o rio Negro entra sofre deflexão do canal para SW, deixando o cinturão de meandros e entrando numa planície que se alarga para sul. Neste segundo compartimento, o rio muda de padrão é forma intrincada rede de canais distributários, com frequentes avulsões e confluências, delineando padrão rio multicanais (*anabanching*).

A partir da confluência com a vazante Santa Clara, o rio passa a correr para W numa planície confinada entre os megaleques do Taquari (norte) e Aquidauana e Taboco (sul). O canal volta a ser único e sinuoso, com segmentos meandrantentes, no que é classificada como uma típica planície tributária interleques do tipo mista (*mixed-fed*), já que recebe águas diretamente do planalto e de sistemas distributários adjacentes.

O último e mais complexo compartimento está situado no seu baixo curso, onde o rio adentra uma ampla bacia de inundação (*flood basin*), caracterizada pela presença de áreas de pântanos e de crescimento de macrófitas aquáticas. É uma área de hidrologia complexa, sujeita a inundações frequentes, para onde flui grande volume de água durante o ano todo, especialmente durante as cheias. O rio Negro nesta área sofre diversas bifurcações, sendo frequentes avulsões que mudam constantemente seu curso, havendo também confluências de canais que geram padrões multicanais localizados. A formação de cordões constituídos por canal e diques marginais, e lobos formados por bifurcações, promovem sedimentação de grande parte da carga sedimentar transportada pelo rio Negro.

As mudanças do padrão dos canais e dos estilos fluviais do rio Negro são importantes para compreender a dinâmica hidrológica e sedimentar da porção sul do Pantanal, pois o rio forma uma planície tributária interleques, constituindo o principal coletor das águas provenientes, tanto as provenientes diretamente do planalto quanto aquelas que atingem a planície a partir dos sistemas de leques fluviais adjacentes.

A Nhecolândia, situada na porção sul do megaleque do Taquari, se situa a norte da planície do rio Negro. Possui formas deposicionais que diferem completamente do restante da planície do Pantanal, onde canais fluviais mudam frequentemente de posição dando origem desenhos intrincados de paleocanais, e canais mais jovens truncam canais mais antigos. A baixa Nhecolândia é uma paisagem exótica caracterizada pela presença de milhares de lagoas, tanto de água doce (baías) quanto de águas alcalinas (salinas), circundada por cordões arenosos. As lagoas e cordões são considerados por muitos autores produto de atividades eólicas, mas o tema é matéria controversa.

Análises granulométricas mostraram que os sedimentos de ambas as formas deposicionais são muito semelhantes, constituindo depósitos de areias finas (moda) a muito finas, moderadamente bem selecionadas a pobremente selecionadas (desvio padrão entre 0,6 e 1,4), com assimetria positiva nas curvas de distribuição granulométrica.

Há diferença marcante de idade nos sedimentos dos 2m superficiais de depósitos das lagoas e dos cordões, evidenciada por datações pelo método de luminescência opticamente estimulada (LOE). Sedimentos das lagoas, tanto baías como salinas, revelaram idades LOE do final do Pleistoceno (20 a 40 ka). As areias das lagoas apresentam feições pedogenéticas, sendo evidente aumento na porcentagem e concentração de sedimentos finos (silte/argila) em alguns níveis.

Datações LOE dos cordões arenosos revelaram idades holocênicas decrescentes da base para o topo, sendo a mais jovem de ~1,5 ka (0,3 m de profundidade) e a mais antiga de ~12,0 ka (2,0 m de profundidade), já no limite Pleistoceno/Holoceno. Estas datações mostraram que os cordões permaneceram áreas agradacionais no Holoceno, com taxa de sedimentação variando entre 8,4 e 24,4 cm/ka.

Em termos de ambientes de sedimentação, conclui-se que os depósitos holocênicos amostrados na parte superior cordões não são sedimentos de origem fluvial, pois as morfologias não exibem nenhuma evidência de paleocanais e/ou diques marginais, tão comuns em outras áreas do Pantanal, os depósitos sedimentares não exibem feições típicas de fácies fluviais, não tendo sido constatada a presença de grânulos e/ou seixos, e a taxa de sedimentação é muito lenta quando comparada com a deposição de fácies fluviais em sistemas

avulsivos como os que caracterizam os megaleques do Pantanal, cujo maior exemplo é o do Taquari, do qual a Nhecolândia faz parte.

A agradação nos cordões existentes no entorno das lagoas durante o Holoceno também não é compatível com sedimentação em dunas eólicas ativas, cuja migração é rápida e as areias apresentam estratificação cruzada. Concluiu-se que a agradação vertical observada nos cordões foi produzida pelo trapeamento de sedimentos pela vegetação que se implantou nos cordões com o advento de clima mais úmido no Holoceno. Destaca-se que os cordões são as áreas mais altas, dificilmente alcançadas pelas águas das inundações, onde hoje domina vegetação arbórea do tipo cerradão. A forma mais plausível de aporte sedimentar, em tais condições, é pelo vento, embora não se descarte contribuição sedimentar trazido por águas das inundações excepcionais.

Os cordões são cerca de 4-5 m mais altos que as lagoas (salinas e baias), não tendo sido amostrados cerca de 2-3 m de sedimentos dos cordões, entre a base da amostragem nos mesmos e a superfície do terreno nas lagoas, correspondente ao intervalo de tempo aproximadamente entre 10 e 20 ka. É bastante razoável, portanto, supor que as lagoas e cordões já existiam antes do Holoceno, sendo as formas da Nhecolândia herdadas do Pleistoceno tardio. Esta é uma hipótese estimulante, mas não há dados ainda que permitam verificar em que contexto paleoambiental tais feições foram originadas.

A porção distal do megaleque do Aquidauana, situada a sul da planície do rio Negro, é constituída por sedimentos aluviais muito mais imaturos, pedogenizados, com datações LOE entre $29,50 \pm 1,93$ e $14,18 \pm 1,03$ ka. Tais idades mostram contemporaneidade com a deposição das areias melhor selecionadas presentes no substrato das lagoas da Nhecolândia, cujas amostras apresentaram idades de $40,97 \pm 3,81$ ka a $9,79 \pm 0,68$ ka.

A planície interleques do Negro é do tipo misto (*mixed-fed interfan*), pois recebe águas e sedimentos do planalto e dos megaleques do Aquidauana, Taboco e Taquari, além de águas provenientes das escarpas da Serra de Maracaju-Campo Grande. A configuração atual do sítio deposicional do rio Negro como uma planície agradacional confinada entre os megaleques, é resultado de evolução geológica que remonta ao Pleistoceno.

Mudanças nas condições climáticas e paleo-hidrológicas, entre o final do Pleistoceno e o início do Holoceno, resultaram no aumento na descarga fluvial e rebaixamento do nível de base regional, à semelhança do descrito em outras áreas do Pantanal, resultando no rebaixamento do perfil de equilíbrio e incisão na drenagem interleques, que induziu erosão regressiva nas drenagens dos megaleques do Taquari e Aquidauana.

Em algum momento do Holoceno passou a haver agradação do vale inciso, com sedimentação numa planície de meandros. Não há informações que permitam deduzir quando ocorreu o início do evento de agradação, mas foi antes de $2,80 \pm 0,19$ ka, idade mais antiga obtida para sedimentos da planície do rio Negro. Ao mesmo tempo em que evoluía o sistema interleques do rio Negro, a sul formavam-se canais distributários, mais jovens no megaleque do Aquidauana, recobrando os depósitos aluviais pleistocênicos. Os depósitos nesta área são mais imaturos, com alto teor de finos, especialmente siltos, refletindo influência de áreas-fonte situadas a sul e sudeste.

Durante todo o Holoceno a área da Baixa Nhecolândia experimentou interação de processos de erosão e sedimentação, promovidos, tanto pelo escoamento das águas pluviais desde a Alta Nhecolândia até o sistema coletor do Rio Negro, quando pelo trapeamento de sedimentos trazidos pelo vento pela vegetação arbórea que se desenvolveu nos cordões.

REFERÊNCIAS

- Ab'Sáber, A. N. 1988. O Pantanal Mato-Grossense e a teoria dos refúgios. *Revista Brasileira de Geografia*, **50**: 9-57.
- Almeida, F. F. M. e Lima, M. A. 1959. *Planalto centro-ocidental e pantanal Mato-Grossense*. Rio de Janeiro, (Guia de Excursão nº 1 do Congresso Internacional de
- Almeida, F. F. M. 1945. Geologia do sudoeste Matogrossense. *Boletim do DNPM/DGM*, **116**: 1-118.
- Assine, M. L. e A., S. 2009. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, **113**: 189-199.
- Assine, M. L. e Soares, P. C. 1997. The giant Taquari wet alluvial fan, Pantanal basin, Brazil. In: IAS, 6th International Conference on Fluvial Sedimentology, Cape Town, *Abstracts*, p.p. 16.
- Assine, M. L. e Soares, P. C. 1998. Megaleques aluviais: uma discussão tendo como exemplo o leque do Taquari, Pantanal Mato-Grossense. In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, *Anais*, p.p. 433.
- Assine, M. L. e Soares, P. C. 2004. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. *Quaternary International*, **114**: 23-34.
- Assine, M. L. 1996. *Aspectos da Estratigrafia das Sequências Pré-Carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil*. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.
- Assine, M. L. 2003. *Sedimentação na Bacia do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, Tese de Livre-Docência, 106p.
- Assine, M. L. 2004. A bacia sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. (ed.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, .Beca, 61-74.

- Assine, M. L. 2005. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology*, **70**: 357-371.
- Assine, M. L. 2010. Pantanal Mato-Grossense: uma paisagem de exceção. In: (ed.) *A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber*. 464 - 489.
- Assine, M. L.; Corradini, F. A.; Pupim, F. d. N.; McGlue, M. M. 2014. Channel arrangements and depositional styles in the São Lourenço fluvial megafan, Brazilian Pantanal wetland. *Sedimentary Geology*, **301**: 172-184.
- Assine, M. L.; Soares, P. C.; Angulo, R. J. 1997. Construção e abandono de lobos na evolução do leque do rio Taquari, Pantanal Mato-grossense. In: Abequa, 6º Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, Curitiba, *Resumos Expandidos*, p.431-433.
- Assumpção, M. 1998. Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88**: 160-169.
- Banerji 1982. Lateritization processes. *Episodes*, **5**: 16-20.
- Barbiéro, L.; Queiroz Neto, ; Ciornei, G.; Sakamoto, A. Y.; Capellari, B.; Fernandes, E.; Valles, V. 2002. Geochemistry of water and ground water in the Nhecolândia, Pantanal of Mato Grosso, Brazil: variability and associated processes. *Wetlands*. 22(3): 528-540.
- Braun, E. W. G. 1977. Cone aluvial do Taquari, unidade geomórfica marcante na planície quaternária do Pantanal. 164 - 180p.
- Cordeiro, B. M.; Facincani, E. M.; Filho, A. C. P.; Bacani, V. M.; Assine, M. L. 2010. Compartimentação geomorfológica do leque fluvial do rio Negro, borda sudeste da Bacia do Pantanal (MS). *Revista Brasileira de Geociências*, **40**: 175-183.
- Corradini, F. A., 2011. Geomorfologia fluvial, mudanças ambientais e evolução do megaleque do rio São Lourenço, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 126 p.

- Corradini, F. A. e Assine, M. L. 2012. Compartimentação geomorfológica e processos deposicionais no megaleque fluvial do rio São Lourenço, Pantanal mato-grossense. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**: 20-33.
- Crepani, E. e Medeiros, J. S. 2004. Imagens fotográficas derivadas de MNT do projeto SRTM para fotointerpretação na geologia, geomorfologia e pedologia. São José dos Campos, 39p.
- Cunha, J. 1943. Cobre de Jaurú e lagoas alcalinas do Pantanal (Mato Grosso). *Boletim DNPM /LPM*, **6**: 1-53.
- Cunha, N.G. 1980. Considerações sobre os solos da sub-região da Nhecolândia, Pantanal Mato-grossense. Circular Técnica 1, Embrapa-UEPAE, Corumbá.
- DeCelles, P. G. e Cavazza, W. 1999. A comparison of fluvial megafans in the Cordilleran (Upper Cretaceous) and modern Himalayan foreland basin systems. *Geological Society of America Bulletin*, **111**: 1315-1334.
- Duller, G. 2008. Luminescence Dating: guidelines on using luminescence dating in archaeology. *English Heritage, Swindon*,
- ESRI - Environmental Systems Research Institute. 2009. ArcGis 9.3.1. Redlands – California.
- Evans, T. L. e Costa, M. 2013. Landcover classification of the Lower Nhecolândia subregion of the Brazilian Pantanal Wetlands using ALOS/PALSAR, RADARSAT-2 and ENVISAT/ASAR imagery. *Remote Sensing of Environment*, **128**: 118-137.
- Facincani, E. M.; Assine, M. L.; Silva, A.; Zani, H.; Araújo, B. C.; Miranda, G. M. 2006. Geomorfologia fluvial do leque do rio Aquidauana, borda sudeste do Pantanal, MS. In: Anais 1º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Campo Grande, Brasil, p.175-181.
- Farr, T. G. e Kobrick, M. 2000. Shuttle radar topography mission produces a wealth of data. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **81**: 583-585.
- Farr, T. G.; Rosen, P. A.; Caro, E.; Crippen, R.; Duren, R.; Hensley, S.; Kobrick, M.; Paller, M.; Rodriguez, E.; Roth, L.; Seal, D.; Shaffer, S.; Shimada, J.; Umland, J.; Werner, M.; Oskin, M.; Burbank, D.; Alsdorf, D. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics*, **45**: RG2004.

- Fearnehough, W.; Fullen, M. A.; Mitchell, D. J.; Trueman, I. C.; Zhang, J. 1998. Aeolian deposition and its effect on soil and vegetation changes on stabilised desert dunes in northern China. *Geomorphology*, **23**: 171-182.
- Fernandes, F. A.; Fernandes, A. H. B. M.; Soares, M. T. S; Pellegrin, L. A.; Lima, I. B. T. de. 2007. Atualização do mapa de solos da planície pantaneira para o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Corumbá: Embrapa Pantanal, Comunicado Técnico, 61. 6 p.
- Folk, R. L. e Ward, W. C. 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research*, **27**: 3-26.
- Franco, M.S.M.; Pinheiro, R. 1982. Geomorfologia In: Brasil (ed.) *Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SE 21. Corumbá e parte da folha SE 20*. Rio de Janeiro, MME/SG/RADAMBRASIL, (Levantamento de Recursos Naturais, 27), p. 161-224.
- Fraser, L. H. e Keddy, P. A. (ed.). 2005. *The World's Largest Wetlands - Ecology and Conservation*. Cambridge University Press, 488p.
- Furquim, S. A. C.; Barbiéro, L.; Graham, R. C.; de Queiroz Neto, J. P.; Ferreira, R. P. D.; Furian, S. 2010a. Neof ormation of micas in soils surrounding an alkaline-saline lake of Pantanal wetland, Brazil. *Geoderma*, **158**: 331-342.
- Furquim, S. A. C.; Graham, R. C.; Barbiero, L.; Queiroz Neto, J. P.; Vidal-Torrado, P. 2010b. Soil mineral genesis and distribution in a saline lake landscape of the Pantanal Wetland, Brazil. *Geoderma*, **154**: 518-528.
- Galbraith, R. F. e Laslett, G. M. 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **21**: 459-470.
- Galbraith, R. F.; Roberts, R. G.; Laslett, G. M.; Yoshida, H.; Olley, J. M. 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, experimental design and statistical models*. *Archaeometry*, **41**: 339-364.
- Galbraith, R. F.; Roberts, R. G.; Yoshida, H. 2005. Error variation in OSL palaeodose estimates from single aliquots of quartz: a factorial experiment. *Radiation Measurements*, **39**: 289-307.

- Gesicki A. L. D.; Riccomini C. Neotectônica da borda sudeste do Pantanal Matogrossense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, 1998. p. 84.
- Godoi, H. D. O.; Martins, G. M.; Mello, J. C. R. d.; G., S. 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Brasília, CPRM/DIEDIG/DEPAT, Folha SE.21-Y-D, Aldeia Tomázia, Folha SF.21-V-B, Porto Murtinho, Folha SF.21-V-D, Estado de Mato Grosso do Sul. Escala 1:250.000.
- Guedes, C. C. F.; Giannini, P. C. F.; Sawakuchi, A. O.; DeWitt, R.; Nascimento Jr, D. R.; Aguiar, V. A. P.; Rossi, M. G. 2011. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: The Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. *Marine Geology*, **285**: 1-16.
- Guedes, C. C. F.; Sawakuchi, A. O.; Giannini, P. C. F.; Dewitt, R.; Aguiar, V. A. P. 2013. Luminescence characteristics of quartz from Brazilian sediments and constraints for OSL dating. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **85**: 1303-1316.
- Gutiérrez-Elorza, M.; Desir, G.; Gutiérrez-Santolalla, F.; Marín, C. 2005. Origin and evolution of playas and blowouts in the semiarid zone of Tierra de Pinares (Duero Basin, Spain). *Geomorphology*, **72**: 177-192.
- Hamilton, S. K. 2002. Human impacts on hydrology in the Pantanal wetland of South America. *Water Science and Technology*, **45**: 35-44.
- Hamilton, S. K.; Sippel, S. J.; Melack, J. 1996. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Archiv Fur Hydrobiologie*, **137**: 1-23.
- Hamilton, S. K.; Sippel, S. J.; Melack, J. M. 2002. Comparison of inundation patterns among major South American floodplains. *J. Geophys. Res.*, **107**: 8038.
- He, Q. e Walling, D. E. 1998. An investigation of the spatial variability of the grain size composition of floodplain sediments. *Hydrological Processes*, **12**: 1079-1094.
- Hesp, P. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*. 48(1): 245-268.

- Horton, B. K. e DeCelles, P. G. 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology*, **25**: 895-898.
- Horton, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, **56**: 275-370.
- Hugenholtz, C. H. e Wolfe, S. A. 2006. Morphodynamics and climate controls of two aeolian blowouts on the northern Great Plains, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31**: 1540-1557.
- IBGE. 1989. Geografia do Brasil, vol. 1: Região Centro-Oeste. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro.
- ITT Visual Information Solution. 2008. ENVI (Environment for Visualizing Images). Pearl East Circle Boulder, CO.
- Junk, W.; Brown, M.; Campbell, I.; Finlayson, M.; Gopal, B.; Ramberg, L.; Warner, B. 2006. The comparative biodiversity of seven globally important wetlands: a synthesis. *Aquatic Sciences*, **68**: 400-414.
- Klammer, G. 1982. Die Paläovüste des Pantanal von Mato Grosso und die pleistozäne Klimageschichte der brasilianischen Randtropen. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **26**: 393-416.
- Kuerten, S. e Assine, M. L. 2011. O rio Paraguai no megaleque do Nabileque, SW do Pantanal Mato-Grossense, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, **41**: 655-666.
- Kuerten, S. 2010. *Evolução geomorfológica e mudanças ambientais no megaleque do Nabileque, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense*. IGCE, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, SP, Doutorado, 95p.
- Lacerda Filho, J. V. d. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul. Goiânia, CPRM (Convênio CPRM/SICME). Ilustrações + Mapasp.
- Latrubesse, E. M. e Franzinelli, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. *Geomorphology*, **44**: 241-257.

- Latrubesse, E. M.; Stevaux, J. C.; Cremon, E. H.; May, J.-H.; Tatumi, S. H.; Hurtado, M. A.; Bezada, M.; Argollo, J. B. 2012. Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **356–357**: 75-88.
- Latrubesse, E., 2012. Amazon lakes. In: Bengtsson, L.; Herschy, R. W., Fairbridge, R. W. (Eds.), 2012. *Encyclopedia of Lakes and Reservoirs*, Springer Netherlands: 13-26.
- Latrubesse, E., and Franzinelli, E. 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. *Geomorphology*, 44 (3–4), 241–257.
- Leier, A. L.; DeCelles, P. G.; Pelletier, J. D. 2005. Mountains, monsoons, and megafans. *Geology*, **33**: 289-292.
- Macedo, H. A. 2013. *Geomorfologia da planície do rio Paraguai, da Lagoa Vermelha à confluência do rio Miranda, Pantanal Mato-Grossense*. IGCE, Unesp - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro / SP, Dissertação Mestrado, 71p.
- Macedo, H. d. A.; Assine, M. L.; Silva, A.; Pupim, F. d. N.; Merino, E. R.; Stevaux, J. C. 2014. Mudanças paleo-hidrológicas na planície no rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **15**: 76-85.
- Marcuzzo, F. F. N. 2013. Ano Hidrológico e Espacialização da Precipitação dos Períodos Úmido e Seco do Pantanal Sul-Mato-Grossense. In: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Bento Gonçalves, *Anais do XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, v.1, p.1-8.
- Marcuzzo, F. F. N.; Melo, D. C. R.; Rocha, H. M. 2011. Distribuição Espaço-Temporal e Sazonalidade das Chuvas no Estado do Mato Grosso. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 16:157-168.
- Mather, P. M. 2004. *Computer Processing of Remotely-Sensed Images: an introduction*. 3rd. John Wiley e Sons, 215p.
- May, J. 2006. Geomorphological indicators of large-scale climatic changes in the Eastern Bolivian lowlands. *Geographica Helvetica*, **62**: 120-134.
- May, J.-H. 2006. Geomorphological indicators of large-scale climatic changes in the Eastern Bolivian lowlands. *Geographica Helvetica*, 62: 120–134.

- McGlue, M. M.; Silva, A.; Zani, H.; Corradini, F. A.; Parolin, M.; Abel, E. J.; Cohen, A. S.; Assine, M. L.; Ellis, G. S.; Trees, M. A.; Kuerten, S.; Gradella, F. d. S.; Rasbold, G. G. 2012. Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). *Quaternary Research*, **78**: 285-294.
- McGlue, M.; Silva, A.; Corradini, F.; Zani, H.; Trees, M.; Ellis, G.; Parolin, M.; Swarzenski, P.; Cohen, A.; Assine, M. 2011. Limnogeology in Brazil's "forgotten wilderness": a synthesis from the large floodplain lakes of the Pantanal. *Journal of Paleolimnology*, **46**: 273-289.
- Mendes, D. e Assine, M. L. 2010. Estilos fluviais do rio Negro no Pantanal Matogrossense. In: 45o. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *Anais 45o. Congresso Brasileiro de Geologia*, v.CD-ROM,
- Mendes, D. e Assine, M. L. 2011. Planície Interleque do Rio Negro, Pantanal Mato-Grossense. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, Armação dos Búzios - RJ, *Anais XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA*, v.CD Rom,
- Mendes, D.; Assine, M. L.; Corradini, F. A.; Kuerten, S.; Silva, A.; Guerreiro, R. L. 2010. Aplicação de técnicas de fusão de imagens HSV na interpretação geomorfológica da planície fluvial do rio Negro, Pantanal Mato-Grossense. In: Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 3, 2010, Cáceres. Anais... Cáceres, 2010.
- Mendes, D.; Assine, M. L.; Perrotta, M. M.; Corradini, F. A.; Silva, A. 2011. Application of Fusion Techniques to (ETM+/SRTM) Images to Recognize and Interpret Depositional Landforms: An example from the Negro River Alluvial Plain, Pantanal Mato-Grossense. *Geografia* (Rio Claro. Impresso). 36: 85-95.
- Merino, E. R.; Assine, M. L.; Mendes, D. 2013. Mudanças paleo-hidrológicas na borda sul do Pantanal Mato-grossense. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 16, 2013, Natal. Anais... Natal, 2013.
- Merino, E. R.; Assine, M. L.; Pupim, F. N. 2013. Estilos fluviais e evidências de mudanças ambientais na planície do rio Miranda, Pantanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, p. 127-134.

- Mourão, G. H.; Ishii, I. H. e Campos, Z. H. S. 1988, Alguns fatores limnológicos relacionados com a ictiofauna de baías e salinas do Pantanal da Nhecolândia, Mato Grosso do Sul, Brasil. *Acta Limnol. Brasil.*, 11:181-198.
- Murray, A. S. e Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, **32**: 57-73.
- Murray, A. S.; Svendsen, J. I.; Mangerud, J.; Astakhov, V. I. 2007. Testing the accuracy of quartz OSL dating using a known-age Eemian site on the river Sula, northern Russia. *Quaternary Geochronology*, **2**: 102-109.
- Nahon, D. e Trompette, R. 1982. Origin of siltstones: glacial grinding versus weathering. *Sedimentology*, **29**: 25-35.
- Patrick, H. 2002. Foredunes and blowouts: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology*, **48**: 245-268.
- Paula, M. S. 2012. Variabilidade do sistema de monções de verão durante os últimos 1.500 anos na região de Bonito – MS, com base em registros paleoclimáticos de espeleotemas. Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado, 100p.
- Por, F. D. 1995. *The Pantanal of Mato Grosso (Brazil) - World's Largest Wetlands*. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 122p.
- Pott, A. e Pott, V. J. 2004. Features and conservation of the Brazilian Pantanal wetland. *Wetlands Ecology and Management*, **12**: 547-552.
- Prescott, J. e Stephan, L. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. Latitude, altitude and depth dependences. In: *Pact*, v.6, p.17-25.
- Ross, J. L. S. e Santos, L. M. 1982. Geomorfologia. In: Brasil (ed.) *Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SD.21 Cuiabá*. Rio de Janeiro, MME/SG/RADAMBRASIL, (Levantamento de Recursos Naturais, 26), p.193-256.
- Sawakuchi, A. O.; Guedes, C. C. F.; DeWitt, R.; Giannini, P. C. F.; Blair, M. W.; Nascimento, D. R.; Faleiros, F. M. 2012. Quartz OSL sensitivity as a proxy for storm

- activity on the southern Brazilian coast during the Late Holocene. *Quaternary Geochronology*, **13**: 92-102.
- Schneider, M. J.; Bellon, O. R. P.; Araki, H. 2003. Experimentos em fusão de imagens de alta resolução. *Boletim de Ciências Geodésicas*, **9**: 14.
- Schumm, S. A. 1981. Evolution and response of the fluvial system: Sedimentologic implications. *Soc.Econ. Paleon. Mineral.* 31(Spec. Pub.):19-29.
- Silva, A. 2010. *Geomorfologia do megaleque do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal Mato-Grossense, Centro-Oeste do Brasil*. IGCE, Universidade Estadual Paulista - Unesp, Rio Claro, SP, Doutorado, 112p.
- Silva, J. d. S. V. d. e Abdon, M. d. M. 1998. Delimitação do Pantanal Brasileiro e suas sub-regiões. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. Brasília, Pesquisa Agropecuária Brasileira,
- Silva, M. d.; Mauro, R.; Mourao, G.; Coutinho, M. 2000. Distribuição e quantificação de classes de vegetação do Pantanal através de levantamento aéreo. *Revista Brasileira de Botânica*, **23**: 143-152.
- Sinha, R. e Friend, P. F. 1994. River systems and their sediment flux, Indo-Gangetic plains, Northern Bihar, India. *Sedimentology*, **41**: 825-845.
- Sinha, R. 1995. Sedimentology of Quaternary alluvial deposits of the Gandak-Kosi interfan, north Bihar plains. *Journal of Geological Society of India*, **46**: 521-532.
- Sinha, R. 1996. Channel avulsion and floodplain structure in the Gandak-Kosi interfan, north Bihar plains, India. *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* **103**: 249-268.
- Soares, A. P.; Soares, P. C.; Assine, M. L. 2003. Areiais e lagoas do Pantanal, Brasil: herança paleoclimática? *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 211-224.
- Soares, P. C. e Landim, P. M. B. 1976. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **48(suplemento)**: 313-324.
- Soares, P. C.; Assine, M. L.; Rabelo, A.; Balão, J. T. 1996. The giant Taquari alluvial fan in Pantanal basin, Central South America. In: International Geological Congress, Pequim, *Abstracts*, v.1, p.471.

- Soares, P. C.; Assine, M. L.; Rabelo, L. 1998. The Pantanal Basin: recent tectonics, relationships to the Transbrasiliano Lineament. In: 9th Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, p.459-469.
- Tricart, J. 1982. El Pantanal: un ejemplo del impacto geomorfológico sobre el ambiente. *Informaciones Geográficas (Chile)*, **29**: 81-97.
- Ussami, N.; Padilha, A. L.; Fisseha, S.; Porsani, J. L.; Souza, L. A. P.; Boggiani, P. C.; Carvalho, M. J. 2000. Investigações geofísicas integradas na planície do Pantanal Mato-Grossense: implicações tectônicas e hidrogeológicas de sub-superfície. In: 3º Simpósio sobre Recursos Naturais e Sócio-Econômicos do Pantanal, Corumbá, v.Resumos, p.125.
- Ussami, N.; Shiraiwa, S.; Dominguez, J. M. L. 1999. Basement reactivation in a sub-Andean foreland flexural bulge: The Pantanal wetland, SW Brazil. *Tectonics*, **18**: 25-39.
- Valverde, O. 1972. Fundamentos geográficos do planejamento do Município de Corumbá. *Revista Brasileira de Geografia*, **34**: 49-144.
- Ven, T. A. M. v. d.; Fryrear, D. W.; Spaan, W. P. 1989. Vegetation characteristics and soil loss by wind. *Journal of Soil and Water Conservation*, **44**: 347-349.
- Whitney, B. S.; Mayle, F. E.; Punyasena, S. W.; Fitzpatrick, K. A.; Burn, M. J.; Guillen, R.; Chavez, E.; Mann, D.; Pennington, R. T.; Metcalfe, S. E. 2011. A 45kyr palaeoclimate record from the lowland interior of tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **307**: 177-192.
- Wilhelmy, M. 1958. Das Grosse Pantanal. *Die Weltumschau*. 18:555-559.
- Wintle, A. G. e Murray, A. S. 2000. Quartz OSL: Effects of thermal treatment and their relevance to laboratory dating procedures. *Radiation Measurements*, **32**: 387-400.
- Zani, H. e Assine, M. L. 2011. Paleocanais no megaleque do rio Taquari: mapeamento e significado geomorfológico. *Revista Brasileira de Geociências*,
- Zani, H. 2008. *Mudanças Morfológicas na Evolução do Megaleque do Taquari: Uma Análise com Base em Dados Orbitais*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 85p.

- Zani, H.; Assine, M. L.; McGlue, M. M. 2012. Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). *Geomorphology*, **161–162**: 82-92.
- Zani, H. Assine, M. L., Silva, A., Corradini, F.A., Kuerten, S., Gradella, F. S. 2009. Geoformas deposicionais e feições erosivas no Pantanal Mato-Grossense identificadas por sensoriamento remoto. *Geografia (Rio Claro. Impresso)*, 34: 643-654.