

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

**GÊNESE, EVOLUÇÃO E GEOMORFOLOGIA DAS ILHAS E PLANÍCIE DE
INUNDAÇÃO DO ALTO RIO PARANÁ, BRASIL**

Isabel Terezinha Leli

Orientador: Mario Luis Assine

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus 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

Rio Claro - SP

2015

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. ÁREA DE ESTUDADA: CONTEXTO FISIAGRÁFICO	3
3. TIPOLOGIA E GÊNESE DE ILHAS DO ALTO RIO PARANÁ.....	12
3.1. INTRODUÇÃO.....	12
3.2. COMPARTIMENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	14
3.3. CLASSIFICAÇÃO E GÊNESE DAS ILHAS	18
3.3.1. Ilha de Barra Central	20
3.3.2. Ilha de Avulsão	25
3.3.3. Ilha de Barra Central Composta.....	27
3.3.4. Ilha de Avulsão Composta.....	31
3.4. DISCUSSÃO	33
3.4.1. Formação e evolução das ilhas de processo intra-canal	33
3.4.2. Controle morfológico	36
3.5. CONCLUSÕES	37
4. SEDIMENTOLOGIA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA ILHA MUTUM.....	40
4.1. INTRODUÇÃO.....	40
4.2. MORFOLOGIA DA ILHA MUTUM.....	42
4.3. ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS	46
4.3.1. Associação faciológica.....	46
4.3.2. Estratigrafia, cronologia e taxas de crescimento das ilhas	53
4.4. EVOLUÇÃO DAS FORMAS E FORMAÇÃO DE ILHA.....	56
4.4.1. Formação de ilha nuclear	56
4.4.2. Divisão de fluxo e formação de barras laterais.....	57
4.4.3. Canal fechado (ressaco)	58
4.4.4. Incorporação do ressaco à ilha.....	59
4.4.5. Acréscimo montante	60
4.4.6. Modelo de crescimento da ilha	60
4.4.7. Relação da vegetação com o modelo sedimentar evolutivo	63
4.5. CONCLUSÃO	64
5. ILHAS LAGO: MORFOLOGIA, SEDIMENTAÇÃO E FUNÇÃO NO SISTEMA FLUVIAL MULTICANAL	68
5.1. INTRODUÇÃO	68
5.2. ILHAS LAGO	69
5.2.1. Diversidade morfológica	69
5.3. PROCESSO DE FORMAÇÃO DAS ILHAS LAGO	72
5.4. REGISTRO SEDIMENTAR	76
5.5. DISCUSSÃO	80
5.6. CONCLUSÃO	82

6. GÊNESE E EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO PARANÁ, BRASIL.	86
6.1. INTRODUÇÃO	86
6.2. ÁREA DE ESTUDO	88
6.3. MORFOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO DA PLANÍCIE ALUVIAL	90
6.4. FORMAS RELÍQUIAS DA PLANÍCIE ALUVIAL	94
6.4.1. Paleodiques	94
6.4.2. Paleocanais	94
6.4.3. Paleobarras	95
6.4.4. Paleoressacos	95
6.4.5. Paleoilhas	96
6.5. REGISTRO SEDIMENTAR	99
6.6.1. Planície Adjacente	102
6.6.2. Planície Interna ao Canal	104
6.7. DISCUSSÃO	107
6.8. CONCLUSÃO	111
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	113
REFERÊNCIAS	116

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Mario Luis Assine (Orientador)

Prof. Dr. Fabiano Tomazine da Conceição

Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho

Profa. Dra. Cleide Rodrigues

Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha

Isabel Terezinha Leli

Rio Claro, 17 de abril de 2015

RESUMO

Este estudo é sobre a gênese, evolução, morfologia e sedimentologia das ilhas e planície do Alto rio Paraná, Brasil. A área estudada compreende 235 km de canal e planície entre as represas Engenheiro Sérgio da Motta (Porto Primavera) que fica na divisa dos estados de São Paulo, Mato Grosso do Sul e Paraná, e o remanso do lago da represa Itaipu (na cidade de Guaíra, PR). Os métodos e técnicas utilizados constaram de análise de imagens, perfurações, análise de fácies, de textura sedimentar e datações dos testemunhos, e mapeamento morfológico e hidrológico do canal. O trecho é formado por canal *anabanching* compreendendo 265 ilhas que variam em tamanho (de dezenas a milhares de metros), em idade (do final do Pleistoceno ao Presente) e morfologia. A gênese destas ilhas pode ser intra- ou extra- canal, e seus depósitos variam correspondentemente ao ambiente gerado. A classificação das ilhas é feita de acordo com sua gênese, e, portanto: ilhas de barra central e de barra central composta que são formadas por processos exclusivamente intra-canal; e ilhas de avulsão e de avulsão composta que são geradas por processos extra-canais e, no caso da segunda, extra- e intra-canal. A ilha Mutum, usada como principal modelo de estudo, é do tipo barra central composta e sua sedimentologia é constituída de fácies de canal na base, seguida de abandono de canal, lagoa, pântano, e a última fase formada por processo de terrestrialização. A maior parte das ilhas do trecho estudado tem o mesmo processo de geração da Mutum, que deve estar atuante na área desde o começo do Holoceno, sugerindo que o canal esteja em fase de estabilidade. A presença de paleoilhas, diferentes das ilhas atuais, na planície de inundação e em grandes ilhas avulsivas indica que o canal teve outra dinâmica no passado. O registro de uma grande ilha lagoa na ilha Bandeirantes indica que esta formação se deu no Pleistoceno tardio a 14.620 anos AP. Outras paleoilhas e paleobarras da planície de inundação com idade de até 8.120 anos AP demonstram a continuidade do mesmo processo do Holoceno. Primeiramente o canal atuou sob processo *anabanching* intra canal com formação de ilhas lagoa, seguido de outra fase como *anabanching* de processo avulsivo, e atualmente atua como *anabanching* de ilhas mistas (avulsivas e de barras centrais). Assim, afirma-se que a planície de inundação do rio formou-se pelas seguintes fases: 1) formação e amalgamento de ilhas lagoa (14 a 5 ka); 2) instalação de padrão *anabanching* avulsivo (5 a 3 ka); e 3); *anabanching* atual com canal assimétrico (até o Presente).

Palavras-chave: ilhas fluviais; classificação de ilhas, rio *anabanching*; sedimentação de ilhas; sedimentação de planície de inundação; paleoilhas.

ABSTRACT

This study aims to look at the genesis, evolution, morphology and sedimentology of islands and floodplain of the Upper Paraná River, Brazil. The study reach encompasses 235 km of river limited by the Porto Primavera Dam, in the Parana, São Paulo and Mato Grosso do Sul State border and the reservoir of the Itaipu, near the city of Guaíra, PR. Satellite images, vibro-corer drillings, facies and grain-size analysis, dating, morphological mapping and hydrological studies were performed for this study. In this reach, the river has an anabranching pattern with 265 islands varying in size (from tens to thousands of meters), age (from the end of Pleistocene to the Present) and morphology. Intra- and extra-channel processes form islands and their deposits vary according to the depositional environments involved. In the first case, the *central bar islands* are formed, in the case of extra-channel processes, are formed the *islands excised from floodplain*. Both types of islands can grow by attaching lateral and frontal bars and form *composite central bar* and *composite islands excised*. The Mutum Island is a composed central bar island whose deposits are formed by sandy channel deposits at the base, followed by mud and fine sand deposits of abandoned channels, lakes and swamp, and muddy red soil in the top corresponding to terrestrial conditions. The island is about 8,200 years BP and enlarged by lateral (94 mm/year) and vertical (0.06 mm/year) accretion. The Mutum is a typical island within the study reach whose formation processes have been at work since the beginning of the Holocene. The Bandeirantes and Grande Islands are typical *islands excised from floodplain*. In this case, they are very large islands (> 250 km²) formed during the Upper Pleistocene and Lower Holocene (14,620 to 5,520 years BP) under hydrosedimentological and geomorphological conditions different from the present. The floodplain forming process in this period was the attachment of *lake islands*, a type of island currently not found. The Upper Paraná River's floodplain was formed by the following phases: 1) formation and attachment of lake islands (14 to 5 ky BP); 2) anabranching avulsive pattern development (5 to 3ky BP), and 3) current anabranching channel pattern (3 ky BP to the Present).

Keywords: fluvial islands, islands classification; Anabranching River; island sedimentation; floodplain sedimentation; paleoislands.

1. INTRODUÇÃO

Os rios multicanais, ou *anabranching*, na literatura internacional, são assim chamados por causa das ilhas que dividem o canal principal em dois ou mais canais secundários. Têm ampla ocorrência geográfica independentemente do tipo de clima e da geologia de sua bacia. Embora seja o padrão dominante nos maiores rios do mundo (Jansen & Nanson, 2004; Latrubesse, 2008), a magnitude destes sistemas alcança extremos como do rio Amazonas (tropical) com Q_m 209.000 m^3s^{-1} e Cooper Creek (semiárido) com menos de 100 m^3s^{-1} . Os estudos existentes sobre grandes rios *anabranching* ainda necessitam de grandes avanços, principalmente com respeito à hidráulica e a dinâmica sedimentar. Até o momento, os estudos mais notáveis sobre o sistema *anabranching* de grandes rios estão restritos à comparação entre vazões e tamanho de bacia e tipo de padrão de canal (Latrubesse & Franzinelli, 2005; Latrubesse, 2008; Latrubesse et al., 2009; Conway & Mahé, 2009; Sinha et al., 2012; Ashworth & Lewin, 2012; Carling et al., 2014; Latrubesse, 2015; Reesink et al., 2014). Por outro lado, sistemas fluviais menores, como os de ambientes semiáridos (Austrália) e frios (Canadá) foram contemplados com trabalhos de hidrologia, e hidráulica (Nanson & Croke, 1992; Nanson & Knighton, 1996; Jansen & Nanson, 2004; Nanson, 2013; Huang & Nanson, 2007, entre outros) e sedimentologia (Coleman, 1969; Smith & Smith, 1980; Smith, 1983; Miall, 1978, 1985; Makaske, 2001). Smith & Smith (1980) já trabalhavam com o sistema deposicional de rios multicanais no Canadá identificando os depósitos através de levantamentos de campo com perfurações e sísmica rasa. Nesta mesma década Smith (1986) trabalhou com os depósitos do rio Magdalena (Colômbia) e verificou grande similaridade na sedimentologia deste rio e o Colúmbia (Canadá), concluindo então, que o clima não é o agente desencadeador para a formação do padrão multicanal (*anabranching*).

A área estudada, Alto rio Paraná, Brasil, tem 235 km de extensão e fica entre as represas Engenheiro Sérgio Motta (Porto Primavera) e Itaipu (Figura 2.1). Esta região já contém vários estudos sobre os processos sedimentológicos e hidrológicos (Fernandez et al., 1993; Stevaux, 1993, 1994; Souza Filho, 1993; Stevaux & Santos, 1998; Stevaux, 2000; Santos & Stevaux, 2000; Souza Filho & Stevaux, 2004; Stevaux & Souza, 2004; Santos, 2005; Gon, 2012; Stevaux et al., 2013, etc.). No entanto, a grande maioria destes estudos foram realizados no trecho montante (Porto Primavera), trecho de aproximadamente 50 km, onde o canal contempla várias ilhas e escoamento balizado por um paredão da Formação Caiuá na margem esquerda, e na margem direita uma ampla planície de inundação.

O foco deste trabalho é estudar a gênese e a evolução das ilhas e planície de inundação do único trecho do Alto rio Paraná não represado, cujo canal representa um rio anabranching de grande porte (Figura 2.1). O estudo apresenta os processos morfossedimentares tanto no canal como na planície de inundação, a descrição, análise faciológica e idade de seus depósitos, sua evolução no contexto genético da planície aluvial, bem como a determinação de alguns parâmetros hidráulicos.

Os objetivos deste estudo são: 1) *Classificar as ilhas de acordo com sua morfologia e dinâmica hidro-sedimentar*: Para a compreensão do processo de formação das diferentes ilhas em todo trecho natural do Alto rio Paraná é feita uma classificação das ilhas considerando suas características espaciais (forma, tamanho, posição no canal), processos hidro-sedimentares atuantes, e permanência (idade) no sistema; 2) *Elaborar a gênese e evolução dessas ilhas*: Este estudo baseia-se em datações absolutas dos depósitos sedimentares e nas comparações entre estágios diferentes de formação das ilhas (princípio da ergocidade); 3) *Determinar as associações faciológicas geradas no ambiente de sedimentação das ilhas, e atualizar os modelos de fácies disponíveis na literatura*: o estudo é baseado na descrição de testemunhos de sondagem e de afloramentos, em datações absolutas, e comparação com os modelos existentes; 4) *Estabelecer a importância da vegetação nos estágios evolutivos de uma ilha*: através da descrição de espécies vegetais nos diferentes ambientes da ilha e sementes encontradas nos sedimentos dos testemunhos; 5) *Desenvolver o modelo de gênese e incorporação de paleoilhas na planície aluvial*: através da análise sedimentar, descrição e datação de testemunhos da planície de inundação e das grandes ilhas avulsivas.

A apresentação do trabalho que contempla todo este estudo é feita através da sequência: (Capítulo 1) Introdução; (Capítulo 2) Descrição da área estudada; (Capítulo 3) Descrição e classificação dos diferentes tipos de ilhas existentes no canal, através da interpretação geomorfológica e sedimentológica destes ambientes; (Capítulo 4) Levantamento detalhado da formação, evolução e permanência milenar de uma grande ilha no canal; (Capítulo 5) Estudo sobre as “ilhas lago”, um tipo de ilha que ocorreu neste trecho do Paraná no período do Pleistoceno tardio até o Holoceno médio, e que atualmente está registrada como paleoilha nos ambientes de planície; (Capítulo 6) Estudo sobre o comportamento das ilhas lago no processo de preenchimento da planície de inundação de canais anabranching; (Capítulo 7) Considerações finais de todos os capítulos.

2. ÁREA DE ESTUDADA: CONTEXTO FISIAGRÁFICO

A área estudada compreende 235 km de canal e planície de inundação do Alto rio Paraná, Brasil, entre a Represa Engenheiro Sérgio da Motta (Porto Primavera) e a cidade de Guaíra (remanso do lago Itaipu) (Figura 2.1). Neste trecho o canal apresenta mais de duas centenas de ilhas de tamanhos que variam entre pequenas, médias, grandes e gigantes com até 91 km de comprimento. Os trechos mais estreitos do canal são os 4 pontos nodais (máximo 1.100 m de largura) que separam os trechos multicanais mais largos podendo chegar a 12.500 m onde se encontra a ilha Grande, e seções do canal com até 6 canais secundários onde a largura chega 11.650 m nas ilhas Grande e Floresta.

O rio Paraná é um grande rio em que na maior parte de seu percurso desenvolve padrão de canal *anabranching*. Estende-se por 2.738 km a partir de sua nascente, na confluência do rio Grande com o rio Paranaíba na região central do Brasil (Figura 2.1), mas, se considerar a cabeceira do rio Grande (tributário e um de seus formadores), a extensão total é de 3.965 km. A foz acontece no estuário do Prata em Buenos Aires, Argentina a 170 km do oceano Atlântico onde a Q_m é de $18.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e Q_s 112 Mt/ano (Orfeo & Stevaux, 2002; Latrubesse, 2015). Em termos de magnitude de vazão o rio Paraná ocupa o nono lugar entre os maiores rios do mundo e o sexto na América do Sul, sendo a segunda maior bacia em área do continente ($2.600 \times 10^3 \text{ km}^2$) (Latrubesse et al., 2005), abrangendo partes do Brasil, Argentina, Bolívia e Paraguai (Tabela 2.1, Figura 2.1).

Tabela 2.1. Rio Paraná e seus principais tributários no contexto da Bacia do rio Paraná. Fontes: Mod. Latrubesse (2015); ANA (HIDROWEB).

Rios	Comprimento (km)	Área da Bacia (km^2)	Média de descarga anual (m^3/s)
Paraná	3.965	1.510.000*	18.000
Paraguai	2.670	1.095.000	3.734
Paranaíba	1.075	222.000	3.000
Grande	1.227	143.000	2.100
Tietê	1.150	74.100	900
Iguaçu	1.320	69.000	1542
Paranapanema	929	109.000	1.292
Ivaí	860	34.000	727

* Sem a área da bacia do Paraguai, (Incluindo a bacia do Paraguai a área é de $2.605.000 \text{ km}^2$)

A vazão média anual na estação fluviométrica de Porto São José (parte mais alta da área estudada) é de aproximadamente $9.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1964 a 2012), com registros extremos de $2.550 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1969) e de $33.740 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1983) para uma área de drenagem de 670.000 km^2 . O trecho mais baixo da área estudada fica na cidade de Guaira, onde se encontra a estação fluviométrica de Guaira (em operação desde 1912), com vazão média anual de $10.800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e registros extremos de $2.490 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1944) e de $39.870 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1983) para uma área de drenagem de 802.150 km^2 (Souza Filho, 1993). Os principais afluentes desta região são os rios Paranapanema, Ivaí e Piquiri na margem esquerda, e Ivinhema, Amambaí e Iguatemi na margem direita do rio Paraná, (Figura 2.1). As características do fluxo, como vazão e carga sedimentar estão condicionadas ao regime de precipitação da bacia que aumenta entre os meses de outubro a março e reduz no período de maio a setembro (Figura 2.2).

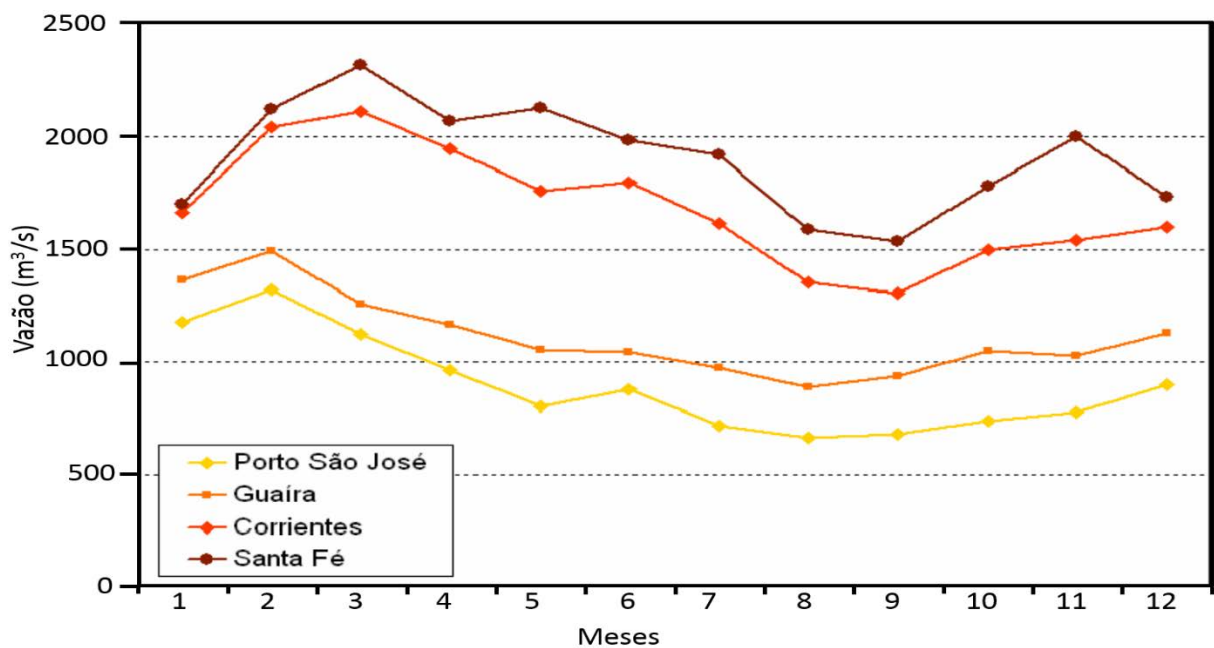


Figura 2.2. Vazão média mensal de 4 estações fluviométricas do rio Paraná. Localização das estações (Figura 2.1). Fonte: Martins (2008).

A área estudada é o único trecho sem represamento do Alto Paraná, estando, contudo, sob forte interferência da regulação das barragens que vem paulatinamente afetando diretamente a hidrologia, morfodinâmica e a limnologia do sistema (Agostinho et al., 1991; Stevaux 1994; Stevaux et al., 2009). Alguns autores destacaram problemas decorrentes dos represamentos como, alterações nas taxas de erosão e sedimentação (Destefani et al., 2004), mudança nas características da carga suspensa e de fundo (Fernandez & Souza-Filho, 1995;

Stevaux et al., 2009), tensão e permanência dos pulsos de cheia e de vazante (Stevaux et al., 2013), bem como na fauna e flora ribeirinha (Agostinho et al., 1991).

Uma vez que a grande quantidade de barragens no canal retém quase toda carga suspensa deste trecho do Paraná, a carga de sedimento é praticamente composta de areia (carga de fundo). A redução nos valores de sedimento suspenso é muito expressiva desde a implantação da barragem Porto Primavera. Crispin (2001) constatou a redução na carga de sedimento suspenso através de um levantamento histórico com início no período de 1988 a 1989 quando a média anual era de 24 mg/l, e posterior, entre 1994 e 1995 a média caiu para 14,75 mg/l, e por último, no período entre 2000 e 2001 valores médios baixaram mais ainda para 10,80 mg/l. Em suma, a redução de carga suspensa neste período (1988 a 2001) foi de, aproximadamente 40%, mas se considerar de 1988 até agora, é superior a 90%. A retenção da carga suspensa na represa Porto Primavera resultou em uma taxa de sedimento suspenso super reduzida de 0,5 mg/l (Martins, 2008). Esta condição assolou as condições naturais das águas do rio, que atualmente se encontra muito explorado por movimento turístico por causa da transparência das águas (Figura 2.3).

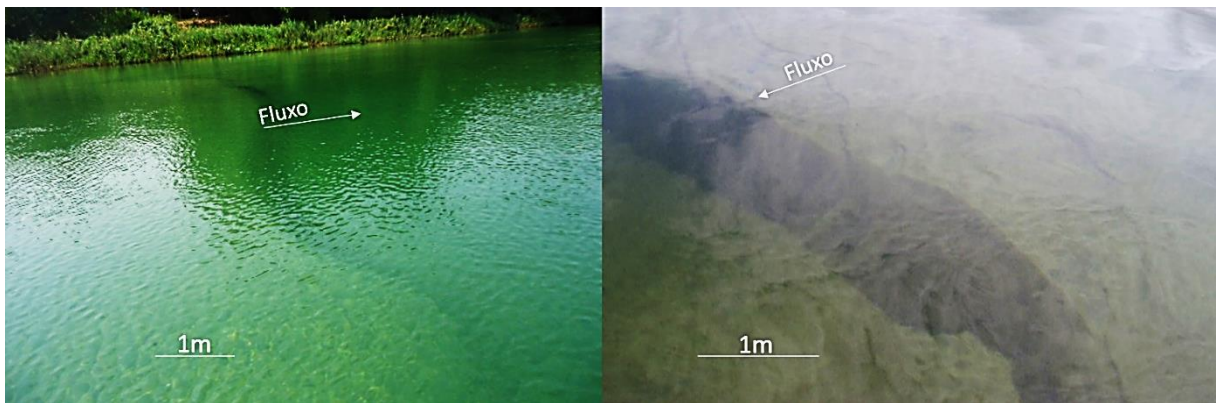


Figura 2.3. Canal do Alto rio Paraná com águas limpas e visão de formas de leito e duna subaquática.

A baixa concentração de sedimento suspenso e o alto transporte de sedimentos de fundo, cerca de 2.820 t/dia verificado por Martins & Stevaux (2005), permite a visualização de dunas e outras formas de leito a dois, ou mais metros de profundidade (Figura 2.3). No entanto, já fora da área estudada, quando adentra o território argentino, o canal se recompõe em termos de carga suspensa, e no trecho montante da represa Yaciretá, Argentina/Paraguai, o rio transporta em torno 90 mg/l de sedimento suspenso, e quando recebe as águas do Paraguai, próximo à Corrientes, passa a transportar 250 mg/l. Esta grande quantidade de sedimento suspenso que o

rio Paraná transporta no trecho da Argentina é trazida dos Andes através dos rios Pilcomayo e Bermejo. Somente o rio Bermejo representa cerca de 70% sedimentos da carga total do rio Paraná (medida em Corrientes) (Bonetto, 1975; Bonetto e Orfeo, 1984; Drago e Amsler, 1998; Orfeo, 1995; Coreb, 2000). Estima-se que dos 120 milhões de toneladas/ano de material sólido em circulação na área da confluência do Paraguai-Paraná, pelo menos 90 milhões de toneladas sejam remetidas pelo Bermejo que apresenta um concentração de 6.499 mg/l, (Drago, 1984).

A temperatura média anual da região do Alto rio Paraná é de 22°C, com o inverno bem marcado entre os meses de maio a julho, podendo anteceder para abril, ou retardar para agosto, e predomina o clima ameno com temperaturas mais altas a maior parte do ano. A precipitação média varia entre 1.400 e 1.700 mm/ano estando a região classificada entre clima tropical e subtropical.

A vegetação da região é formada por espécies decídua a semi-sazonal, que é uma mescla de espécies caducifólias com espécies perenes. Esta vegetação é adaptada a uma distribuição de precipitação sazonal com valores extremos, com excedente de água durante os meses de verão e escassez durante o inverno. No entanto, grande parte da vegetação nativa foi substituída por vegetação de cultivo agrícola e pastagens. Assim foi também com as ilhas que foram muito utilizadas para pastagens e lavoura até a década de 1970 quando foi implantada a Lei de Conservação do Patrimônio Nacional, que resultou no reflorestamento natural destas áreas. Atualmente todas as ilhas estão colonizadas por diversas espécies vegetais com tamanhos e portes distintos (Figura 2.4).

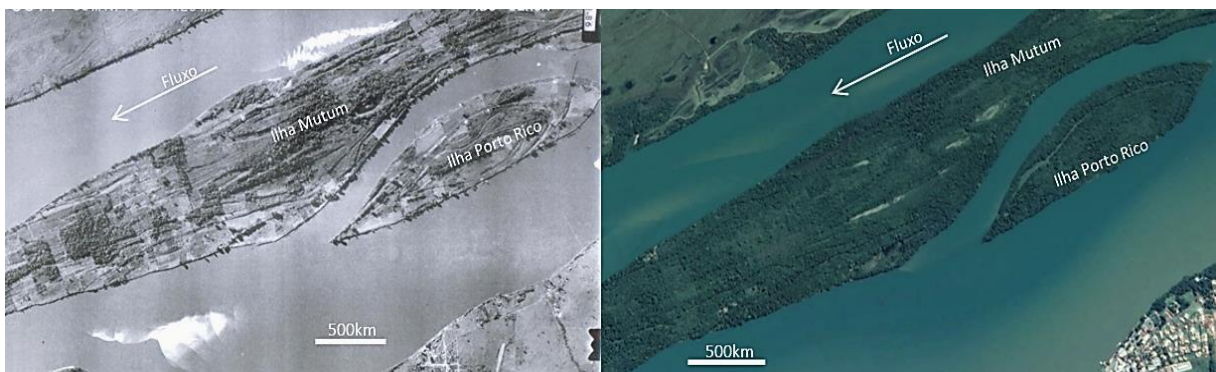


Figura 2.4. Ilha Mutum em tempos diferentes: à esquerda, foto aérea 1970 com a superfície pouco vegetada e usada para cultivos; à direita [imagem Google Earth™](#), sensor SPOT, 2013, com a superfície da ilha recomposta de vegetação natural secundária.

A bacia do Paraná é formada principalmente por rochas basálticas da Formação Geral e pelos arenitos do Grupo Bauru na porção central, rochas sedimentares mesozoicas e paleozoicas

na extremidade, rodeadas por embasamento cristalino do escudo Brasileiro a leste e norte, pela cordilheira dos Andes a pelas planícies cenozoicas ao sul (Figura 2.5).

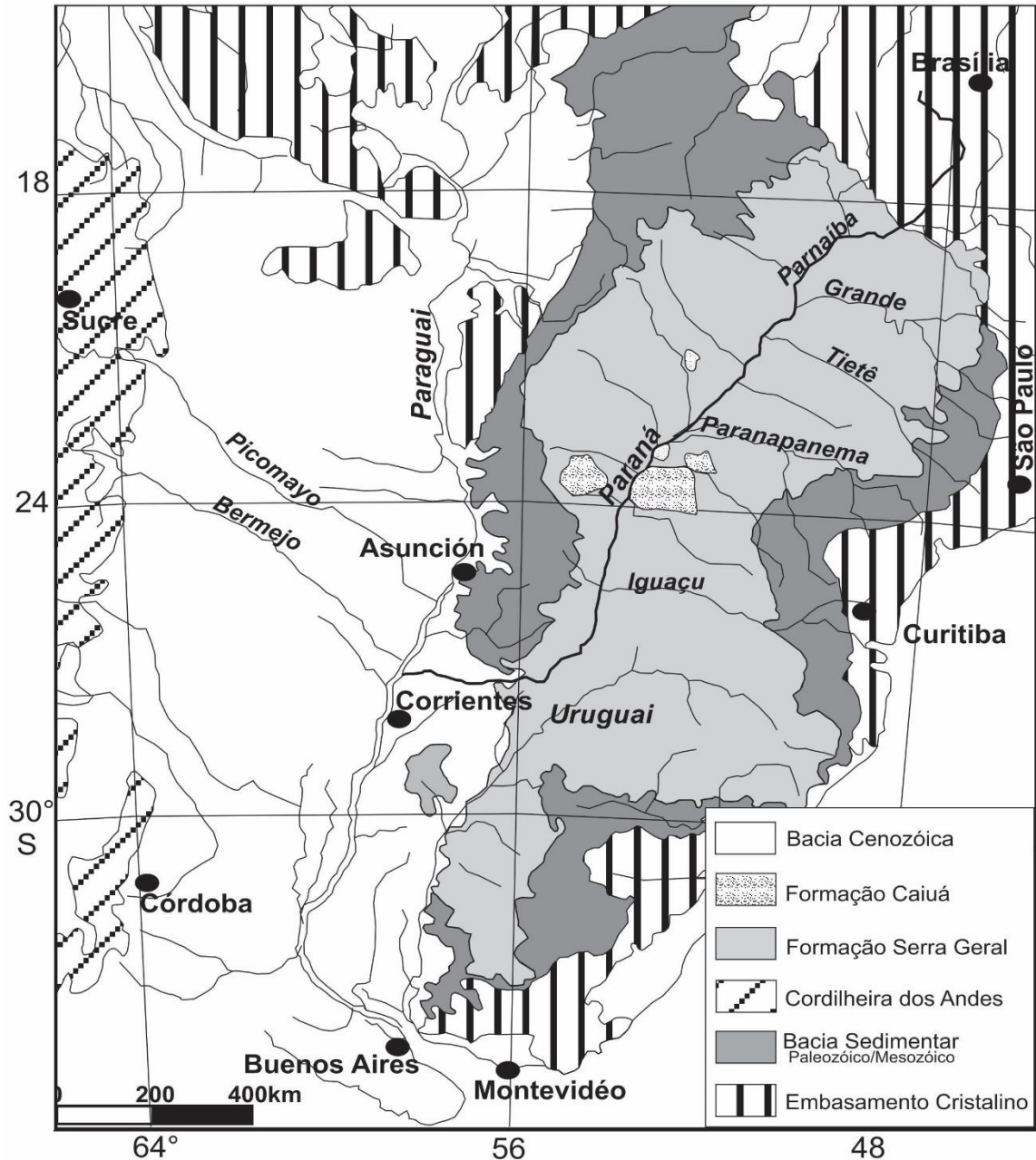


Figura 2.5. Mapa geológico da bacia do Paraná. Fonte: Mod. Schobbenhaus e Lopes, 2001.

Orfeo & Stevaux (2002) apresentaram um perfil longitudinal do rio Paraná na totalidade de seu percurso, da Serra da Mantiqueira a 1.200 m de altitude à foz no oceano Atlântico (Figura 2.6). O perfil é marcado por caimentos irregulares bem marcados por “knickpoints”. Na

confluência do Paranaíba e Grande (começo do Paraná) a pendente do canal é de aproximadamente 8 cm/km, diminuindo gradualmente para 4 cm/km na represa de Porto Primavera. Deste ponto até a cidade de Guaíra, o canal mantém a pendente média entre 6-7 cm/km (Gon, 2012; Stevaux, 1994).

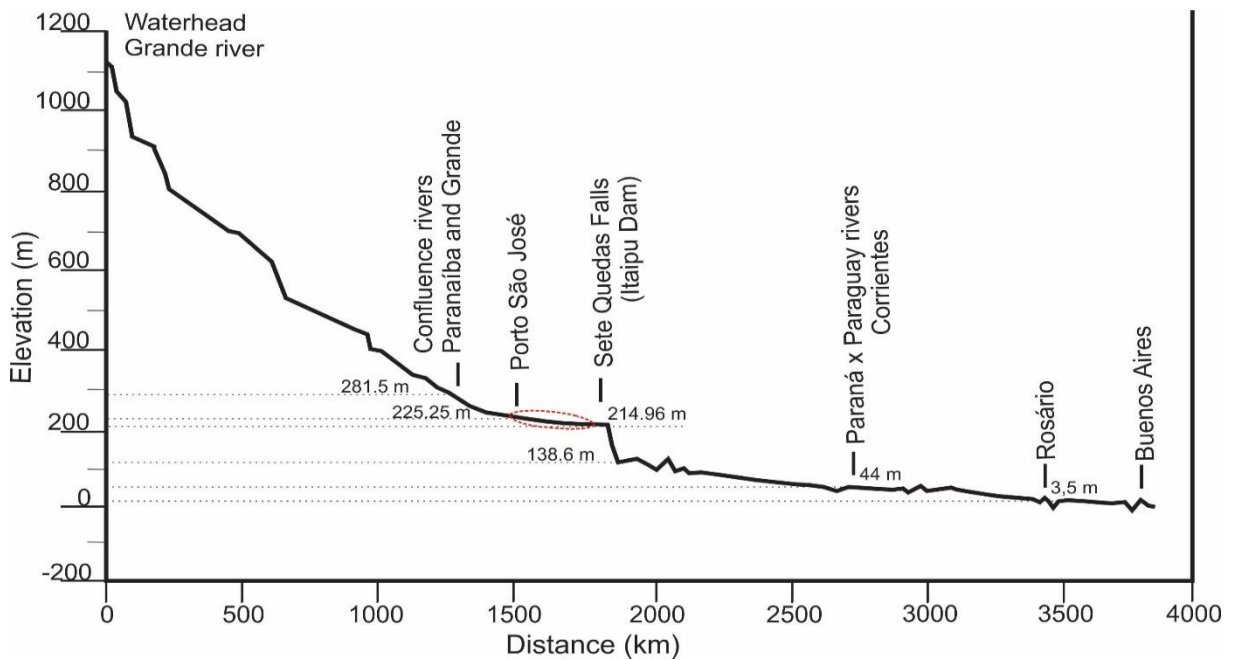


Figura 2.6. Perfil longitudinal do rio Paraná. Fonte: Mod. Ofeo & Stevaux (2002). Em destaque a área estudada.

O maior degrau do perfil corresponde ao canhão escavado nos basaltos da Formação Serra Geral na antiga cascata de Sete Quedas, onde o desnível do canal é de 76 m para uma distância de 5 km, resultando em uma inclinação brutal da ordem de 1.520 cm/km. Em território argentino o canal volta a ter inclinação suave de 3,6 cm/km até o estuário da Prata (Paiva, 1982; Souza Filho, 1993; Paoli et al., 2000).

As características geológicas, hidrológicas e hidráulicas do rio levaram Stevaux, (1994) a dividir o rio Paraná em 5 trechos que consiste de: Cabeceira, Alto rio Paraná, Cânion, Médio rio Paraná, e Baixo rio Paraná (Tabela 2.2).

Tabela 2.2. O rio Paraná dividido em trechos desde a nascente do rio Grande até a foz no Oceano Atlântico, (Mod. Stevaux, 1994).

<i>Trecho (canal) Dist. Foz (km)</i>	<i>Comprimento e definição do trecho</i>	<i>Características</i>
<i>Cabeceira (rochoso) 3.965-2.738</i>	<i>1.227 km. Trajeto do rio Grande. Cabeceira até a meio do trajeto faz contato com rochas Pré-Cambrianas; meio até a foz tem leito rochoso formado pelo basalto da Formação Serra Geral.</i>	<i>Rio sobre rocha sem planície de inundação, gradiente de 160 a 50 cm/km. Canal encaixado em vale profundo sob controle estrutural e sinuosidade 1,01 – 3,00. Qm na confluência Grande-Paranaíba = 5.100 m³/s. Distância da foz 2.738 km.</i>
<i>Alto (Aluvial) 2.738-2.080</i>	<i>658 km. Todo trecho sobre arenitos dos Gr. Bauru e Caiuá até o contato com o basalto da Fm. Serra Geral na foz do rio Piquiri.</i>	<i>Padrão (anabranching) com vale retilíneo (sinuosidade:1,10) controlado por lineamentos NE-SW. Gradiente 4,73 cm/km. Recebe os principais afluentes: Tietê, Paranapanema, Ivaí e Piquiri. Qm em Guaíra = 10.800 m³/s. Planície de inundação com até 9,2 km de largura.</i>
<i>Cânion (rochoso) 2.080-1.540</i>	<i>540 km. Da confluência do rio Piquiri até o final da exposição do basalto da Fm. Serra Geral em Posadas, Argentina (Represa de Yaciretá).</i>	<i>Principal “kinickpoint” cachoeira de Sete Quedas (Represa de Itaipu) com 282 m de desnível. Canal encaixado com 200-400 m de largura, fluxo superior a 2 m/s e leito irregular com profundidade de 0 a 70 m.</i>
<i>Médio (Aluvial) 1.540-350</i>	<i>1.190 km. De Pousadas até Diamante. Substrato formado por sedimentos cenozoicos das Fm. Ituzaingo e Taropi.</i>	<i>Padrão (anabranching). No trecho mais alto (leque) o gradiente é de 4 a 7 cm/km, e ocorrem paleocanais do lado esquerdo do rio Paraná. Da foz do Paraguai até Diamante o gradiente médio é de 4,6 cm/km. Qm em Corrientes 16.900 m³/s, velocidade de fluxo 0,7 a 1,6 m/s</i>
<i>Baixo Delta de Maré (Aluvial) 350-0</i>	<i>350 km. De diamante até o marco zero (farol Riachuelo em Buenos Aires).</i>	<i>Padrão multicanal distributário, gradiente 1,4 a 2.1 cm/km, com a foz do rio Uruguai no final do delta.</i>

Fernandez (1990) descreveu detalhadamente as litologias do Alto rio Paraná como sendo formada principalmente pelos arenitos da Formação Caiuá (Mezozóico) (Figuras 2.5 e 2.7) com pequenas manchas formadas por basalto da Formação Serra Geral identificadas em geral nas perfurações do IPT para a construção da barragem Engenheiro Sergio Motta (Nogueira Junior, 1988). Na porção jusante da área, após a confluência do rio Piquiri, o rio volta a escoar sobre a Formação Serra Geral.

Os arenitos ocupam quase toda a margem esquerda do trecho estudado, exceto em um intervalo de aproximadamente 70 km no trecho jusante próximo à Guaíra, PR. O trecho constituído pelas rochas do arenito Caiuá é formado por um paredão balizador do fluxo, onde podem ser observadas estratificações cruzadas de médio a grande porte (Figura 2.7). Os depósitos do Quaternário constituem os terraços e a planície de inundação que perfazem quase a totalidade da margem direita do rio, excluindo alguns pontos isolados onde aflora os arenitos da Formação Caiuá (Tabela 2.3).



Figura 2.7. Margem esquerda do rio Paraná no trecho superior da área de estudo evidenciando afloramento de arenito com estratificação cruzada de grande porte da Formação Caiuá.

Tabela 2.3. Síntese da litologia e das unidades estratigráficas do rio Paraná no trecho de estudo

Unidade litoestratigráfica	Idade	Descrição	Ocorrência	Referência local
Aloformação Paraná	Quaternário	Cascalho, areia e lama do terraço Boa Vista e planície de inundação do rio e alguns afluentes	Exclusivamente na margem dir. com ocorrência pontuais na margem esq.	Sallun et al., 2007
Aloformação Paranaíba	Quaternário	Areia creme avermelhada, argilosa, maciça, que se desenvolve sobre a Fm Caiuá.	Vertentes esq. e dir. não sendo cortada diretamente pelo canal.	Popp & Bigarella, 1975 Sallun et al., 2007
Formação Caiuá	Cretáceo	Arenito avermelhado, pouco feldspático, com estratificações cruzadas de médio a grande porte	Parte do leito do rio e quase totalidade da margem esquerda	Fernandez 1990; Nogueira Jr., 1988
Formação Serra Geral	Juro-cretáceo	Basalto maciço a vesicular fraturado	Pontos isolados no leito no início do trecho e margem esq. no final do trecho	Nogueira Jr., 1988 Sallun et al., 2007

3. TIPOLOGIA E GÊNESE DE ILHAS DO ALTO RIO PARANÁ

3.1. INTRODUÇÃO

O conceito de padrão multicanal, rios que se dividem em canais secundários e que se reúnem à jusante, surgiu na literatura há cerca de 180 anos (Janson, 1834 in Carling et al., 2014), mas a compreensão desse tipo de rio, no que se refere a processos genéticos e morfologia, começou modestamente com os estudos de Brice (1964) e Rust (1978). Os estudos do registro sedimentar surgiram mais recentemente com Smith (1983 e 1984) e Miall (1985). Atualmente o grande desafio para os geomorfólogos fluviais está na compreensão dos mecanismos e controles que levam os grandes rios a desenvolverem canais múltiplos, denominados *anabranching* em língua inglesa por Nanson e Knighton (1996) e Carling et al. (2014).

Nanson (2013) argumentou que canais múltiplos podem se desenvolver tanto por erosão da planície de inundação pré-existente, como pelo desenvolvimento de ilhas a partir de barras centrais. Assim, pode-se considerar a existência de dois modelos básicos para a formação de canais múltiplos em grandes rios multicanais: 1) o modelo *extra-canal* que envolve processos de avulsão e erosão da planície (Makaske, 2001); e 2) o modelo *intra-canal*, que evolui a partir da formação de barras centrais (Jansen & Nanson, 2004).

No primeiro caso (modelo extra-canal) os processos atuam geralmente numa escala temporal mais ampla (10^1 a 10^3 anos), (Knighton, 1998), disparados geralmente por mecanismos alogênicos (mudança climática, tectonismo), sendo mais estudados em sistemas relativamente grandes, como o rio Magdalena (Smith, 1986), ou autogênicos, como no caso dos multicanais distributários do rio Taquari (Assine, 2003). No caso dos processos intra-canal o mecanismo de controle é autogênico, de escala temporal mais reduzida (10^0 a 10^2), (Knighton, 1998), e geralmente ocorrem em rios de pequeno porte (Jansen & Nanson, 2004).

Para o segundo caso (modelo intra-canal), Huang & Nanson (2007) estudaram os mecanismos de ajuste para formação de *anabranches*, concluindo que, por serem impedidos de aumentar a inclinação hidráulica, estes rios geram ilhas para aumentar a potência específica do canal pela redução da relação largura/profundidade (w/d). Os referidos autores ressaltaram também a importância do material sedimentar dos bancos e principalmente da ação da vegetação para a retenção e fixação dos sedimentos. A maior eficiência do transporte de fundo pela formação de canais múltiplos foi também verificada por Jansen & Nanson (2004) comparando resultados de experimentos de laboratório (*flumes*) e dados do ribeirão Magela (Q_b

40 m³s⁻¹). Este ganho de eficiência não foi, entretanto, verificado no rio Columbia (Canadá) por [Abbado et al. \(2005\)](#) e [Tabata & Hickin \(2003\)](#).

Os resultados obtidos pelos autores mencionados no parágrafo anterior não podem ser aplicados diretamente em grandes rios ([Gon, 2012](#)), em vista de que os canais de grandes rios normalmente apresentam pente baixa (<0,00015), e trechos de escoamento muito longos, geralmente maiores que 1.000 km. A baixa pente pode afetar o escoamento por causa da morosidade do fluxo, e para maximizar a eficiência do escoamento, o canal gera canais múltiplos, cujo controle não necessariamente está ligado aos fatores considerados por [Jansen & Nanson \(2004\)](#). Além disso, o longo tempo de reação e relaxação, no contexto dos grandes sistemas fluviais, exige a geração de ilhas que se mantenham ativas por centenas a milhares de anos, ao contrário de rios menores que operam numa escala temporal bem mais reduzida ([Stevaux et al. 2013](#)).

As condições hidro-sedimentares do Alto rio Paraná (entre a represa de Porto Primavera e remanso do lago de Itaipu, em frente à cidade de Guaíra), impõem às ilhas e canais grande estabilidade ao longo de períodos seculares a milenares ([Marinha do Brasil, 1958](#); [Stevaux, 1994](#); [Corrêa, 2008](#); [Leli et al., 2013](#)). Neste sentido, [Stevaux et al. \(2013\)](#) e [Leli et al. \(2013\)](#) apresentaram a primeira tentativa para descrever as ilhas de um trecho do Alto curso do Paraná próximo à foz do rio Paranapanema, como também sugeriram processos de anexação de barras laterais como predominante na gênese desses corpos. Nessa perspectiva, este capítulo tem por objetivo a compreensão do processo de formação das diferentes ilhas em todo o trecho natural do Alto curso do Paraná, com foco na descrição das fácies sedimentares, identificação dos ambientes deposicionais, como também as causas de permanência das ilhas no sistema.

Considerando esta linha de investigação, este estudo busca levantar dados e evidências para responder às seguintes questões: 1) *Existem diferenças nos tipos de ilhas e respectivos processos geradores neste trecho do Alto rio Paraná?* 2) *Quais as formas de leito presentes no canal?* 3) *Quais as fácies e associações de fácies que estão presentes no registro sedimentar das ilhas?* 4) *O canal do Alto rio Paraná tem o mesmo padrão para a formação e evolução das ilhas?* 5) *As idades dos diferentes tipos de ilhas coadunam com modelos evolutivos holocênicos para a planície aluvial do Alto rio Paraná?*

A investigação apresentada neste capítulo baseou-se em: 1) 49 perfurações realizadas com sonda vibratória, trado motorizado, que amostraram espessuras sedimentares com variação de 2,0 a 6,0 m; 2) dados de inclinação hidráulica e topografia obtidos com aparelho

DGPS (Differential Global Positioning System) da marca PROMARK 100-200, acrescido de levantamentos topográficos (perfis transversais das ilhas e do canal) obtidos em 1976 com teodolito pela ELETROSUL-Centrais Elétricas do Sul do Brasil S.A.; e 3) análises de amostras de sedimento do leito do canal. A pesquisa contou também com 31 datações ^{14}C inéditas (Tabela 3.1.), realizadas nos laboratórios do Center for Applied Isotope Studies – CAIS (Universidade da Geórgia, EUA) da BETA Analytic Co. (Flórida, EUA) e do Centro de Energia Nuclear na Agricultura (CENA/Universidade de São Paulo/Piracicaba). Para as interpretações foram consideradas também três datações LOE/TL publicadas em trabalhos anteriores e realizadas no Laboratório de Vidros e Datação da FATEC, São Paulo. A análise de fácies foi baseada no método de Miall (1978), com as adaptações de Stevaux (1993, 1994) para o rio Paraná.

3.2. COMPARTIMENTAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área estudada compreende 235 km do Alto rio Paraná, Brasil, entre as represas Eng. Sérgio Motta (Porto Primavera) e o remanso do lago de Itaipu (cidade de Guaíra). Este segmento do Paraná é o último trecho livre de barragens em território brasileiro, e compreende o padrão de canal *anabranching* com 264 ilhas que formam até seis canais num mesmo transecto (Figura 3.1), e varia na largura, sinuosidade e na relação w/d (Gon, 2012). O canal principal apresenta tendência retilínea devido ao controle tectônico-litológico (Souza Filho, 1993; Fortes et al., 2005; Souza Junior, 2012), escoando ajustado à margem esquerda, enquanto a maior parte da planície de inundação está situada na margem direita.

A margem esquerda constitui um paredão alto com 10 a 20 m acima do nível médio da água, onde ocorrem arenitos bastante resistentes do Grupo Bauru (Formação Caiuá ou Rio Paraná, conforme Fernandez, 1990), e basaltos da Formação Serra Geral. Os basaltos afloram somente no final do trecho estudado, nas proximidades do canhão de Sete Quedas, hoje coberto pelo lago de Itaipu. Na primeira metade, montante da área estudada, esta margem apresenta planície formada de pequenos fragmentos isolados, e na segunda metade, jusante da área estudada e paralela à ilha Grande, a planície é contínua e relativamente estreita, com uma variação de até 4 km de largura por 60 km de comprimento. A planície da margem direita é ampla e contínua em todo o trecho superior (entre os rios Paranapanema e Ivaí), com comprimento de 125 km e largura de até 9,2 km (Figura 3.1). A planície apresenta um intrincado mosaico de morfologias e tipos de vegetação, como lagoas, pântanos, canais abandonados,

antigas ilhas incorporadas à planície, diques e paleodiques marginais e lobos de rompimento (Stevaux, 1994; Souza Filho, 1993; Stevaux & Souza, 2004; Stevaux et al., 2013).

Tabela 3.1. Datações absolutas utilizadas.

Local	Prof. (cm)	Idade (Cal. p/ ¹⁴ C)	Método	Autor	Localização	Observação
M1	78	moderno	(¹⁴ C)	Leli	22° 45.734'S / 53° 17.764'O	Ilha Mutum – de barra central composta*
M1	140	700	(¹⁴ C)	Leli	Idem	barra central composta
M1	190	830	(¹⁴ C)	Leli	Idem	barra central composta
M2	35	moderno	(¹⁴ C)	Leli	22° 45.538'S/ 53° 17.882'O	barra central composta
M7	460	540±100	LOE	Leli	22° 44.053'S/ 53° 13.300'O	barra central composta
M8	320	585	(¹⁴ C)	Leli	22° 46.724'S/ 53° 21.088'O	barra central composta
M8A	200	830±30	TL	Stevaux (2000)	22° 46.704'S/ 53° 21.046'O	barra central composta
	450	2.450±350	TL	Stevaux (2000)	Idem	barra central composta
M9A	515	8.200	(¹⁴ C)	Leli	22° 45.700'S/ 53° 17.778'O	barra central composta
M10	450	3.600	(¹⁴ C)	Leli	22° 45.593'S/ 53° 17.854'O	barra central composta
M11	200	1.700	(¹⁴ C)	Leli	22° 45.170'S/ 53° 15.621'O	barra central composta
PR2	260	920	(¹⁴ C)	Zviejkovski (2014)	22° 45.448'S/ 53° 15.946'O	Ilha Porto Rico - barra central composta
IJ	503	3.430	(¹⁴ C)	Leli	22° 47.650'S/ 53° 22.367'O	Ilha Japonesa – de avulsão composta*
IF1	110	moderno	(¹⁴ C)	Leli	22° 53.283'S/ 53° 33.850'O	Ilha Floresta – de avulsão composta
IF2	13	moderno	(¹⁴ C)	Leli	22° 49.550'S/ 53° 26.617'O	Ilha de avulsão composta
IF2	142	3.300	(¹⁴ C)	Leli	22° 49.550'S/ 53° 26.617'O	Ilha de avulsão composta
IF3	300	1.100	(¹⁴ C)	Leli	22° 52.800'S/ 53° 33.767'O	Ilha de avulsão composta
IF4	545	5.850	(¹⁴ C)	Leli	22° 50.793'S/ 53° 28.340'O	Ilha de avulsão composta
IF6	250	2.800	(¹⁴ C)	Leli	22° 50.554'S/ 53° 27.753'O	Ilha de avulsão composta
I3I2	137	moderno	(¹⁴ C)	Leli	22° 50.750'S/ 53° 27.117'O	Ilha de barra central*
I3I3	113	4.670	(¹⁴ C)	Leli	23° 20.510'S/ 53° 43.843'O	Ilha Ivaí – de avulsão*
PI 2	100	60	(¹⁴ C)	Leli	23° 19.788'S/ 53° 48.932'O	Planície de Inundação MD
PI3	230	8.120	(¹⁴ C)	Leli	22° 31.715'S/ 53° 5.388'O	Planície de inundação
IB1	100	700	(¹⁴ C)	Leli	23° 21.289'S/ 53° 47.574'O	Ilha Bandeirantes - de avulsão
IB2	70	1.220	(¹⁴ C)	Leli	23° 21.418'S/ 53° 47.537'O	Ilha de avulsão
IB2	240	14.620	(¹⁴ C)	Leli	23° 21.418'S/ 53° 47.537'O	Ilha de avulsão
IB3	205	11.000	(¹⁴ C)	Leli	23° 21.029'S/ 53° 47.831'O	Ilha de avulsão
IB4	279	4.280	(¹⁴ C)	Leli	23° 21.893'S/ 53° 46.826'O	Ilha de avulsão
IB4	377	9.540	(¹⁴ C)	Leli	Idem	Ilha de avulsão
IB6	560	18.000	(¹⁴ C)	Leli	23° 20.582'S/ 53° 45.521'O	Ilha de avulsão
IG4	320	170	(¹⁴ C)	Leli	23° 40.467'S/ 53° 57.701'O	Ilha Grande - de avulsão
IG4	490	13.400	(¹⁴ C)	Leli	23° 40.467'S/ 53° 57.701'O	Ilha de avulsão
IG6	190	2.600	(¹⁴ C)	Leli	23° 47.794'S/ 54° 0.680'O	Ilha de avulsão
IG6	543	12.430	(¹⁴ C)	Leli	Idem	Ilha de avulsão

* Modelo das Ilhas: ver classificação e explicação adiante. Datações de ¹⁴C estão calibradas e, portanto, sem a margem de erro. Datações de LOE e TL não foram calibradas e mantêm a margem de erro.

A vazão média anual entre os anos de 1964 a 2012 é de aproximadamente $9.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ em Porto São José, situado a montante da área estudada, e $10.800 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ em Guaíra, situada a jusante da área estudada, que já incorpora fluxos de tributários como os rios Ivaí e Piquirí (margem esquerda) e Ivinheima e Amabaí (margem direita). Esta área apresenta heterogeneidades quando se trata dos diferentes tipos e idade das ilhas, à largura do canal principal, quantidade de canais secundários e inclinação do canal. Considerando estas diferenças, o trecho estudado foi dividido em três segmentos multicanais (Figuras 3.1, 3.2, e Tabela 3.1): superior, intermediário e inferior, separados por seções nodais de acordo com o conceito de Coleman (1969). Além das características, (Tabela 3.1), é relevante salientar que, embora a inclinação média de todo o segmento seja de $4,7 \text{ cm/km}$, há variações locais.

Tabela 3.1. Síntese das características dos trechos estudados do Alto rio Paraná

T	Ct	Lc	Ic	Nc	Ti	MD	ME
S	90	1-6	4,4	1-6	73	Formada por Planície de inundação com 90 km de extensão e largura de 2,3 – 9,2 km.	Formada por escarpa 10-20m de arenito. Ocorrência de PI local, estreita (1,5 km largura) e fragmentada (até 6 km comprimento).
M	35	1-4	4,8	1-4	32	Formada de Planície de inundação com 32 km extensão e largura entre 1,5 a 6 km.	Formada de 2 trechos de planície com 10 e 5 km comprimento, e até 2 km de largura. Estes trechos são intermediados pela mesma escarpa do Trecho Superior.
I	117	2,2-12,2	5,0	1-6	159	Formada por depósitos Fm Caiuá e Paranaíba. Últimos 30 km com planície de desembocadura do rio Iguatemi.	Formada por uma faixa de 60 km de extensão por até 4 km de largura, e restante da margem por escarpa como nos outros trechos.

T = trecho; S, M, I = superior, intermediário e inferior; Ct = Comprimento total do trecho (km), Lc = largura do canal (km), Ic = pente média do canal (cm/km), Nc = número de canais; Ti = Total de ilhas, MD = margem direita; ME = margem esquerda.

No trecho superior, que compreende a ilha Mutum e Floresta, a pente do trecho da Mutum é mais baixa com pequena variação entre $3,4$ a $3,5 \text{ cm/km}$, mas aumenta para valores entre $5,3$ e $5,9 \text{ cm/km}$ a partir do trecho médio e final da ilha Floresta. No trecho inferior, que compreende as ilhas Bandeirantes e Grande, a situação é semelhante, sendo a pente no trecho da Bandeirantes com variação de $5,0$ - $5,1$, e no trecho da Grande, mais jusante, a pente fica entre $4,4$ - $4,8 \text{ cm/km}$.

O tamanho das ilhas também é diferente nos três trechos: No trecho superior as ilhas variam bastante e as maiores são as que dão nome aos arquipélagos: ilha Floresta, com 28 km de comprimento e ilha Mutum com 15 km . Todas as ilhas deste trecho são alongadas, e as menores variam entre $\sim 0,5$ e 10 km de comprimento. O trecho intermediário contém 2 ilhas maiores de $6,0$ e 10 km , mas a grande maioria varia entre $0,07$ a $3,0 \text{ km}$. No trecho inferior, onde

estão a Bandeirantes com 34 km, Grande com 91 km, e Puruzzi com 15 km, existem outras 156 bem menores entre 0,1 e 7 km.

3.3. CLASSIFICAÇÃO E GÊNESE DAS ILHAS

Nanson & Knighton (1996), classificaram os rios de canais múltiplos como sendo anabranching, e nesta classificação os rios anastomosados passam a ser uma categoria dos canais anabranching. Sendo a existência de ilhas o fator desencadeador da multicanalização do canal, Nanson & Gibling (2004) consideram que rios *anabranching* apresentam padrão de drenagem com canais múltiplos divididos por ilhas estáveis e vegetadas. Brice (1964) distingue as barras de ilhas com base na presença e estabilização da vegetação existente nestes elementos. Bridge (2003) é mais criterioso e salienta que para esta classificação é necessário quantificar as espécies e o tempo de colonização. Levando em conta estas abordagens, neste estudo se considera que ilhas fluviais são geformas emersas em nível de margens normais e plenas, com superfície ocupada por vegetação (graminosa, herbácea e arbustiva). Através da morfologia, sedimentação e idade, as ilhas do Alto rio Paraná foram classificadas em quatro tipos: barra central, barra central composta, avulsão, e avulsão composta, (Figura 3.3 e Tabela 3.2).

Tabela 3.2. Classificação e características das ilhas do Alto Rio Paraná

Modelo das Ilhas	Barra Central	Barra Central Composta	Avulsão	Avulsão Composta
Gênese	Barra central e agradação de finos acompanhado de cobertura vegetal	Ilha de barra central com expansão da área por anexação de barras laterais e frontais	Recorte de planície por rompimento de dique marginal, e rejunção ao canal principal	Ilha de avulsão com expansão da área por anexação de barras laterais e frontais
Forma	Gota, ocelar. Montante arredondada e jusante afinada, (Figura 3.3A)	Gota alongada, perfil serrilhado, (Figura 3.3B)	Amebóide, perfil em forma de prato, (Figura 3.3C)	Alongada com extremidades em “V”, perfil serrilhado, (Figura 3.3D)
Área (km ²)	0,01 – 0,16	0,10 – 10,5	5,8 - 468	29 – 30
Comp. (km)	0,21 - 0,68	0,62 - 15	6,5 - 91	18 – 23
Largura (km)	0,05 – 0,25	0,10 - 1,5	1,5 - 9	2,5 – 3,3
Agradação vertical (mm/ano)	18 Média 18	0,6 – 5 Média 2,15	0,1 – 1 Média 0,4	0,5 – 2 Média 1,1
Agradação lateral (mm/ano)	Não existente	30 – 60 Média 44	Não existente	30 – 60 Média 44
Larg. canal (km)*	1,42 – 2,82	1,2 - 3,4 km	3,6 - 12,5	5,5 – 8,5
Pendente canal (cm/km)	3,5 – 5,9	3,5 – 5,9	4,5	4,5 - 5,9
Idade mais antiga	50 anos	8.200 AP	18.000 AP	5.000 AP

* considerado o canal (principal ou secundário) que a ilha se encontra e não a largura total do rio

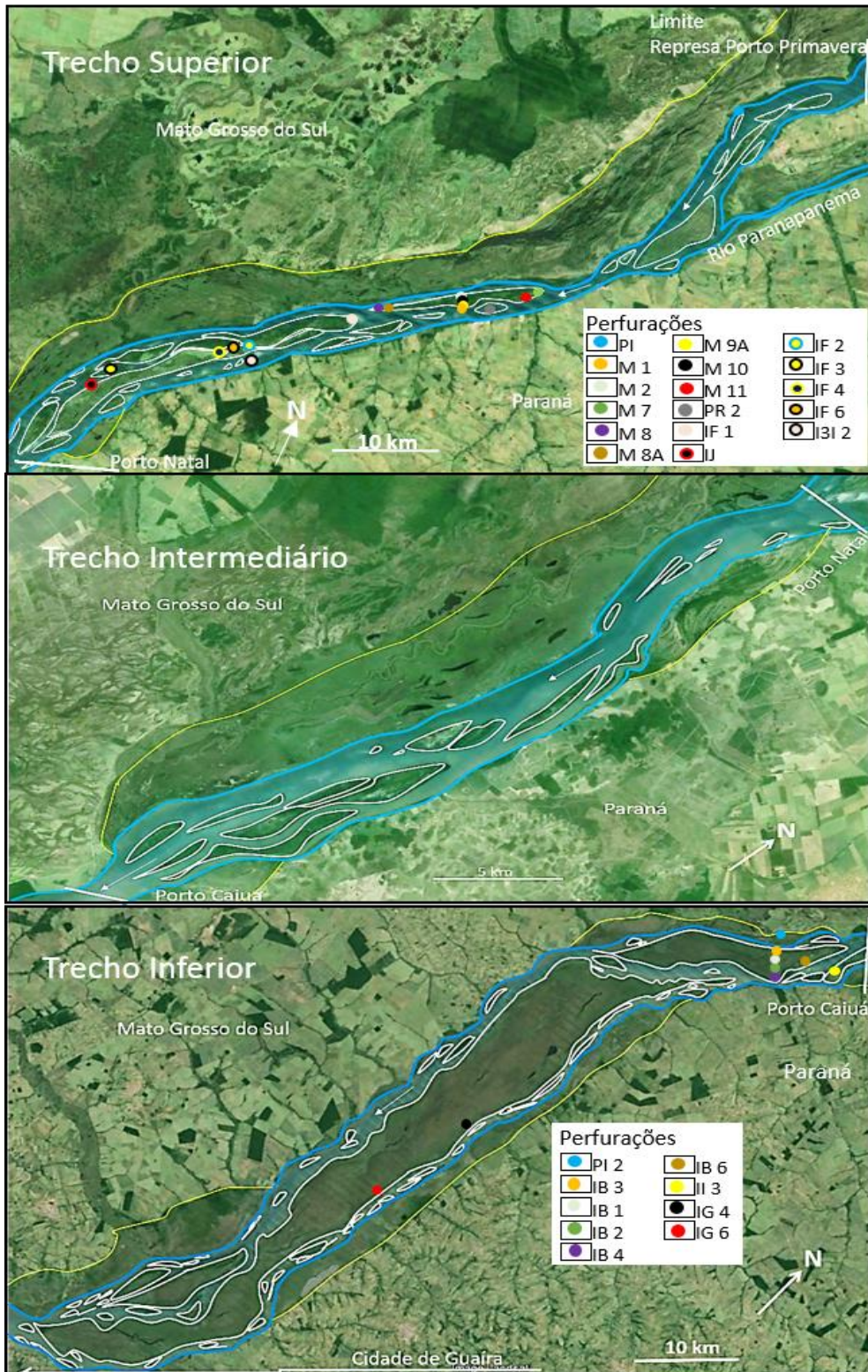


Figura 3.2. Morfologia da planície e das ilhas nos três trechos estudados: Superior, Intermediário e Inferior. Linhas amarelas: limite da planície de inundação; azuis: margens do Paraná; brancas: limites das ilhas. Perfurações: PI: planície de inundação; M: ilha Mutum; IF: ilha Floresta; IJ: ilha Japonesa; PR: ilha Porto Rico; I3I: ilha Três Ilhas, II: ilha Ivaí; IB: ilha Bandeirantes; IG: ilha Grande. (Ver referência dos trechos na figura 3.1). *Imagem Google Earth™, sensor SPOT, 2011.*

3.3.1. Ilha de Barra Central

A ilha de barra central é aquela gerada por processo “intra-canal”, a partir de uma barra central que se estabiliza pelo desenvolvimento da vegetação e acresce verticalmente por decantação de material fino durante as cheias (Figuras 3.3A, 3.4).

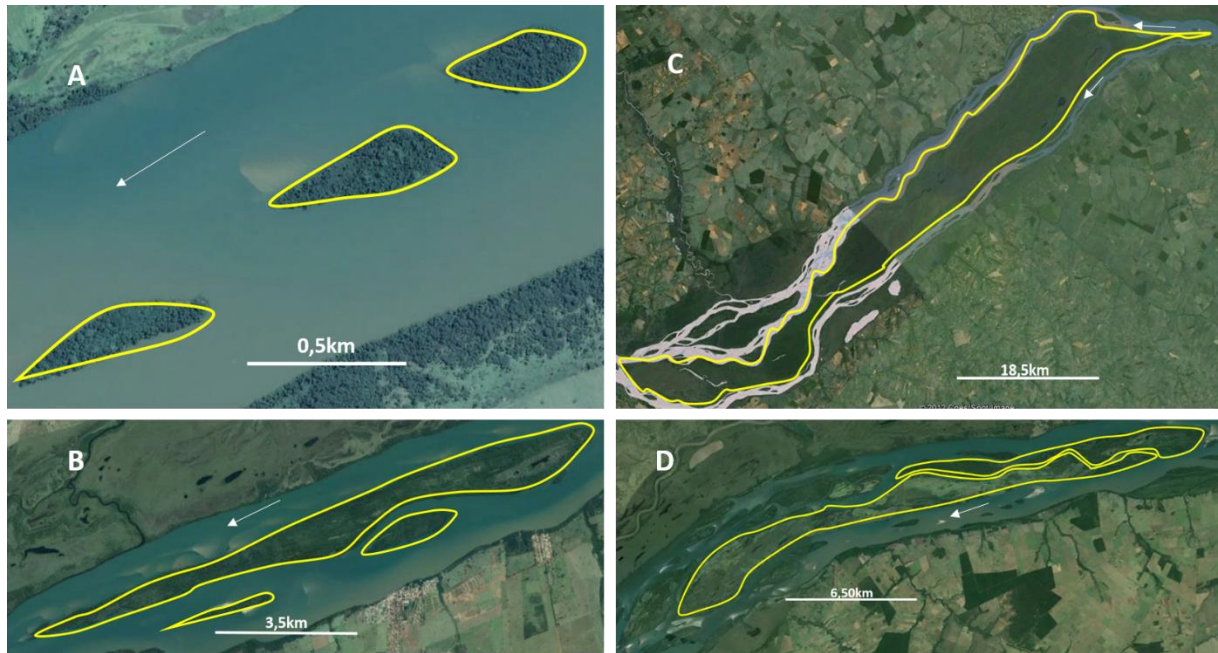


Figura 3.3. Modelo das diferentes ilhas do Alto rio Paraná. A: ilhas de barra central; B: ilha de barra central composta; C: ilha de avulsão; D: ilha de avulsão composta. (Vetor indica sentido do fluxo). Imagens Google Earth™, sensor SPOT, 2013.

O processo de formação deste tipo de ilha depende das condições hidrossedimentológicas que permitem a geração de barras centrais. O sedimento de fundo se movimenta por transporte laminar (lençóis arenosos) ou, mais comumente, como no trecho estudado, por acumulações em forma de dunas que se deslocam continuamente (Figura 3.5), podendo se estabilizar temporariamente e emergir em nível médio da água formando as barras. Quando a água se desloca no canal e mobiliza as partículas de areia, desenvolve amontoados geométricos tridimensionais instáveis que se redimensionam constantemente, e, tendencialmente mantêm o predomínio de um determinado padrão. Assim, conforme as características do fluxo (velocidade e profundidade), e o tamanho das partículas transportadas, o fundo do canal é composto de uma série de formas de leito, e isso pode, por efeito de “feedback” negativo, condicionar a atuação e velocidade do fluxo no canal (Stevaux & Takeda, 2002). Estas formas de leito se tornam obstáculos no interior do canal e interferem no

escoamento do fluxo de forma que a direção do fluxo pode ser mudada, em maiores ou menores proporções, conforme o tamanho das formas de leito (Drago, 1973; Szupiany et al., 2012).

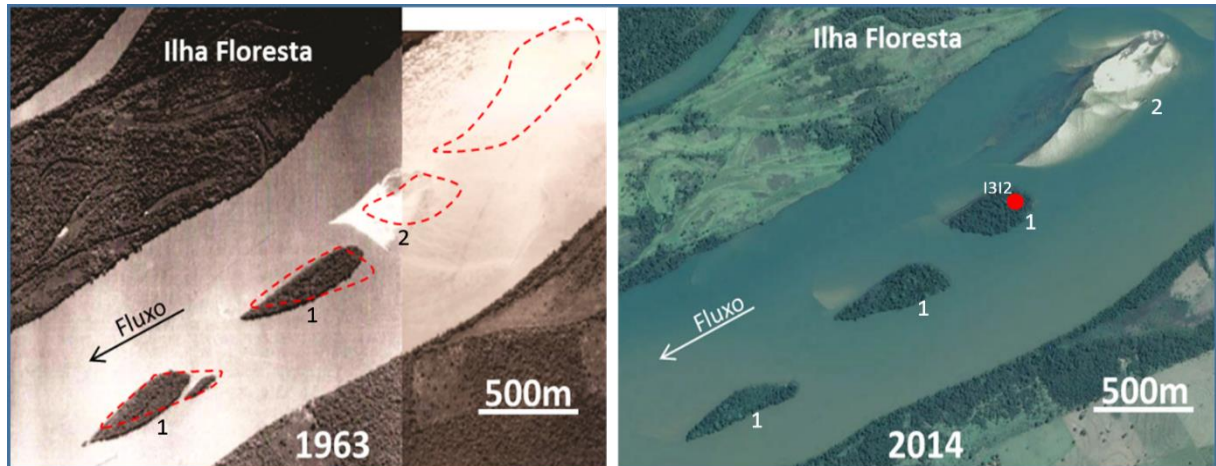


Figura 3.4. Ilhas de barra central (1), formadas pela evolução de barra central (2), no Alto rio Paraná. Ponto vermelho indica o local do testemunho em uma das ilhas do conjunto Três Ilhas. À esquerda: fotografia aérea de 1963, e à direita: imagem Google Earth™, sensor SPOT, 2013.

Atualmente o suprimento de areia da área de estudo está prejudicado por causa das represas construídas a montante do trecho, principalmente após o fechamento da hidrelétrica de Porto Primavera em 1999. Esta condição contribuiu para a pavimentação do canal (*armouring effect*) e conseqüentemente redução do tamanho e do empinamento das formas de leito (Stevaux et al., 2009). No entanto, Stevax (1994) e Martins & Stevax (2005), encontraram neste trecho grandes formas de leito com magnitude e morfologia variadas, com predomínio das mega-ondulações de 0,5 a 2,0 m de altura e dunas com até 7,5 m de altura e 500 m de comprimento. A superposição das formas de leito em um determinado ponto do canal pode ocorrer nas cheias acima da média, quando se formam as “ondas de areia” (Santos, 1991; Stevax 1993, 1994) de até 13 m de altura em relação ao talvegue, e comprimento da ordem de um a dois quilômetros.

Uma barra central é formada a partir de quando uma onda de areia aflora em nível médio do canal, quando pode se estabilizar e assim iniciar o processo de vegetação. O modelo de uma grande barra central (280.000 m²) pode ser visto na figura 3.6. Esta barra apresenta uma superfície predominantemente plana, mas com marcas de ondulações e dunas alternadas por áreas rebaixadas que ficam alagadas com deposição de argila e concentração de fragmentos de vegetação.

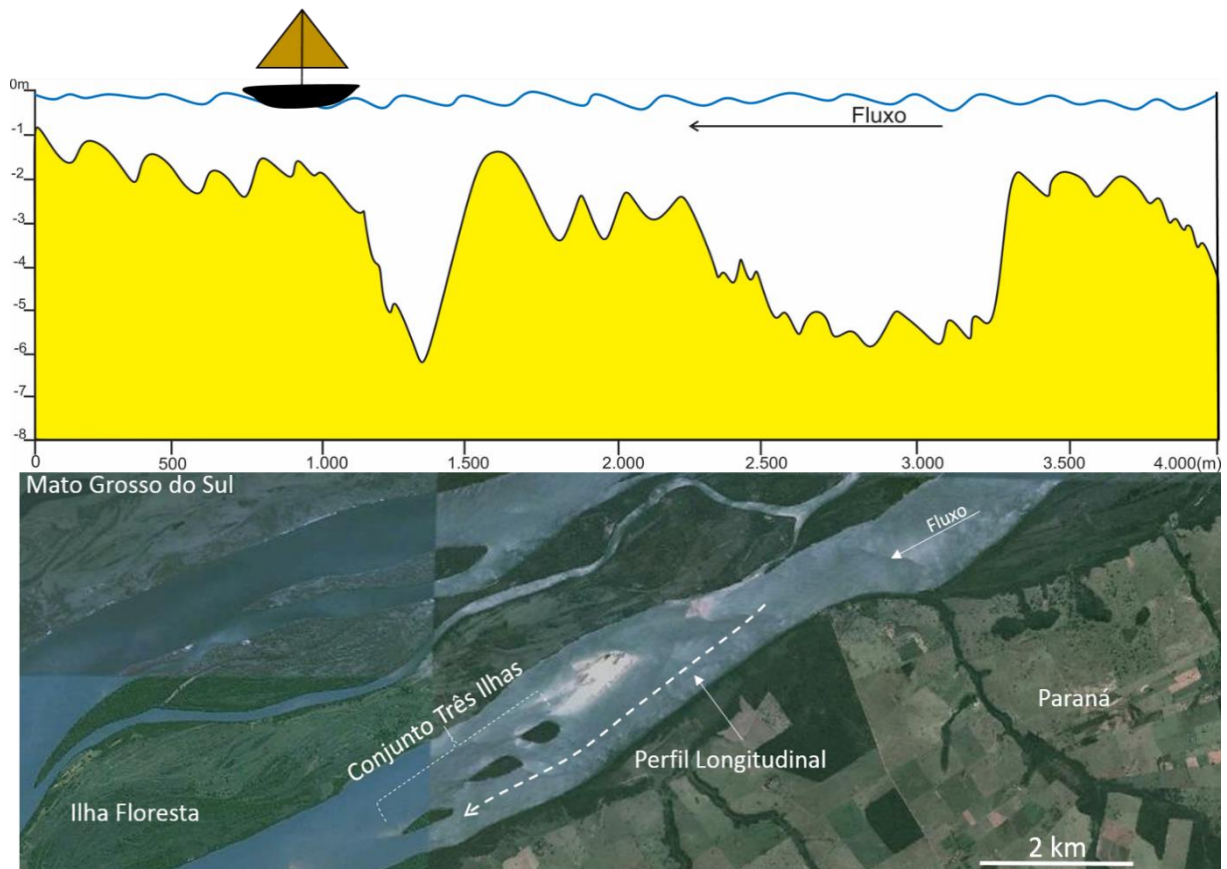


Figura 3.5. Perfil longitudinal evidenciando as formas de leito do Alto rio Paraná: Dunas com cavalgamento de ondulações. Imagem Google Earth™, sensor SPOT, 2013.

A longa exposição da barra no canal desencadeia o processo de cobertura vegetal, sendo geralmente, o tipo graminosa como pioneira, podendo evoluir para herbácea de maior porte (Figura 3.6D).

A presença da vegetação na superfície da barra aumenta a rugosidade em relação ao fluxo de água na cheia, o que dá maior estabilidade ao material arenoso bem como facilita a deposição de material fino e a agradação vertical da superfície (Stevaux, 1994; Santos, 2005). Um modelo de deposição por barras centrais foi proposto por Santos & Stevau (2000) em que a barra é composta por areia mal selecionada com estratificação cruzada acanalada ou planar (St, Sp) na base, resultante da sedimentação de fluxo unidirecional do canal. Essa sequência é seguida por intercalações de lama maciça (Fm), com intercalações de areia fina, com ondulações e *flaser* (Sr) formadas quando a barra já se encontra emersa sendo apenas inundada pelas águas das cheias (Figura 3.7).

A sequência superior que completa o modelo de fácies da ilha de barra central é constituída predominantemente pelo litossoma lamoso, representado pelas fácies Fm, Fmo e, eventualmente, delgadas camadas de areia muito fina (Sr) correspondendo a depósitos de inundação. De modo resumido, pode-se dizer que os depósitos de ilha de barra central constituem uma sequência com granodecrescência ascendente, com a base representada pelos depósitos de canal e o topo por material fino da agradação vertical e implantação da vegetação (Figura 3.8).

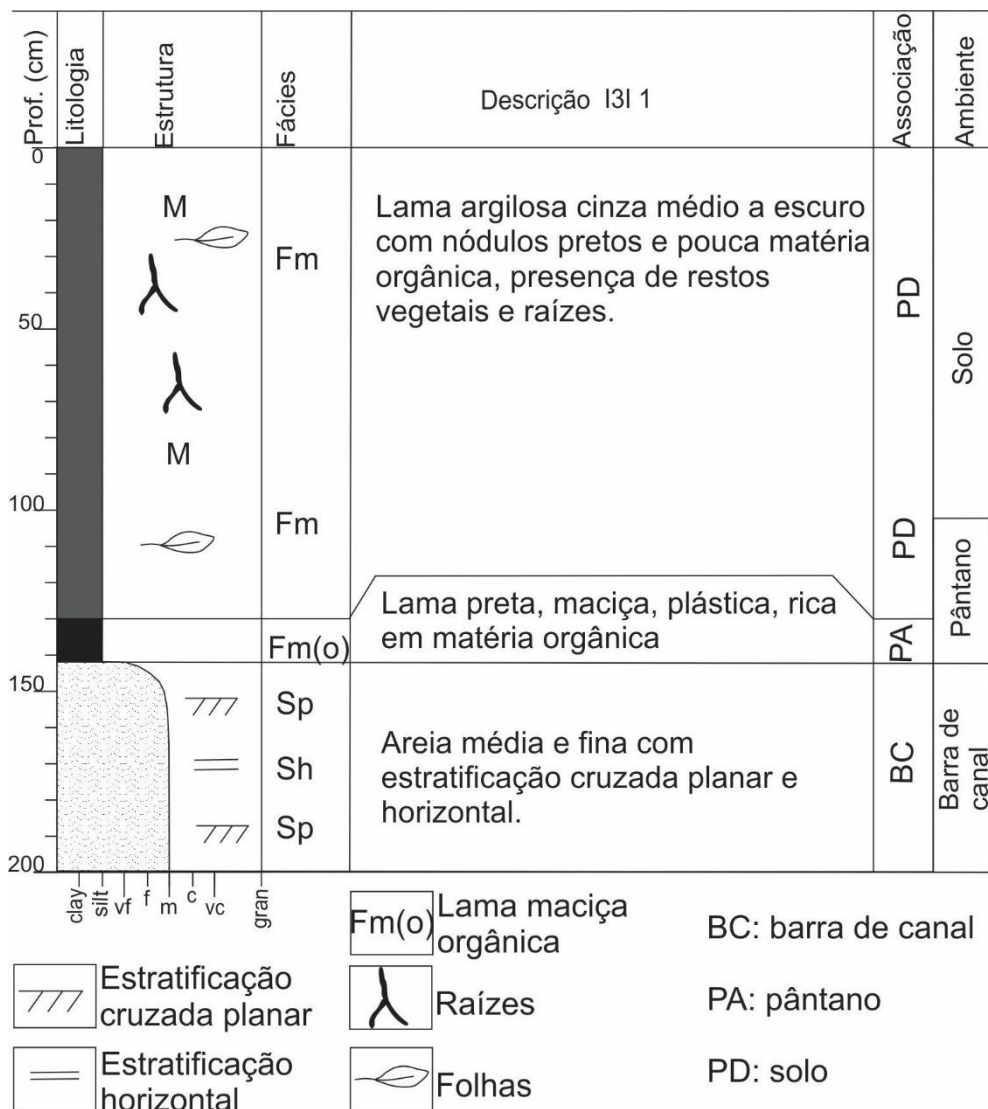


Figura 3.8. Perfil sedimentar de ilha de barra central - testemunho I3I2 (ilha superior do conjunto Três Ilhas) mostrada na figura 3.4.

3.3.2. Ilha de Avulsão

A ilha de avulsão se forma por processo “extra-canal”, ou seja, pela avulsão do canal principal e formação de um canal secundário que entalha a planície de inundação, e se une novamente ao canal principal dando origem à ilha. A energia necessária para provocar a avulsão do canal não provém propriamente do aumento da potência de canal, mas da diferença hidrostática entre a água do canal e a superfície da planície de inundação. Neste sentido, [Assine \(2003\)](#) concluiu que, na região do Pantanal, a construção do dique marginal é acompanhada pela agradação do leito do canal e dos diques marginais concomitantemente. Isto gera uma grande diferença hidrostática entre a água do canal (alta) e a planície de inundação (baixa). Esta condição, associada a diferenças na constituição sedimentar do próprio dique (variações na composição sedimentar), propicia sua erosão e rompimento, e a consequente entrada de água do canal na planície de inundação, sob a forma de um fluxo rápido e de grande poder erosivo. Rompido o dique marginal, o fluxo de água e sedimento avança pela planície com tendência de escoamento para jusante, acompanhando a inclinação geral dessa superfície. Assim, um novo canal pode ser formado, podendo novamente se ligar ao canal principal a jusante pela interseção dos canais. Através deste processo surge uma ilha que não se formou no canal pela deposição do material transportado, e sim pelo recorte da planície, sendo, portanto, um testemunho de sua planície de inundação. Geralmente as ilhas de avulsão têm grandes dimensões e apresentam formas irregulares, tipo “amebas” ([Tabela 3.1](#), [Figura 3.3](#)). No segmento inferior do trecho estudado, a formação de ilhas de avulsão aumentou expressivamente a largura total do conjunto de canais que chega a ter 12,2 km. Os canais secundários, são longos e escoam independentes um do outro, com características geométricas, sedimentares, hidrológicas e ecológicas diferenciadas. Pode ocorrer, localmente, discreta expansão lateral da ilha pela acresção e anexação de barras laterais ([Figura 3.9](#)).

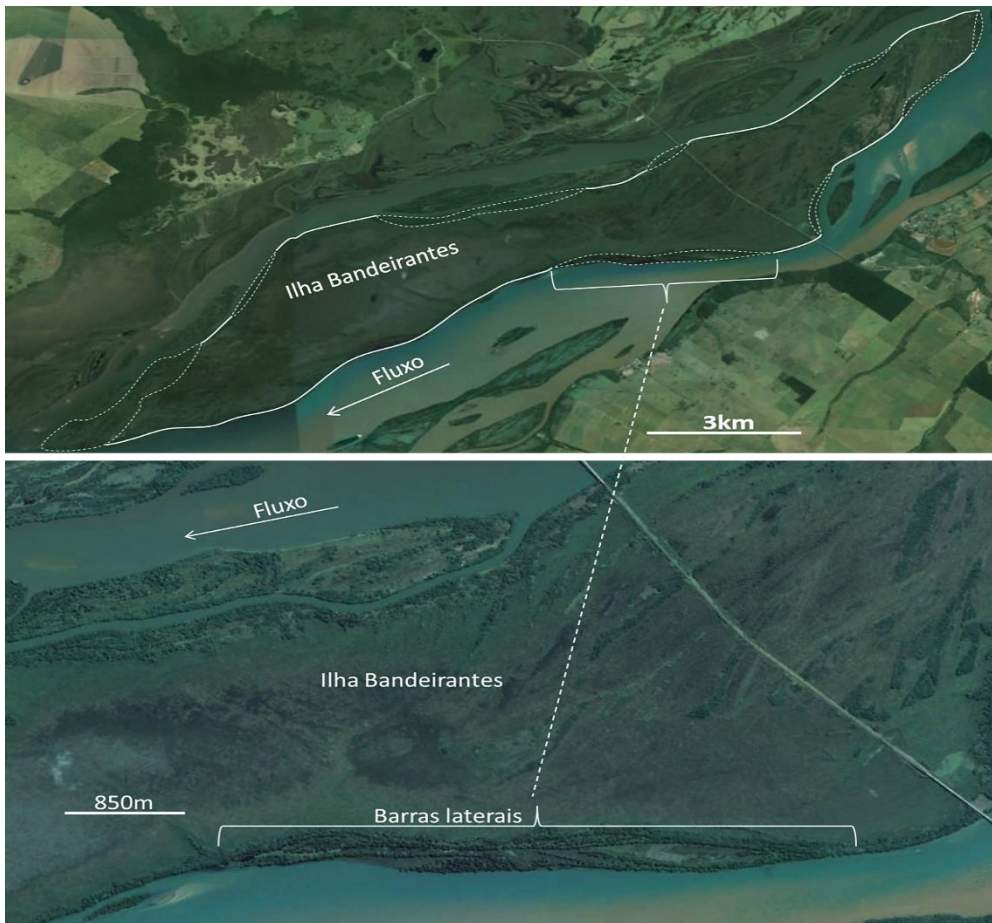


Figura 3.9. Ilha Bandeirantes com barras laterais anexadas em ambas as margens da ilha. Linha contínua: borda da ilha avulsiva; linha pontilhada: barras anexadas à ilha avulsiva. Detalhe destacando barras anexadas na margem esquerda da Bandeirantes. [Imagem Google Earth™](#), sensor SPOT, 2013.

A topografia deste tipo de ilha é relativamente plana com feições características de planície de inundação, no entanto, diferentemente da planície que apresenta a parte distal mais baixa, na ilha avulsiva as partes distais se encontram no centro da ilha resultando de um perfil transversal em forma de “prato” decorrente da elevação dos diques marginais com discreta concavidade na parte interna (Figura 3.10).

Como sua gênese resulta de recorte de planície de inundação, o modelo de fácies dos depósitos da ilha de avulsão é o mesmo da planície de inundação, com as variações de acordo com o ambiente amostrado. Nos testemunhos e descrições de barranco feitas na ilha Grande constatou-se uma sequência típica de “*overbank*” com intercalações de lama maciça orgânica (Fm) e areia fina lamosa, com bioturbação (Sm/Fm) que correspondem, respectivamente, a feições mais distais e mais proximais da planície de inundação (Figura 3.11).

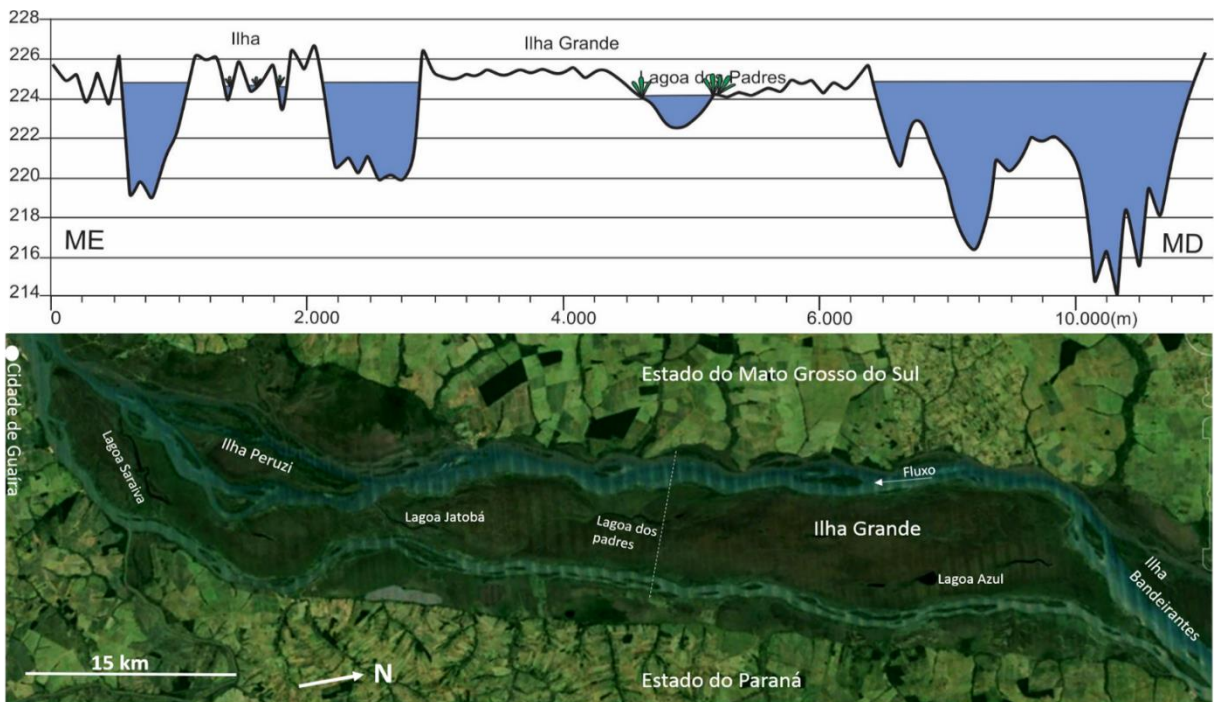


Figura 3.10. Perfil transversal da ilha Grande evidenciando as bordas mais altas formadas pelos diques marginais. Imagem inferior mostra o transecto (linha pontilhada). Notar a lagoa dos Padres que ocupa parte de um paleocanal.

Nas descrições de barranco ou testemunhos mais próximos à borda da ilha, a porção superior da sequência sedimentar resulta de um pacote de dois a três metros de areia muito fina, lamosa, micácea, maciça ou incipientemente estratificada (laminação plano paralela, podendo apresentar micro ondulações) intensamente bioturbada, que corresponde aos depósitos atuais de dique marginal do canal que margeia a ilha.

3.3.3. Ilha de Barra Central Composta

A ilha de barra central composta é formada pela anexação de barras laterais e frontais a uma ilha de barra central pré-existente. Assim, o crescimento deste tipo de ilha se dá por meio de sucessivas anexações de barras laterais e, menos comumente, de barras frontais. A anexação das barras laterais pode ocorrer em qualquer parte da ilha onde ocorrem condições de fluxo mais lento, permitindo a deposição da barra (Figura 3.12A). Essas zonas de deposição se desenvolvem pela separação do fluxo no canal devido a um obstáculo, que pode ser a frente de uma ilha, de uma barra, ou protuberâncias na própria margem do canal (Stevaux, 1994).

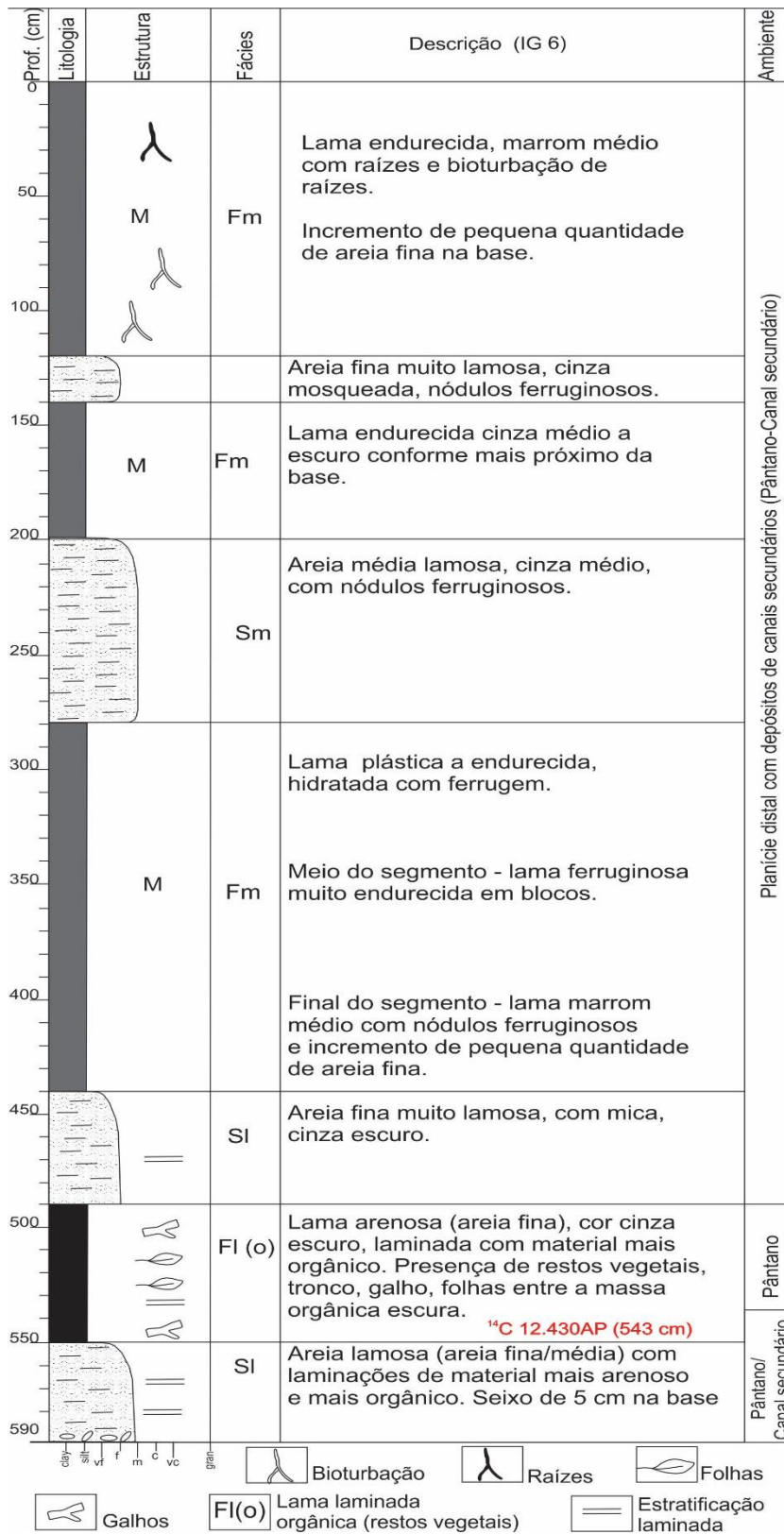


Figura 3.11. Perfil sedimentar da Ilha Grande representando o modelo sedimentar de planície de inundação.

Após a formação da barra lateral e do canal entre a barra e a ilha pré-existente, a deposição evolui por agradação vertical passando pelos estágios de *ressacos*, lagoas, pântanos e ilha propriamente dita (ver capítulos 4 e 5), (Figura 3.12B, C, D).

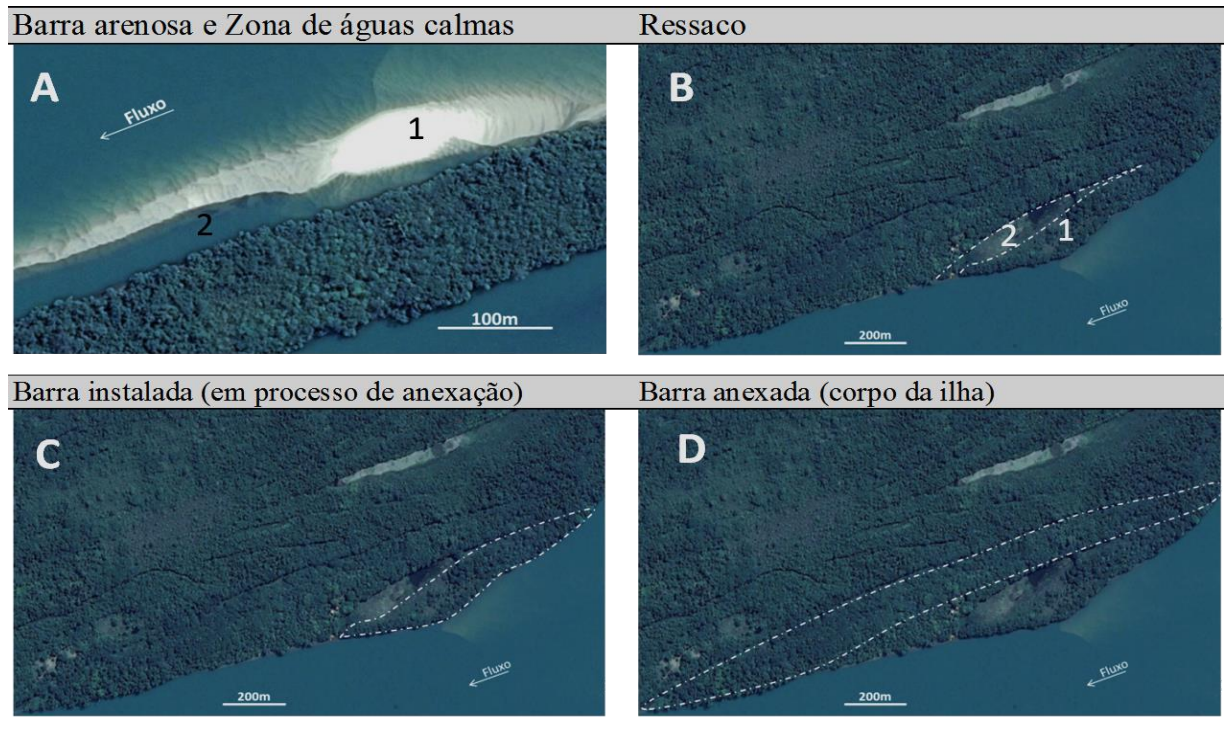


Figura 3.12. Formação de uma barra composta. A: formação de barra lateral (1) e do canal entre a barra e a ilha (2), B: estágio mais avançado com a barra vegetada (1) e o canal barra-ilha fechado a montante formando um *ressaco* (2), C: *ressaco* com barra vegetada e parcialmente anexada, D: barra totalmente anexada à ilha.

O processo mais comum e eficiente de expansão lateral das ilhas é através da anexação de barras laterais a uma ilha de barra central (Figura 3.13C, D), e, embora menos comum, por anexação de barra frontal (montante) (Figura 3.13A, B).

A barra frontal (Drago, 1973; Souza Filho, 1993) se desenvolve a montante de outros corpos no canal, como por exemplo, uma barra ou ilha. A presença deste elemento no canal promove a separação do fluxo principal formando um “V” a montante da ilha ou barra. Esta abertura em “V” do fluxo gera uma zona de águas calmas que resulta em acumulação e deposição de sedimentos (Figura 3.13A, B). A base da barra é constituída de sedimento francamente arenoso até na superfície quando começa a haver deposição de finos e instalação de vegetação pioneira, geralmente gramínea.



Figura 3.13. A: Ilha de barra central sendo vegetada e barra frontal estacionada com início de vegetação; B: Ilha de barra central composta com expansão por anexação de barra frontal, C: Ilha de barra central composta com barras laterais emersas e submersas, D: Ilha de barra central composta com extensão por anexação de barra lateral e preservação do ressaco.

A sucessão deposicional deste tipo de ilha mostra uma grande variação no arranjo das fácies e suas associações. Os depósitos amostrados, de um modo geral, evidenciam fácies arenosas ligadas a processos de canal na base e fácies lamosas ligadas a decantação no topo, o que caracteriza uma sucessão deposicional de ilhas que foram formadas a partir da superposição de ambientes de canal e ambientes de acreção vertical por decantação (inundação). Como este tipo de ilha tem crescimento lateral, ou frontal (anexação de barras laterais ou frontais), o pacote sedimentar pode apresentar a sequência de fácies: (St) para a fase de canal com areia grossa, média, fina, e limpa; (Sr, Sm, Sm(o)) para fase de ressaco e abandono de canal, com areia média fina, areia fina lamosa podendo ser laminada, e podendo ter material orgânico em média-pouca quantidade; (Fm, Fl) fase lagoa com lama podendo ser laminada ou maciça, e podendo ter pouca a média quantidade de material orgânico; (Fm) fase de pântano com predominância de lama maciça com média-grande quantidade de material orgânico; (Pd) fase terrestrialização com material característico de solo com raízes e bioturbação de raízes (Figura 3.14).

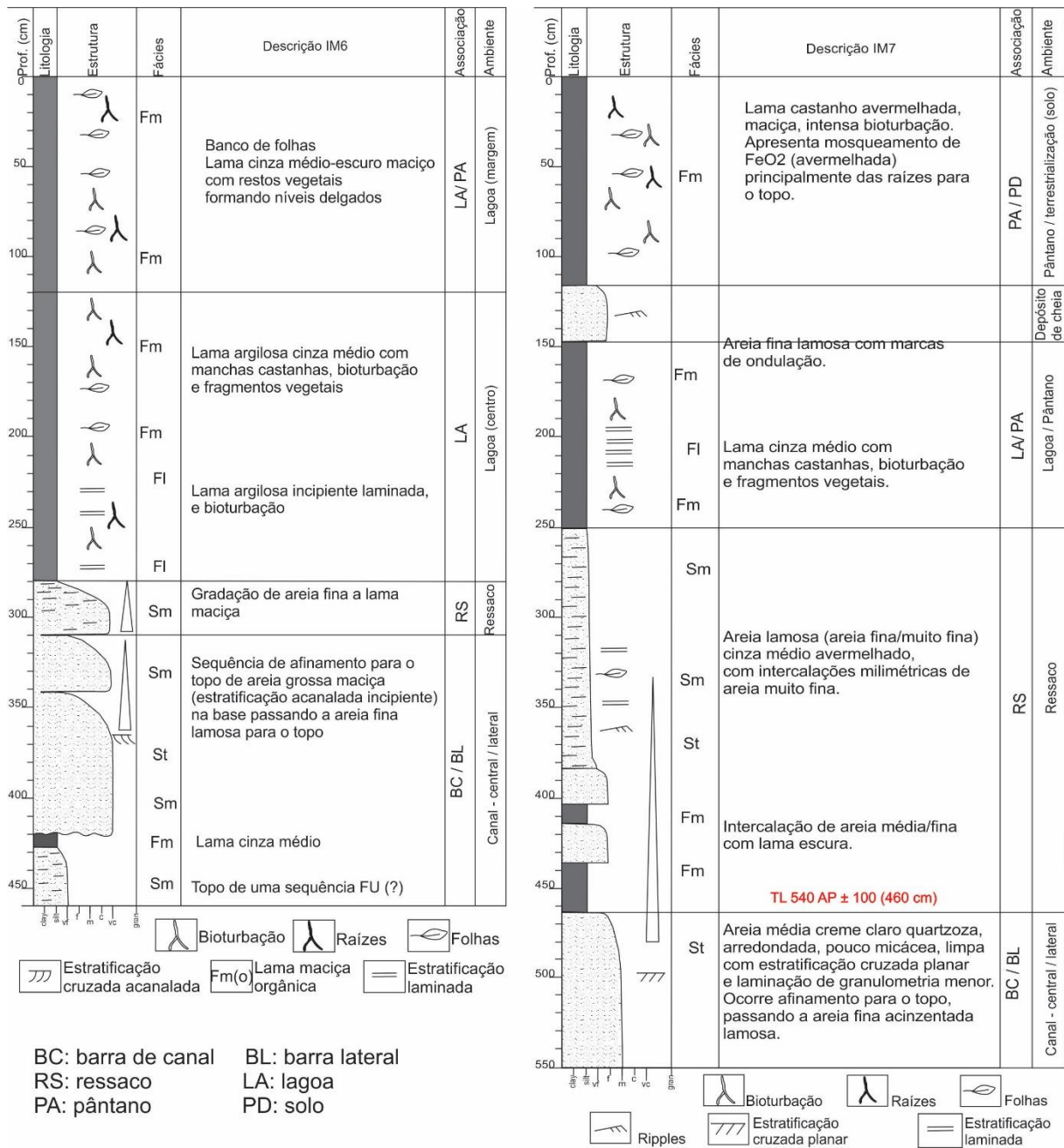


Figura 3.14. Perfil sedimentar de uma ilha de barra central composta (Mutum).

3.3.4. Ilha de Avulsão Composta

A ilha de avulsão composta é formada pela associação de barras laterais e frontais a uma ilha de avulsão pré-existente. As ilhas Floresta e Japonesa são exemplos de ilhas de avulsão composta e representam este modelo compondo um arquipélago em que estão contidas muitas outras ilhas de formação diferente, barra central e barra central composta. A superfície da Floresta, principalmente, apresenta características que testemunham um passado de planície nas

partes centrais, enquanto que em suas extremidades (montante e jusante) e na Japonesa é possível observar feições de anexação de barras laterais e frontais. Geóformas deposicionais tais como paleocanais, paleodiques, paleomeandros e espiras de meandro, incluem-se entre as feições reliquias de planície reconhecidas na ilha Floresta (Figura 3.15).

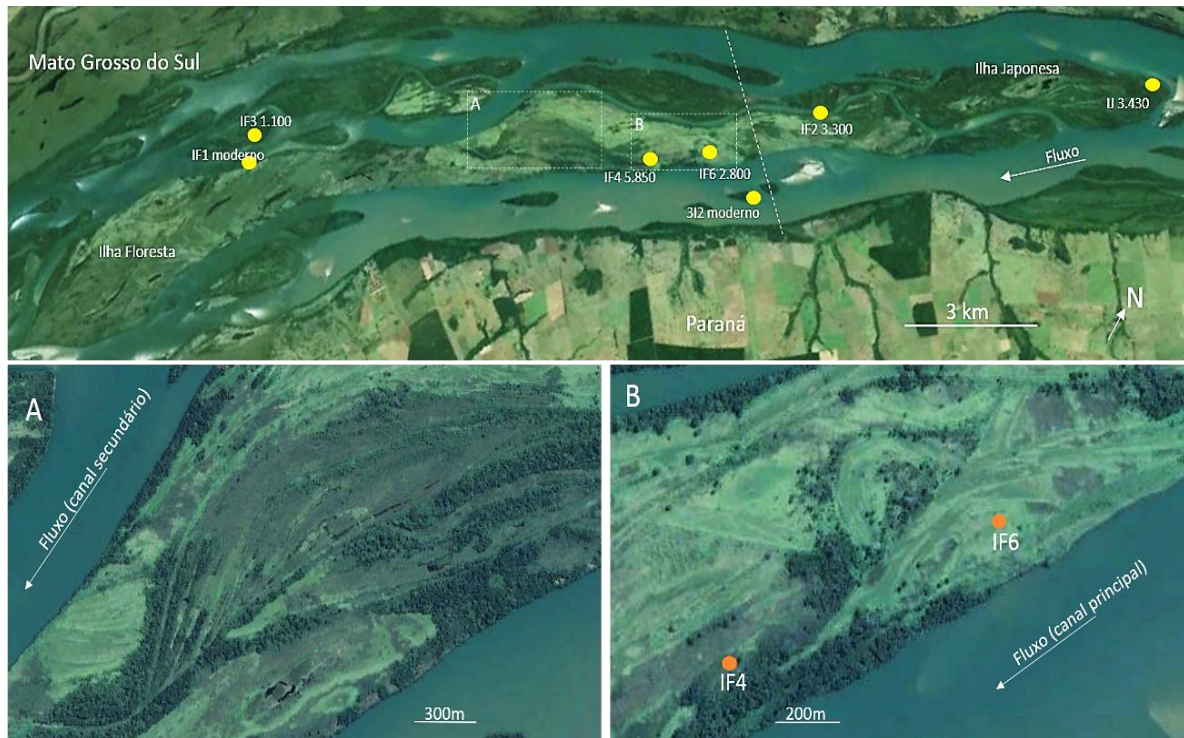


Figura 3.15. Ilha Floresta com testemunhos, idades, e geóformas de paleocanais, espiras de meandros e paleodiques. Linha tracejada que corta o canal indica o local do perfil representado na figura 3.16. Imagem Google Earth™, sensor SPOT, 2013.

O conjunto morfológico das cicatrizes superficiais são resultantes das paleobarras, paleodiques, paleocanais e ainda, dos paleoressacos que resultam de calhas alongadas (ressaco) e cristas alongadas (barras). Assim, por causa destas geóformas de superfície, o perfil transversal desta ilha é parecido com o perfil da ilha de barra central composta, que apresenta um perfil serrilhado resultante da sequência de cicatrizes alongadas geradas pelas calhas e cristas dos antigos ressacos (calhas) e das barras laterais e frontais (cristas) que foram incorporadas à ilha genitora (Figura 3.16).

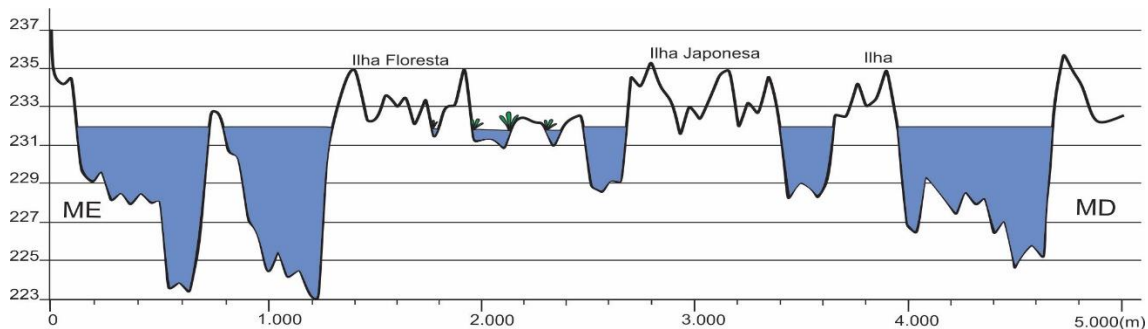


Figura 3.16. Perfil transversal do canal contendo as ilhas Floresta, Japonesa e ilhas satélites. Observar o perfil irregular produzido pela presença de paleodiques, paleocanais, cristas e calhas (resultantes de anexação de barras laterais) à ilha. Ver seção na figura 3.15.

O processo de anexação de barras frontais e laterais que promove a expansão da ilha de avulsão composta é o mesmo descrito para a ilha de barra composta, inclusive quanto à dependência da demanda de sedimentos de fundo. No entanto, existe uma diferença no que se refere ao espaço de anexação das barras para os dois tipos de ilhas, sendo que para as ilhas de barra composta as barras podem ser anexadas em qualquer posição do corpo da ilha (lateral ou frontal), e no caso da ilha de avulsão composta isto acontece, preferencialmente, à montante e jusante do corpo da ilha (Figura 3.17).

O depósito sedimentar da ilha de avulsão composta é mais complexo por conta das várias geoformas recompostas no processo de geração da ilha. Neste caso, a análise de fácies dos sedimentos do arquipélago Floresta se define conforme o ambiente estudado. A superfície da ilha é marcada por feições como paleocanais, paleomeandros, espiras de meandro, lagoas, pântanos, paleodiques, valas alongadas, etc. (Figura 3.15). Os testemunhos analisados e datados na ilha apontam para um ambiente de sedimentação com característica de planície (bacia) de inundação bem antigo com até 5.850 AP.

3.4. DISCUSSÃO

3.4.1. Formação e evolução das ilhas de processo intra-canal

Apesar da grande quantidade de sedimentos capturados nas represas das hidrelétricas construídas acima do trecho estudado, ainda existe grande mobilidade de sedimentos de fundo a ponto de permitir a formação de macroformas de leito (Figura 3.5) e emersão de barras arenosas em nível médio das águas após cheias maiores (Figuras 3.4, 3.6, 3.12). Suguio e Bigarella (1979) afirmam que, uma vez formadas, as barras arenosas podem ser estabilizadas pela deposição de sedimento mais fino em fase subsequente a período de enchente. Com isso,

pode se desenvolver uma cobertura vegetal, iniciada por gramíneas e herbáceas, que aumenta a rugosidade da superfície da barra induzindo aumento da sedimentação de finos e agradação vertical. Se o regime hidrológico permanecer relativamente estável durante alguns anos, o processo de sedimentação e incremento da vegetação continua até que a superfície da barra atinja uma altura semelhante à dos diques marginais, com o desenvolvimento de vegetação de maior porte (arbustiva e arbórea). A partir daí a ilha permanece emersa, mesmo durante as cheias de margens plenas, e tem capacidade de manter o fluxo dividido em dois canais secundários.

No trecho do rio Paraná, Argentina, [Reesink et al. \(2014\)](#) investigaram a dinâmica do canal na formação e preservação de barras arenosas, seguindo um percurso de 570 km após a foz do rio Paraguai no rio Paraná. Os autores verificaram que as barras mais jovens são maiores ou formam um conjunto de barras que resulta num corpo amplo e complexo, enquanto as barras menores são mais velhas e encontram-se entalhadas pelo fluxo do canal. Os autores também verificaram a importância do aporte de finos, oriundo da carga sedimentar do rio Paraguai na composição e formação das barras, já que a composição sedimentar das barras é basicamente arenosa e pouca quantidade de finos à montante da foz do Paraguai, enquanto que a jusante ocorre incremento de sedimentos finos. Essa maior disponibilidade de finos na carga sedimentar levou [Pereira et al. \(2011\)](#) a concluir que a dinâmica de crescimento das ilhas no trecho à jusante da foz do Paraguai é muito rápida, chegando a crescer a uma taxa de 10 ha/ano. Neste caso, a grande disponibilidade de espaço vazio para sedimentação faz com que a morfologia deposicional tenha maior mobilidade e varie bastante conforme os regimes anual e decenal do rio ([Drago, 1973, 1981, 1989; Paira & Drago, 2006](#)).

No caso do trecho estudado do Alto rio Paraná, as águas estão límpidas e transparentes, quase sem sedimento suspenso. [Stevaux et al. \(2009\)](#) estimaram que a concentração de sedimento suspenso caiu de 24 para 0,85 mg/l após o fechamento da barragem de Porto Primavera. Entretanto, mesmo com esta situação, que pode inibir a geração de novas barras e ilhas, este trecho do Alto rio Paraná ainda tem condições de gerar grandes corpos arenosos, como é o caso de uma grande barra de aproximadamente uma dezena de anos. Esta barra ainda não foi afetada pela condição reduzida de sedimentos suspensos, pelo contrário, a evolução é contínua com a estabilização e incremento de material fino na superfície e instalação de vegetação ([Figura 3.6](#)). Esta barra, aparentemente, é resultado da dinâmica do fluxo local nesta parte do canal, visto que segue um alinhamento ligeiramente oblíquo formado pelo conjunto

Três Ilhas, e a ilha superior deste conjunto evoluiu de barra para ilha totalmente florestada, em um período de 50 anos (Figura 3.4).

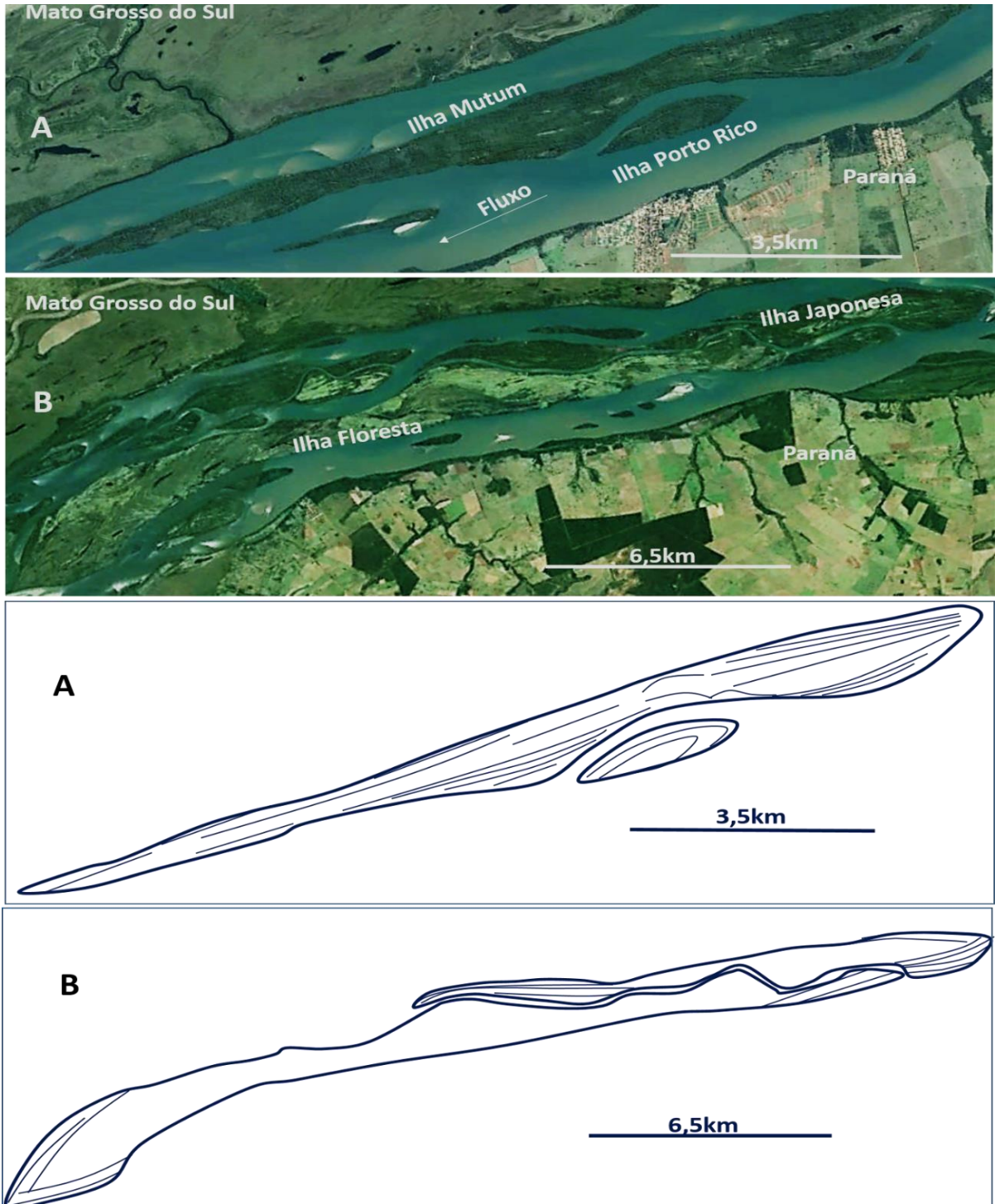


Figura 3.17. A: Ilha de barra central composta (Mutum e Porto Rico) com cicatrizes de anexação de barras em toda extensão B: Ilha de avulsão composta (Floresta e Japonesa) com cicatrizes de anexação de barras nas extremidades montante e jusante. Imagem Google Earth™, sensor SPOT, 2011.

3.4.2. Controle morfológico

Com exceção da ilha de avulsão e avulsão composta, as demais são geradas exclusivamente por processos “intra-canal” e dependem da sedimentação vertical e lateral e/ou frontal de sedimentos transportados no próprio canal. A ilha do tipo avulsão é gerada através de processos erosivos que decorrem do recorte da planície de inundação (processo extra-canal), e finalmente, a rejunção do canal secundário a jusante no canal principal. A morfologia e tamanho deste tipo de ilha depende do tipo de material sedimentar, bem como das geofomas como paleodiques, paleocanais, espiras de meandros, grau de inclinação e tamanho da planície. A depender destes fatores, o recorte pode ser mais rápido ou mais lento, linear ou tortuoso, e curto ou extenso.

No caso das ilhas construídas por processo “intra-canal” (barra central, barra central composta, e parcialmente, a de avulsão composta), o grande fator controlador da morfologia destas ilhas é a largura do canal. No caso do trecho estudado do Alto rio Paraná, o canal é relativamente estreito quando comparado ao seu trecho na Argentina e também com outros rios “anabranching”. Esse fato faz com que as ilhas “intra-canal” apresentem alongamento muito mais expressivo (relação comprimento/largura em torno de 10) que suas correspondentes no trecho da Argentina, onde o canal é em média 30% mais largo (Orfeo & Stevaux, 2002), e as ilhas (e barras) têm mais espaço para o desenvolvimento lateral e apresentam relação comprimento/largura próxima a 1 (Drago & Amsler, 1988).

No trecho superior, mesmo com o predomínio do processo de anexação de barras laterais, que resulta no crescimento lateral da ilha, também existe expansão longitudinal por anexação de barra frontal. Nota-se que quando o canal é mais estreito ocorre predomínio das anexações desse último tipo de barra com crescimento da ilha para montante. Por outro lado, onde o canal é mais largo, as ilhas se expandem predominantemente por anexação de barras laterais. Neste sentido, feições como barra lateral, ressacos, pântanos e lagoas apresentam grande tendência de alongamento longitudinal, o que corrobora a hipótese de que estas morfologias são controladas pela largura do canal.

3.4.3. Cronologia

As ilhas mostram hierarquia quanto ao tamanho e idade para os três trechos estudados do Alto rio Paraná. As ilhas de avulsão são as maiores e as que apresentaram as idades mais antigas. Idades máximas obtidas da datação de sedimentos amostrados na ilha Bandeirantes

(18.000 AP Cal.) e Grande (13.400 AP Cal.) sugerem que estas ilhas foram parte de uma planície de inundação muito mais antiga do que as idades apregoadas por [Stevaux \(1993, 1994, 2000\)](#), [Stevaux & Souza \(2004\)](#), [Stevaux et al. \(2004\)](#). Esses autores se basearam em datações das ilhas e planície do segmento superior (trecho da Mutum e Floresta), onde [Stevaux \(1993, 1994\)](#) obteve a idade mais antiga para a planície de 5.520 AP Cal. Com base nestes dados, os referidos autores concluíram que a planície de inundação do Alto rio Paraná teria sido originada durante o “Optimum” climático ocorrido na região por volta de 7,5 e 8,0 ka ([Stevaux, 2000](#)).

Considerando os dados obtidos neste estudo é possível afirmar que a planície aluvial do trecho estudado no Alto rio Paraná teve evolução muito mais longa, que remonta quase ao Último Máximo Glacial. Neste sentido, se considera que os processos que desencadearam a migração do canal, geração da planície e avulsão do canal para geração das grandes ilhas (Bandeirantes e Grande) do trecho inferior passou por períodos de climas diferentes que podem ter influenciado no processo de abandono do canal e formação da planície. No entanto, é relevante considerar também que o canal pode ter migrado pela abertura de espaço na margem esquerda por consequência de movimentação tectônica. As paleoilhas da planície de inundação e também as ilhas de avulsão são marcas que corroboram esta possibilidade. Em suma, quaisquer que tenham sido os fatores envolvidos, a nitidez destas feições sugere que o canal abandonou abruptamente o sistema de escoamento, preservando as impressões destas paleoilhas existentes em outro sistema.

3.5. CONCLUSÕES

Com base nas características morfológicas e nos processos de formação, foram identificados quatro tipos de ilhas no trecho estudado do Alto rio Paraná: 1) ilha de barra central, formada a partir da evolução de uma barra central (modelo: Três Ilhas); 2) ilha de avulsão, formada por recorte de planície de inundação (modelo: ilha Grande); 3) ilha de barra central composta, formada por anexação de barras laterais e frontais (montante) a uma ilha de barra central pré-existente (modelo: ilha Mutum); e 4) ilha de avulsão composta, gerada pela anexação de barras laterais e frontais a uma ilha de avulsão pré-existente (modelo: ilha Floresta).

O trecho estudado foi dividido em três segmentos multicanais separados por seções nodais: 1) trecho superior contém todos os tipos de ilhas, mas com o predomínio de ilhas do tipo barra central (Catarina, Nanini, etc), e barra central composta (Mutum, Porto Rico, etc),

ilhas de avulsão composta (Floresta, Japonesa) e uma ilha de avulsão (Óleo Crú); 2) trecho intermediário com ilhas menores do tipo barra central e barra central composta; e 3) trecho inferior com predomínio de grandes ilhas do tipo avulsão (Grande, Bandeirantes e Peruzzi), e muitas ilhas menores do tipo barra central e barra central composta.

No trecho superior, as idades dos depósitos sedimentares das ilhas mostram que o processo de anexação de barras laterais e frontais, comuns neste segmento, é muito mais antigo do que o proposto em trabalhos anteriores, ocorrendo pelo menos desde o início do Holoceno. Isso sugere que o segundo período seco (3,5-2,5 ka) e o segundo período úmido (a partir de 2.5 ka) do Holoceno, considerados por [Stevaux \(2000\)](#) e [Iriondo & Garcia \(1993\)](#), não interferiram no processo de formação de ilhas compostas, que se processa até os dias de hoje.

O trecho intermediário contém as menores ilhas, que se restringem aos tipos de barra central e de barra central compostas. Estas ilhas se encontram confinadas em um canal relativamente estreito e apresentam geometria alongada. No trecho inferior predominam as ilhas gigantes do tipo avulsão. Estas ilhas são muito antigas com idades próximas às do Último Máximo Glacial. Apresentam, em seu interior, algumas das geoformas encontradas na planície de inundação do trecho superior da área estudada.

As barras centrais resultam de cavalgamento e superposição de formas de leito, formando mega-ondulações e dunas, que emergem quando baixam as águas das grandes cheias. Sua faciologia é relativamente simples, sempre apresentando padrão textural de granodecrescência ascendente, com areia de canal na base, gradando para sedimentos finos e orgânicos no topo, com deposição de restos vegetais e lama ao final das cheias.

A sequência deposicional da ilha de barra central composta segue o padrão da barra central, acrescido de horizontes de material areno-lamoso, de sedimentos finos orgânicos e, por último, de fácies com evidências de terrestrialização. Esta sequência ocorre quando é amostrado um ambiente de baixio (paleoressaco), caso seja amostrado o ambiente de crista (antiga barra anexada) a sequência é a mesma da barra central.

A faciologia dos depósitos das ilhas de avulsão é a mesma da planície de inundação. No modelo encontrado para a ilha Grande é possível verificar a existência de depósitos de “overbank” desde a base do perfil, onde predomina lama arenosa, com intercalações de horizontes com presença de material orgânico. A faciologia destas ilhas (avulsão) varia conforme o local amostrado. Apresenta padrão deposicional da ilha de avulsão se amostrado em ambiente pertinente, e do tipo barra central composta caso seja amostrado em ambiente de

anexação de barras. Os resultados de idades e sedimentologia mostram equívocos no modelo evolutivo para a planície de inundação apresentado por [Stevaux \(1994, 2004\)](#), e [Santos \(1997\)](#), que consideraram a formação da planície no Holoceno médio (datação de 5.520 AP segundo [Stevaux, 1993](#)). Idades obtidas de sedimentos da planície (8.120 AP) e ilhas de avulsão de planície (Bandeirantes: com 14.620 AP, e Grande: 13.400 AP) indicam que a planície é muito mais antiga, e sua formação se iniciou entre o Último Máximo Glacial e o Older Dryas, ainda no Pleistoceno.

4. SEDIMENTOLOGIA E EVOLUÇÃO HOLOCÊNICA DA ILHA MUTUM

4.1. INTRODUÇÃO

Rios com padrão de drenagem multicanal não são homogêneos e apresentam diferenças entre si no que se refere à inclinação do canal, textura sedimentar, vazão, razão largura-profundidade, morfologia e potência do fluxo. Levando em consideração estas variáveis, [Nanson e Knighton \(1996\)](#) classificaram os rios multicanais em seis tipos, utilizando a denominação “anabranching” para tais rios, e restringindo o termo “anastomosed” apenas para um desses tipos. Posteriormente [Jansen & Nanson \(2004\)](#) chamaram a atenção sobre a ocorrência do padrão anabranching em 95% da extensão dos cinco maiores rios do planeta. [Latrubesse \(2008\)](#) definiu que canais com vazão média acima de $17.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ somente é possível a ocorrência de rios de canais múltiplos.

Ao contrário do encontrado por [Abbado et al. \(2005\)](#) e [Tabata e Hickin \(2003\)](#) para o rio Columbia, Canadá, [Gon \(2012\)](#) constatou que ao longo de 50 km de anastomoses do Alto rio Paraná, tanto a potência de canal específica, como o transporte tornavam-se mais eficientes com o aumento do número de canais secundários. A diferença de comportamento entre os dois sistemas estudados deve estar relacionada, entre outros fatores, à magnitude dos rios. [Stevaux et al. \(2013\)](#) afirmam que o longo *tempo de reação e relaxação* dos grandes sistemas fluviais exigem que a geração de ilhas se mantenha ativa por centenas a milhares de anos, ao contrário dos rios menores que operam numa escala temporal bem mais reduzida na ordem de 10^0 - 10^2 anos.

Estudos realizados no mesmo trecho do Alto rio Paraná ([ver capítulo 3](#)) levaram a classificar as diferentes ilhas existentes em: 1) *ilha de barra central* (formada por meio de barras centrais), 2) *ilha de barra central composta* (formada por um processo duplo de barra central seguido de acréscimo lateral, ou frontal, de barras), 3) *ilha de avulsão* (porções da planície de inundação separadas por avulsão) e 4) *ilha de avulsão composta* (ilha de avulsão que sofre processo de acréscimo por barras laterais ou frontais). Este capítulo discute algumas questões fundamentais envolvendo processo de formação, produto sedimentar e envolvimento da vegetação na formação de ilhas de barra central compostas: 1) *Qual o processo formativo desse tipo de ilha?* 2) *Como se diferenciam os processos hidrossedimentares envolvidos na formação da ilha de barra central composta no trecho estudado em relação aos apresentados por [Nanson & Knighton, \(1996\)](#); [Bridge \(2005\)](#) para rios menores?* 3) *Existe divergência entre*

o modelo de sedimentação e as taxas de deposição da ilha estudada com o modelo de sedimentação para rios anastomosados consagrados na literatura (Smith & Smith 1980)? 4) Qual a permanência de uma ilha em um rio anabranching de grande porte? 5) O papel da vegetação na formação das ilhas seria o mesmo atribuído por Jansen & Nanson (2004) para o caso do ribeirão Magela? 6) Com base nos processos observados é possível inferir uma condição de equilíbrio para o sistema?

Para este estudo foi selecionada a ilha Mutum localizada no Alto curso do Paraná, em frente à cidade de Porto Rico, PR. A escolha deveu-se primeiramente ao evidente e reconhecido padrão anabranching do trecho (Stevaux, 1994; Santos & Stevaux, 2000; Orfeo & Stevaux, 2002), como também ao grande número de estudos básicos de hidrologia (Souza Filho & Stevaux, 2004) batimetria (Martins & Stevaux 2005; Marinha do Brasil 1958), sedimentologia (Santos, 2005; Stevaux & Souza 2004), datações absolutas (Stevaux, 1994), e estudos ecológicos (Agostinho et al., 2004a, b) disponíveis.

O Paraná tem a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul com 2.600.000 km². O canal tem grande importância pela magnitude (3.998 km de comprimento, descarga média 18.000 m³s⁻¹ no Estuário do Prata), e grande potencial elétrico com cerca de 150 represas (> 15 m altura) construídas no canal e principais afluentes no trecho acima da represa de Itaipu. O rio Paraná é o nono colocado na hierarquia dos 10 maiores rios do planeta (Latrubesse, 2008), e o trecho em que se encontra a ilha Mutum faz parte dos 235 km que o rio não tem barramentos, (Figura 4.1).

Os estudos foram baseados no sensoriamento remoto para o levantamento da morfologia da ilha e do trecho em um período de 60 anos, e em fotografias aéreas (1952, 1963, 1973, 1985). Para a amostragem dos sedimentos foram recuperados 11 testemunhos extraídos por sondagem vibratória em locais previamente determinados com base na interpretação de dados orbitais e de fotografias aéreas, e também utilizados dados de duas perfurações dos trabalhos de Stevaux (1994) e Zviejkovski (2013). Os dados de campo foram balizados por levantamento topográfico de detalhe com DGPS (Differential Global Positioning System) PROMARK 100-200. O mapeamento de fundo do canal foi realizado com aparelho perfilador acústico de efeito Doppler (ADCP), e ecossonda/GPS, marca Furuno, modelo GP 1650-F, conectada a um computador portátil o que permitiu georreferenciamento das seções. Amostras de fundo do canal por meio de draga Van-Veen e de cone de amostragem foram submetidas a análises granulométricas pelo método de peneiramento descrito por Suguio (1973). Os testemunhos foram descritos usando

os critérios de análise de fácies proposto por Miall (1978). Nove amostras foram datadas pelo método ^{14}C no “Center for Applied Isotope Studies – CAIS, da University of Georgia”, BETA Analytic, Flórida, EUA, e três por termoluminescência na Universidade de Beijing, China.

4.2. MORFOLOGIA DA ILHA MUTUM

A ilha Mutum (Figura 4.1) é uma das maiores ilhas dentre aquelas que subdividem o canal do Paraná no trecho livre de barragens, objeto desta tese. Com 15.000 m de comprimento e largura de até 1.200 m, a ilha tem no seu entorno quatro ilhas “satélites” com tamanhos variados: Porto Rico, Santa Rosa, Catarina e Nanini, respectivamente com 2.450 m, 2.550 m, 600 m e 680 m de extensão (Figura 4.1). Neste trecho, o canal tem entre 2.000 a 3.500 m de largura e vazão média de aproximadamente $9.000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1964-2012), com extremos de $34.912 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1983) e $2.551 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (1969). O fluxo do canal é balizado na margem esquerda por arenitos cretáceos da Formação Caiuá e na margem direita pelos depósitos aluviais lamo-arenosos da planície de inundação do rio Paraná.

A presença da ilha no canal representa um obstáculo que divide o canal em dois, a) esquerdo (1.720 m, Qm $7.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, profundidade média 5 m), e b) direito (980 m, Qm $2.500 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, profundidade média de 3 m). O canal esquerdo contém talvegue de aproximadamente 10 m de profundidade (Figura 4.2) que oscila lateralmente entre $13,4$ a $56,6 \text{ m m.ano}^{-1}$ (Stevaux, 1994; Santos, 1991). Stevaux, (1994) e Fortes et al., (2005) atribuíram controle tectônico de lineamentos SW-NE na morfologia retilínea do canal do Paraná no trecho que inclui a ilha (Figura 4.1). A morfologia da ilha é alongada no sentido do canal, abaulada a montante e em cúspide a jusante. A superfície da ilha apresenta feições lineares longitudinais (Figura 4.3A) causadas por uma topografia de alternâncias de cristas e calhas, com desníveis de até 7 m e espaçamentos de 10 a 100 m entre as cristas, que resulta num relevo transversal ondulado. Conforme a posição e profundidade destas calhas é comum a ocorrência de lagoas ou pântanos de geometria alongada em conformidade com a direção das calhas (Figura 4.3B).

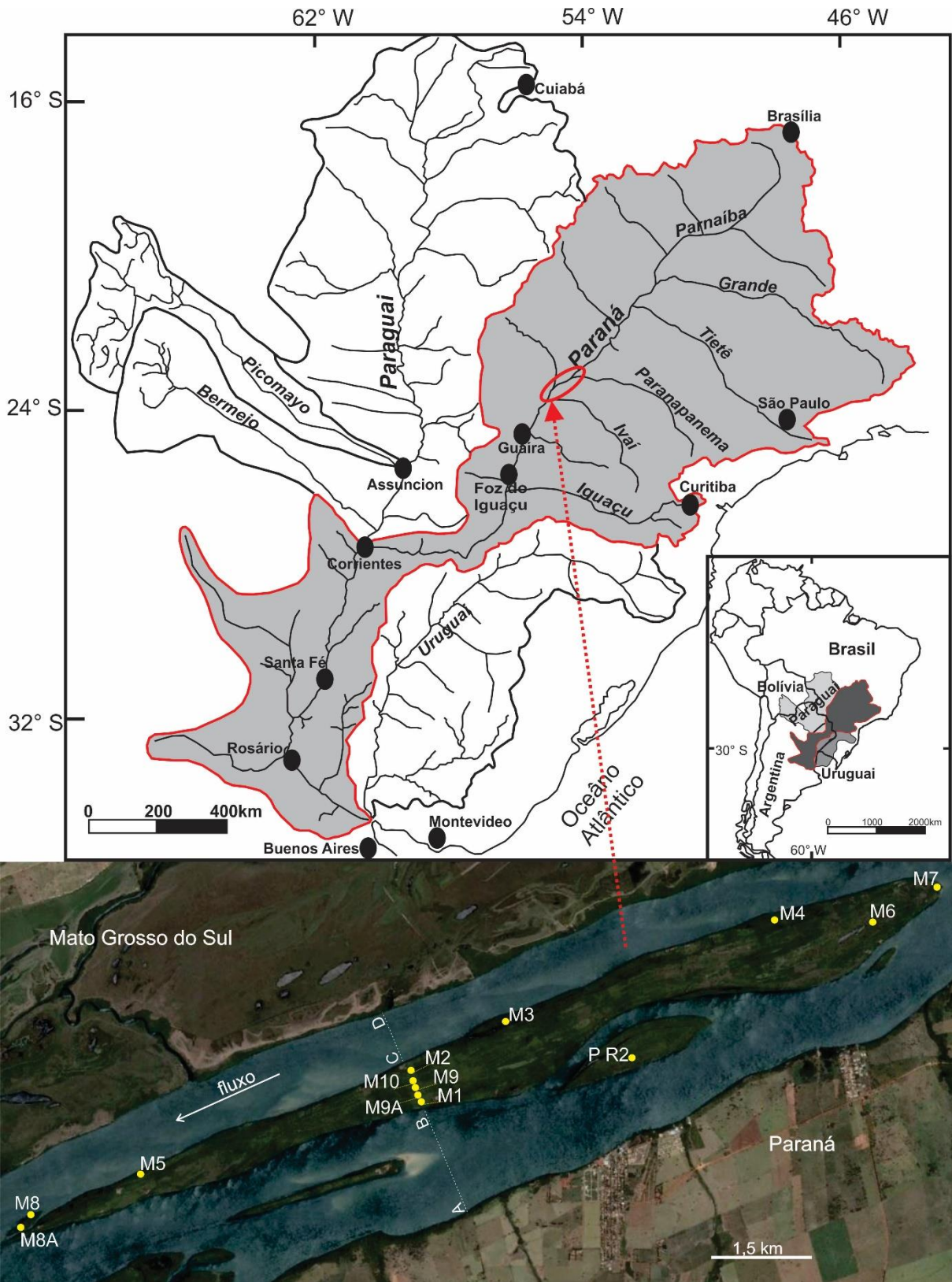


Figura 4.1. Localização da ilha Mutum (letras e números indicam os testemunhos estudados; A-B e C-D as transversais apresentadas na figura 4.2). Mapa da bacia: mod. Martins (2008), e Imagem Google Earth™, sensor SPOT, 2011.

Fachini (2001), Corradini et al. (2008) e Stevaux et al. (2013), que estudaram a relação entre a cobertura vegetal e a topografia da ilha, propuseram uma relação de conectividade entre os processos fluviais e a vegetação. Recentemente, Ramírez (2014) e Zviejkovski (2013) estudaram o conteúdo de sementes, pólenes, espículas de esponja e carapaças de diatomáceas nos sedimentos das ilhas Mutum e Porto Rico confirmando a existência de relação entre os ambientes sedimentares da ilha e o desenvolvimento vegetal.

A vegetação da ilha Mutum se desenvolve controlada pela posição que a superfície ocupa no relevo (calhas, cristas ou planos). Como as calhas constituem de áreas mais baixas e geralmente mais úmidas, são colonizadas por vegetação aquática (lagoas ou pântanos), seguida de gramínea e secundariamente herbácea nas porções mais secas. Como nos diques marginais, as cristas apresentam áreas mais elevadas e livres do excesso de umidade, propiciando o desenvolvimento de espécies arbóreas e arbustivas.

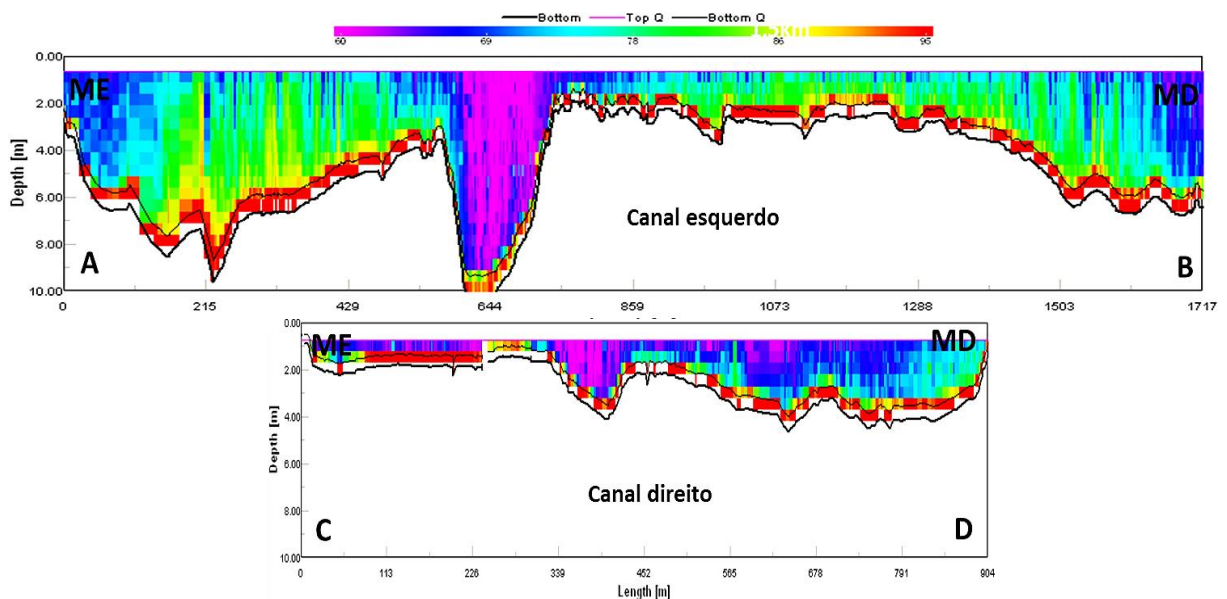


Figura 4.2. Perfis batimétricos dos canais, principal (A-B) e secundário (C-D), no eixo mediano da ilha Mutum. A posição das transversais está na figura 4.1.

Corradini et al. (2008) e Stevaux et al. (2013) identificaram nas calhas mais úmidas a presença de *Ludwigia spp*, *Hibiscus cisplatinus*, *Pfaffia glomerata*, *Panicum prionites*, *Polygonum spp*, *Cuphea sp*, *Pontederia sp* e *Paspalum repens* (Figuras 4.4A, B C), e de arbustivas e arbóreas *Mimosa pigra* e *Mimosa velloziana*, *Ingá uruguensis*, *Croton urucurana*, *Cecropia pachystachya*, *Nectandra falcifolia*, *Annona coriaceae*, *Triplaris americana*, *Rollinia*

emarginata, *Cabernaemontana catharinensis*, *Zygia cauliflora* nas porções mais secas (Figuras 4.3, 4.4A, B, D).

Outro ambiente muito comum que ocorre na ilha é o “canal fechado” (Leli et al., 2013), que tem a denominação regional de “ressaco”. Trata-se de um canal que se desenvolve nas margens das ilhas e mantêm a extremidade jusante em permanente conexão com o fluxo do rio, sendo a extremidade montante fechada (daí o termo canal fechado). São ambientes semi-lóticos a lânticos com larguras que não ultrapassam 20 m e que se estendem por centenas a milhares de metros para o interior da ilha, tornando-se gradativamente mais rasos e secos para montante.

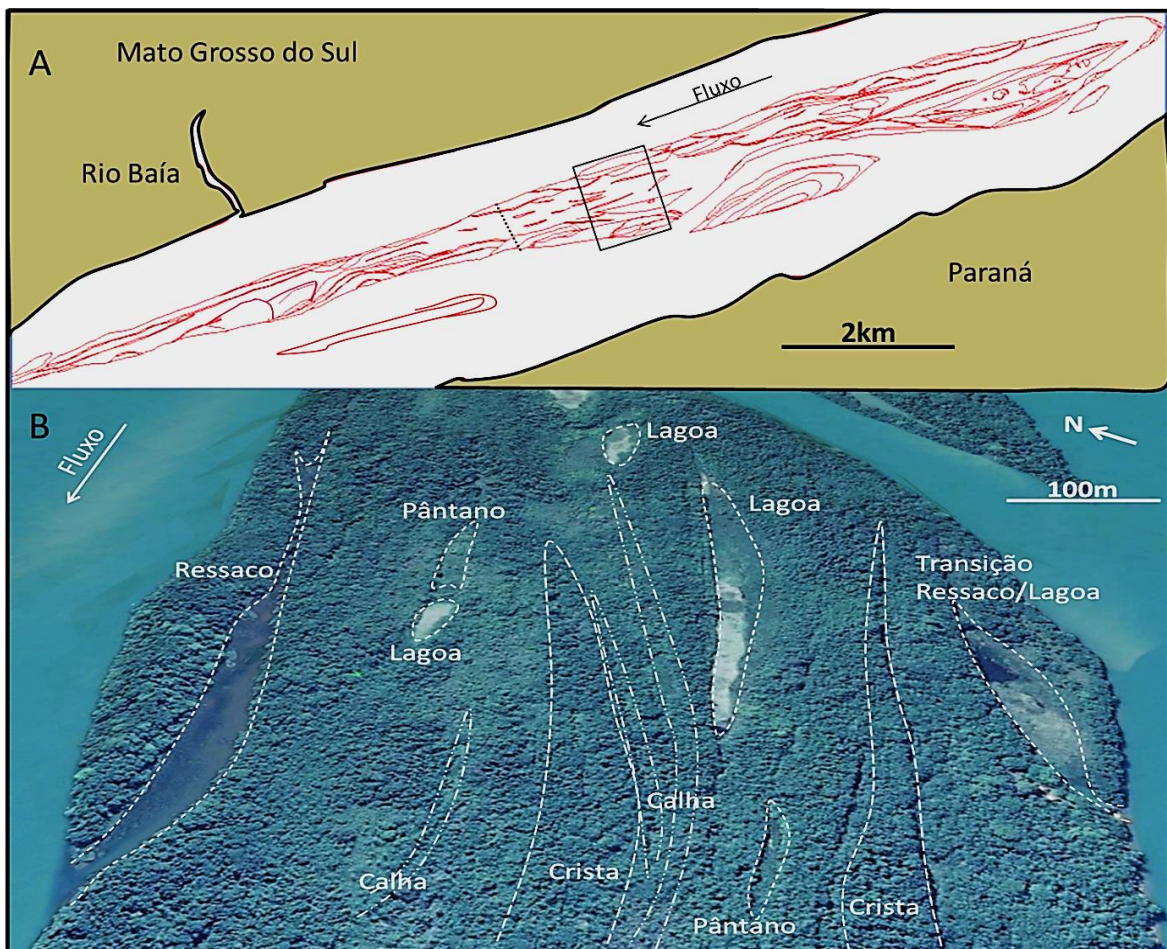


Figura 4.3. A: Feições lineares representam o agrupamento das anexações de barras paralelas e algumas a montante (retângulo indica imagem B). B: detalhe representado pelo retângulo da imagem A mostrando o relevo ondulado da ilha Mutum com a sucessão paralela de cristas com vegetação arbórea, alternadas com calhas ou baixios, onde se encontram lagoas e pântanos (Imagem Google™ earth, sensor Spot 2013).

Normalmente são colonizados por vegetação aquática nas proximidades da boca junto ao canal (jusante) e, à medida que se adentra à ilha, os ambientes vão se tornando mais secos e

a vegetação acompanha este estado com colonização de gramíneas e de plantas herbáceas e arbustivas (montante) (Figura 4.3, 4.4). O ressaco, por sua condição mista de fluxo lêntico-lótico, tem grande importância para a ecologia do rio por se tratar de um ambiente onde se concentram nutrientes e que, por sua ligação com o canal, funciona como abrigo para algumas espécies da fauna local (Lowe-Macconnel, 1987; Junk et al., 1989).

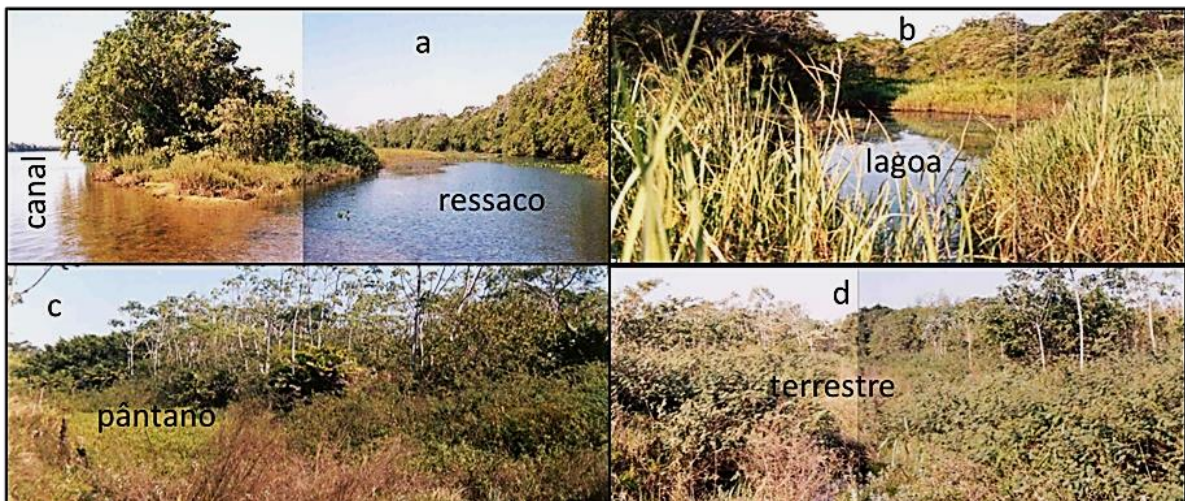


Figura 4.4. Ambientes de ressaco, lagoa, pântano e terrestre da ilha Mutum com vegetação de portes diferenciados conforme os ambientes.

Stevaux (1994) atribuiu idades do Holoceno Médio-Superior para a formação do padrão anabranching atual do rio baseado em uma datação de 2.450 anos (TL) encontrada na ilha Nanini (satélite da Mutum, identificada figura 4.1 e tabela 4.2 como M8A). Essa hipótese também foi confirmada por Souza Filho & Stevau, (2004) e por Santos (2001), que sugeriram uma origem erosiva para as essas ilhas, a partir do recorte de uma planície de inundação pré-existente.

4.3. ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRAFIA DOS DEPÓSITOS

4.3.1. Associação faciológica

Foram caracterizadas 10 fácies sedimentares, agrupadas em 7 associações faciológicas correspondentes aos ambientes sedimentares envolvidos no processo de construção da ilha (Tabela 4.1, Figura 4.5):

Associação faciológica BC – barra central: Trata-se de uma associação exclusivamente arenosa constituída pelas fácies Sp, Sh, St e, secundariamente Sr, indicativa de ambiente com

fluxo superior unidirecional com formação de mega ondulações e até dunas, em alguns casos (Sp) ou leitos planos (Sh) de barra lateral ou canal (Figura 4.6). Raramente são observados restos vegetais depositados paralelamente aos *forsets*. Associação muito semelhante foi descrita por Santos (2001) em uma barra central do rio Paraná, próximo ao local de estudo. A associação “BC” ocorre sempre na base dos depósitos testemunhados.

Associação faciológica BI – canal barra-ilha: Formada pelas fácies Sr e Sm(v), indicativas de fluxo unidirecional sem energia suficiente para a formação de formas de leito maiores. Este tipo de arranjo apresenta-se nos ambientes de canal barra-ilha, que se encontram protegidos do fluxo direto do canal. Por se tratar de um ambiente com menos energia e margeado por uma ilha intensamente vegetada, é comum a presença de restos vegetais na associação.

Associação faciológica ID – inundito: Esta associação compõe-se de fácies arenosa Sr e lamosa Fl, Fm constituindo pacotes de pequena espessura (10 a 20 cm) de ocorrência mais restrita. Stevaux (1994) identificou essa associação geralmente intercalada com depósitos de planície de inundação (Fl, Fm), e a interpretou como formada por depósitos associados a inundação (*inundito*), ou seja, atividade de fluxo unidirecional acanalado sobre a planície. Vários perfis e afloramentos desta associação foram encontrados na ilha Mutum e receberam a mesma interpretação (Figura 4.5).

Associação faciológica RS – ressaco: Compõe-se de fácies formada em ambiente semi-lótico, de baixa velocidade de fluxo (Sr) a lântico, com decantação (Fm e Fl). Esta condição pode ser encontrada nos canais em estágio de abandono, como descrito por Stevaux & Souza (2004) na faciologia da planície de inundação do rio Paraná, ou em ambiente de ressaco, cuja hidrodinâmica é muito semelhante. A intensa atividade biológica tanto no ressaco como nas margens da ilha propicia a ocorrência de matéria orgânica disseminada nos sedimentos sob forma de restos vegetais (folhas e ramos).

Tabela 4.1. Fácies sedimentares e associação faciológica dos depósitos da ilha Mutum (Figura 4.5), baseados em 13 testemunhos de sondagens e descrições de barranco (Código de fácies modificado de Miall, 1978).

Código de fácies	Nome	Descrição	Fluxo/processo
Sp	Areia com estratificação cruzada planar	Areia média a grossa, creme claro, raros grânulos, quartzosa, com estratificação cruzada planar. Raramente apresenta acúmulo de folhas ao longo das lâminas Sp(v)	Fluxo unidirecional turbulento de alta energia
Sm	Areia maciça	Areia fina a média, rara grossa, creme claro a marrom, com ou sem fragmentos vegetais Sm(v)	Fluxo unidirecional de baixa energia
Sh	Areia com estratificação horizontal	Areia fina a grossa, creme claro, raros grânulos, quartzosa, com estratificação horizontal	Fluxo unidirecional de alta energia
St	Areia com estratificação cruzada acanalada	Areia média a grossa, creme claro, quartzosa, com estratificação cruzada acanalada	Fluxo unidirecional turbulento de alta energia
Sr	Areia com micro estratificação cruzada	Areia fina, muito fina com micro estratificação cruzada e restos vegetais	Fluxo unidirecional de baixa energia
Sm(o)	Areia maciça com matéria orgânica	Areia muito fina a fina, maciça, pouco lamosa, com matéria orgânica e restos vegetais	Fluxo de baixa energia
S/F	Areia intercalada com lama	Intercalações sub-centimétrica de lâminas de areia muito fina clara com lama silto-argilosa orgânica pouco bioturbada com camadas de folha e restos vegetais variados	Alternância de processo de tração e decantação
Fl	Lama laminada	Geralmente advém da passagem da fácies anterior, Lama silto-argilosa, escura, orgânica, com restos vegetais (folhas) dispostos em camadas	Decantação
Fm	Lama maciça	Lama cinza escura, com matéria orgânica, mosqueada por bioturbação de raízes e restos vegetais	Decantação e ação de raízes
Fm(v)	Lama maciça com restos vegetais	Lama silto-argilosa, maciça, vermelho amarelado, acastanhado, com restos de raízes atuais	Pedogênese e atividade vegetal

Associação faciológica PA – pântano: Embora com textura semelhante à anterior, o material encontra-se intensamente mosqueado por bioturbação (Fm), apresenta alta concentração em matéria orgânica, restos vegetais e raízes. Isso sugere um corpo de água bastante raso para permitir o desenvolvimento de vegetação radicular de até médio porte. Por outro lado, esta associação também indica o desenvolvimento de planície de inundação que se instala sobre a ilha, na medida em que a superfície atinge nível bem mais alto que o da água do canal, através de acreção vertical. Esta associação pode encontrar-se também diretamente assentada sobre os depósitos de barra, uma vez que a partir de determinada altura o topo da barra lateral só é atingido por águas de inundação, predominando processos de decantação (Figura 4.5).

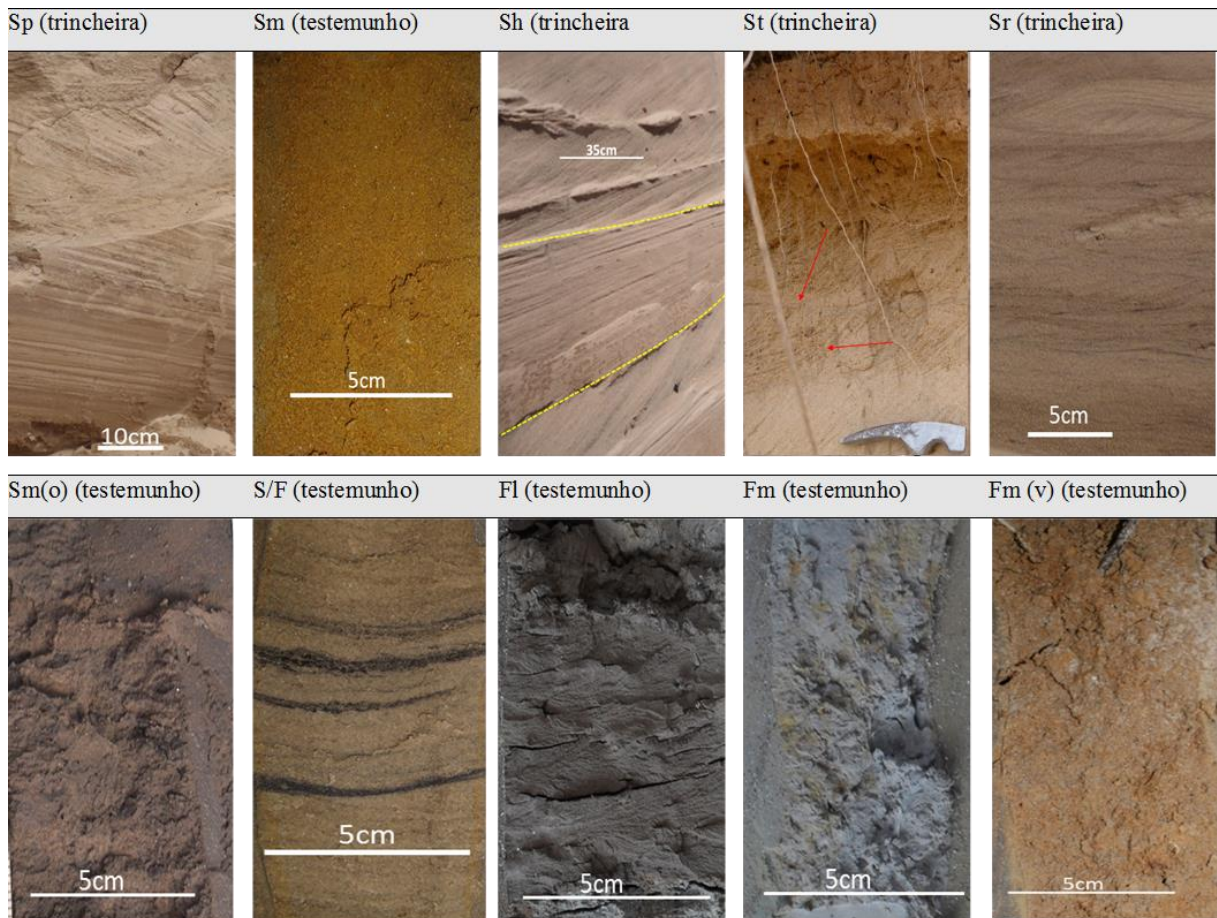


Figura 4.5. Fácies sedimentares dos ambientes da ilha Mutum (entre parênteses está indicado local em que foi tomada a fotografia: trincheira ou testemunho)

Associação faciológica LA – lagoa: Esta associação é formada por material fino laminado (Fl), secundariamente maciço (Fm), ou, mais raramente, intercalações de areia fina e lama (S/F) com alto teor de matéria orgânica e restos vegetais. A preservação da laminação deve-se à lâmina d'água, relativamente profunda, que não permite o desenvolvimento de vegetação radicular que evita a biotourbação por raízes. [Stevaux & Souza \(2004\)](#) também identificaram essa associação em depósitos de lagoas na planície de inundação do rio Paraná.

Associação faciológica PD – solo da ilha: Constitui-se também de uma associação mono-faciológica de caráter fino maciço (Fm), mas com intensa coloração avermelhada por oxidação e material rico em restos vegetais, constituído principalmente por raízes. É um solo desenvolvido sobre os depósitos de inundação.

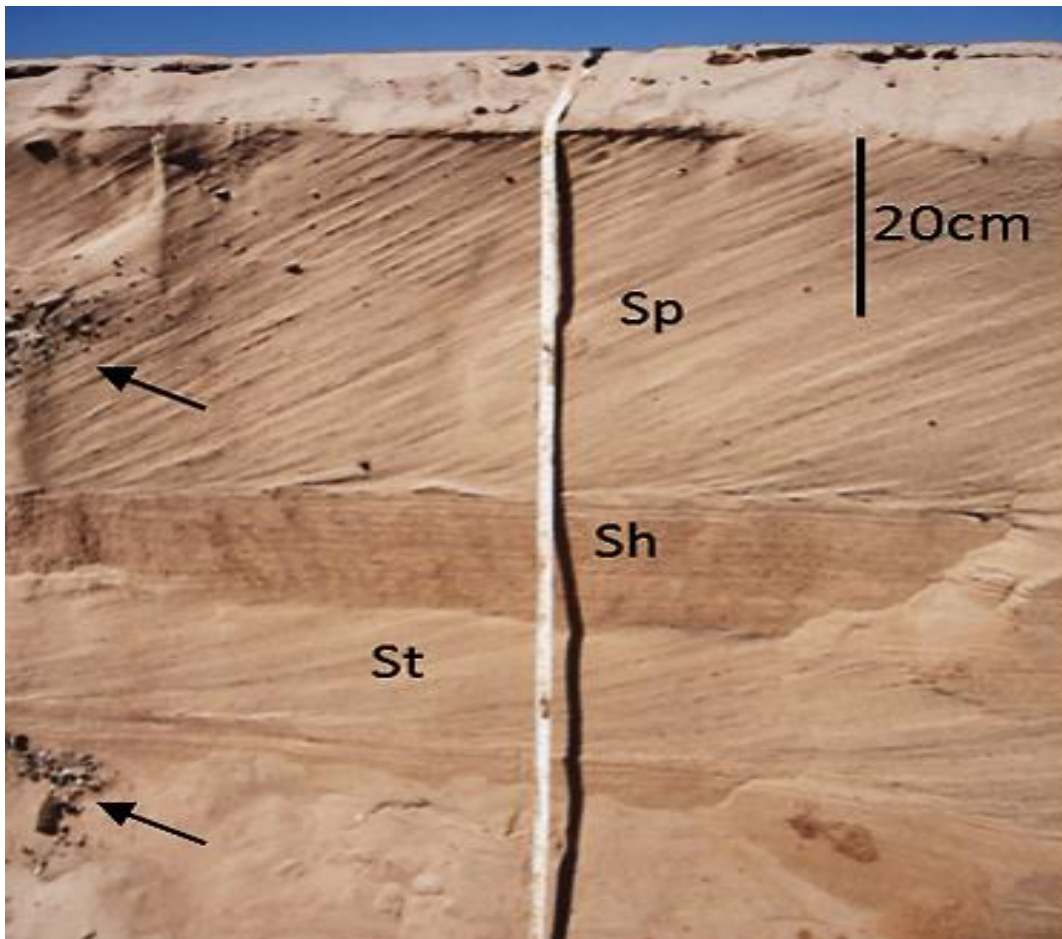


Figura 4.6. Associação faciológica BC em afloramento de barra central no rio Paraná, com fácies Sp, St e Sh desenvolvida em areia média. A flecha indica ocorrência de restos vegetais (fragmentos de folhas e ramos) nas camadas frontais (*forsets*) da estratificação cruzada.

Embora com grande variação no arranjo das fácies e de suas associações, os depósitos perfurados e descritos em afloramentos apresentam de modo geral fácies arenosas ligadas a processos de canal na base e fácies lamosas ligadas a decantação no topo. Esta sequência indica que as ilhas foram formadas a partir da superposição de depósitos de canal seguido de depósitos formados por decantação de sedimentos finos (durante inundações). A sequência completa pode ser vista no furo M1 (Figura 4.7A), com os depósitos basais de canal com areia média a grossa (Sp, Sh), passando a depósitos de canal fechado, com textura de areia média a fina (St, Sp) e ocorrência de restos vegetais (folhas e fragmentos de ramos) dispersos ao longo dos *forsets*.

A ocorrência de sedimentos Sm, Fm, Fm(o) com enriquecimento de matéria orgânica nas lâminas lamosas sugere ambiente de canal fechado (ressaco). A sequência é encerrada com depósitos finos com indícios de pedogênese numa condição francamente terrestre. A camada arenosa de areia fina argilosa com “ripples” (Sr) é interpretada como depósito de inundações

gerado em cheias mais intensas com fluxo unidirecional. Por outro lado, a sequência mais simples de deposição de barra central aparece no testemunho 3I1 (Figura 4.7B).

Este perfil mostra sequência de areia grossa a média com estratificação cruzada planar na base, uma pequena entrada de lama orgânica ocasionada por deposição de finos e restos vegetais no topo da barra em tempo de cheia, seguido de deposição de finos com areia fina muito fina do processo de terrestrialização parecido com o processo de sedimentação de planície de inundação. No testemunho M6 (Figura 4.7C), o sistema de lagoa implantado sobre depósitos arenosos permanece até o presente, e a separação entre canal e ressaco não é tão evidente. No testemunho M7 (Figura 4.7D) a sequência típica de construção de ilha é sobreposta por depósito de dique marginal.

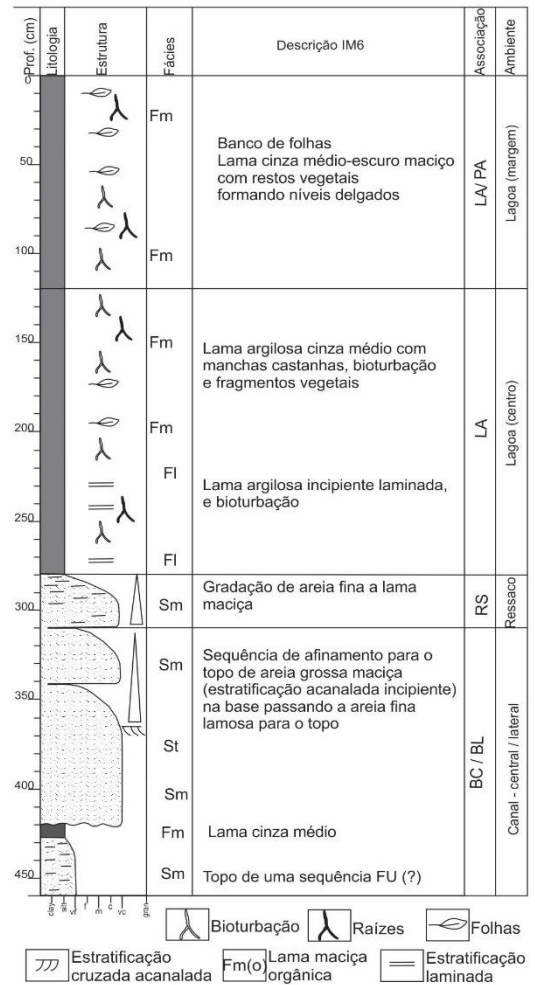
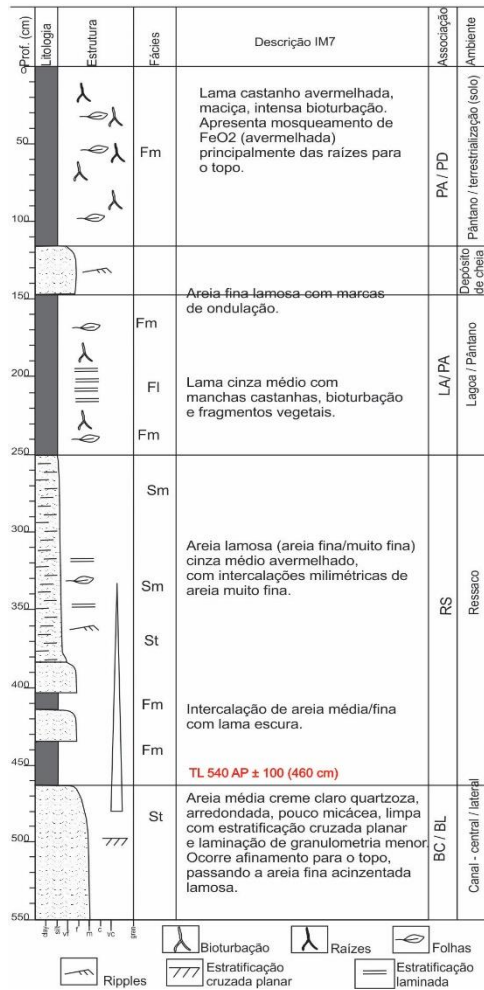
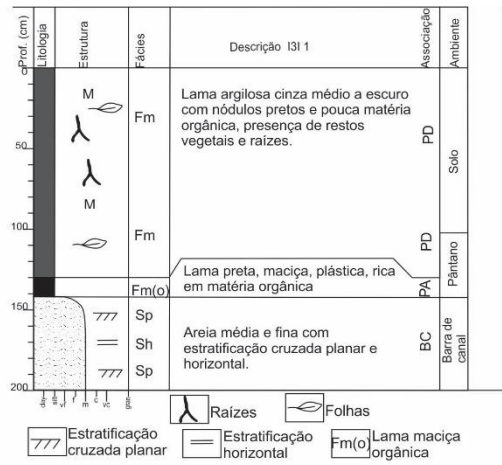
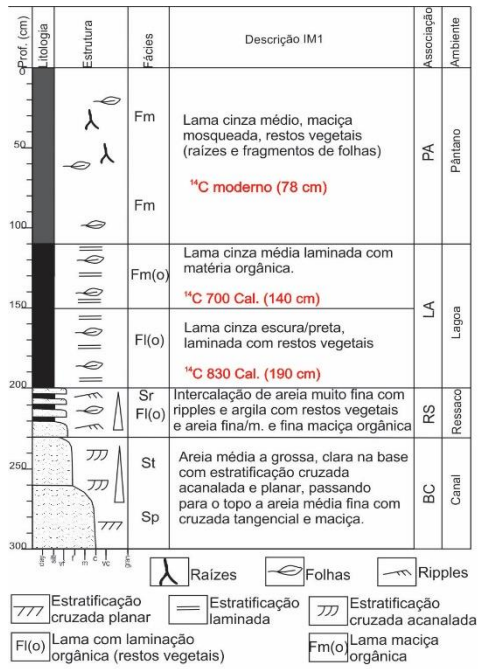


Figura 4.7. Perfis de sedimentação resultante da formação e evolução da ilha Mutum e Três Ilhas.

4.3.2. Estratigrafia, cronologia e taxas de crescimento das ilhas

As 12 perfurações realizadas na ilha Mutum e ilhas satélites (Figura 4.1) atingiram profundidade de até 720 cm, e as idades variaram desde 8.200 anos AP até o moderno (Tabela 4.2). Uma seção geológica feita com base em 4 perfurações e levantamento topográfico (Figuras 4.1, 4.8) mostra dois grupos litológicos predominantes: areias na base sobrepostas por finos no topo.

No poço M9A localizado no centro da ilha foi encontrada areia de canal (limpa e mista entre grossa e média) a 650 cm de profundidade (altitude: 228,2 m), sendo esta a cota mais baixa amostrada nos depósitos da ilha. Outros contatos entre a areia de canal e lama, embora encontrados em diferentes profundidades em relação à superfície, localizaram-se em cotas semelhantes devido à superfície ondulada do terreno: M1 a 180 cm profundidade (altitude: 231,0 m), M2 a 200 cm (altitude: 230,5 m), e M10 a 350 cm de profundidade (altitude: 231,5 m).

Os dados cronológicos da ilha mostram que a idade mais antiga de depósitos lamosos (contato do pacote arenoso de barra com o lamoso de ilha) foi obtida no poço M9A com ^{14}C 8.200 anos AP, enquanto as idades para esse mesmo contato tornam-se mais jovens nos poços M10 (^{14}C 3.600 anos AP) e M1 (^{14}C 830 anos AP). Isso leva a interpretar crescimento lateral da ilha a partir de sua idade mais antiga (M9A) tanto para a margem direita (M10) como para margem esquerda (M1).

Dessa forma, a porção central da ilha Mutum é a mais antiga (formada por volta de 8,2 ka) e serviu provavelmente como *ilha nuclear* para seu desenvolvimento lateral, conforme modelo apresentado na figura 4.8. Por volta de 8,2 ka pode ter havido uma agradação geral do canal, uma vez que o contato areia-lama nesse local (M9A) situa-se 2,8 m abaixo da cota encontrada nas outras perfurações. Considerando essa diferença de profundidade e as idades obtidas em M9A e em M10 (3,6 ka) pode-se estimar uma taxa de agradação do canal da ordem de 0,5 mm/ano. Esse processo de agradação, contudo não prosseguiu, uma vez que as cotas do contato areia-lama para as outras perfurações são semelhantes (Figura 4.8).

Na sondagem M9A observa-se que após a sequência deposicional superior, acima dos depósitos de canal, é exclusivamente de lama arenosa, sugerindo que apenas processos de decantação por inundação ocorreram no local, evidenciando perfil muito semelhante ao encontrado no conjunto das Três Ilhas, onde foi estudada a transformação de uma barra em ilha nos últimos 50 anos (Figura 4.9). A superfície plana da ilha Mutum no local da sondagem sugere

que o processo de decantação por inundação já tenha atingido sua condição mais elevada (nível de margens plenas: 4,9-6,3 m acima do 0 m da régua de Porto São José (Stevaux, et al., 2013)), eliminando a topografia de cristas e calhas.

Tabela 4.2. Idade dos testemunhos da ilha Mutum e satélites, (Loc. das amostras na [figura 4.1](#))

Testemunho	Prof. (cm)	Idade calibrada para ^{14}C	Método	Coordenadas	Laboratório
M1	78	Moderno	^{14}C	22° 45.734'S/ 53° 17.764'O	CAIS
	140	700	^{14}C	22° 45.734'S/ 53° 17.764'O	CAIS
	190	830	^{14}C	22° 45.734'S/ 53° 17.764'O	CAIS
M2	35	Moderno	^{14}C	22° 45.538'S/ 53° 17.882'O	CAIS
M7	460	540±100	TL	22° 44.053'S/ 53° 13.300'O	FATEC
M8	320	585	^{14}C	22° 46.724'S/ 53° 21.088'O	CAIS
M8A	200	830±30	TL	22° 46.704'S/ 53° 21.046'O	UP*
	450	2.450±350	TL	22° 46.704'S/ 53° 21.046'O	UP*
M9A	515	8.200	^{14}C	22° 45.700'S/ 53° 17.778'O	CAIS
M10	450	3.600	^{14}C	22° 45.593'S/ 53° 17.854'O	CAIS
M11	200	1.700	^{14}C	22° 45.170'S/ 53° 15.621'O	BA
PR2	260	920	^{14}C	22° 45.448'S/ 53° 15.946'O	CAIS**

CAIS - Center for Applied Isotope Studies, Geórgia, USA; BA – Beta Analytic, Flórida, USA; UP – Universidade de Pequim; FATEC – Faculdade Tecnológica de São Paulo; (*) [Stevaux \(1994\)](#); (**) [Zwiejkovski \(2013\)](#). M = Ilha Mutum, M8A = Ilha Nanini.

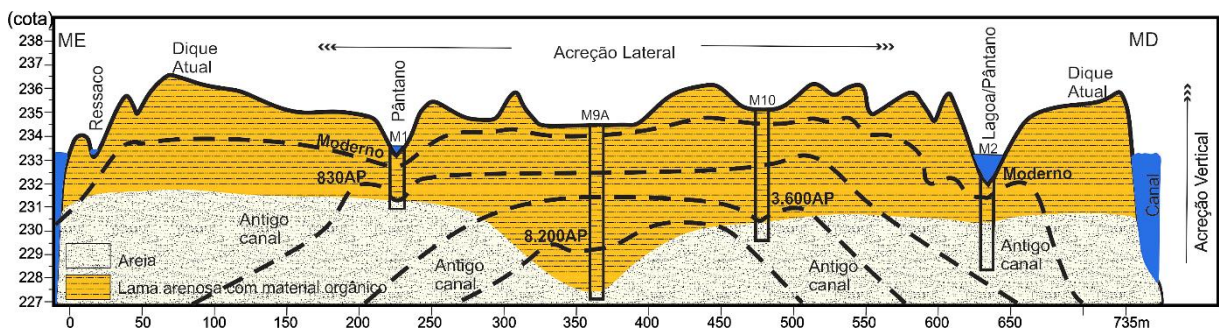


Figura 4.8. Seção geológica da ilha Mutum com dois litossomas tabulares sobrepostos: arenoso na base e lamoso no topo. Observar que na porção central da seção o contato entre areia de canal-barra e a sequência areia lamosa (M9A) ocorre numa cota 2,8 m inferior a encontrada nos outros poços, sugerindo agredação do canal (ver texto para explicação detalhada). As idades foram obtidas por ^{14}C . As linhas tracejadas acompanham as idades obtidas e indicam limites temporais.

A topografia de cristas e calhas está ainda preservada no local da sondagem M10 ([Figura 4.8](#)). Aí, o antigo canal foi recoberto por uma sequência de sedimentos finos, que devido ao método de perfuração (tradagem) não tiveram sua faciologia identificada, e a idade ^{14}C 3.600 anos AP sugere que o processo de anexação já se encontrava ativo nesse período. Conclui-se

assim que a ilha Mutum é mais antiga do foi sugerido por [Stevaux & Souza \(2004\)](#) e [Bubena \(2006\)](#), que indicaram uma idade de 2.800 anos AP para sua formação da atual.

O crescimento da ilha prossegue em ambas as margens (esquerda e direita), uma vez que a sondagem M1, realizada num pântano atual próximo a margem esquerda da ilha revelou que a barra lateral esteve nessa posição a 830 anos AP, tendo nesse momento fechado seu canal barra-ilha, transformado-se num ressaco.

As associações de fácies RS e LA ([Figura 4.5](#)) – lama laminada intercalada com areia fina seguida de lama laminada – encontradas nessa sondagem ([Figura 4.5](#)) foram os melhores exemplos da faciologia de ressaco e lagos descritos neste estudo. Nesse local, a topografia em calha e crista é também muito mais acentuada, sugerindo que a sedimentação durante as inundações ainda não foi suficientemente espessa para mascarar o antigo relevo como visto no caso anterior (M9A) ([Figura 4.8](#)).

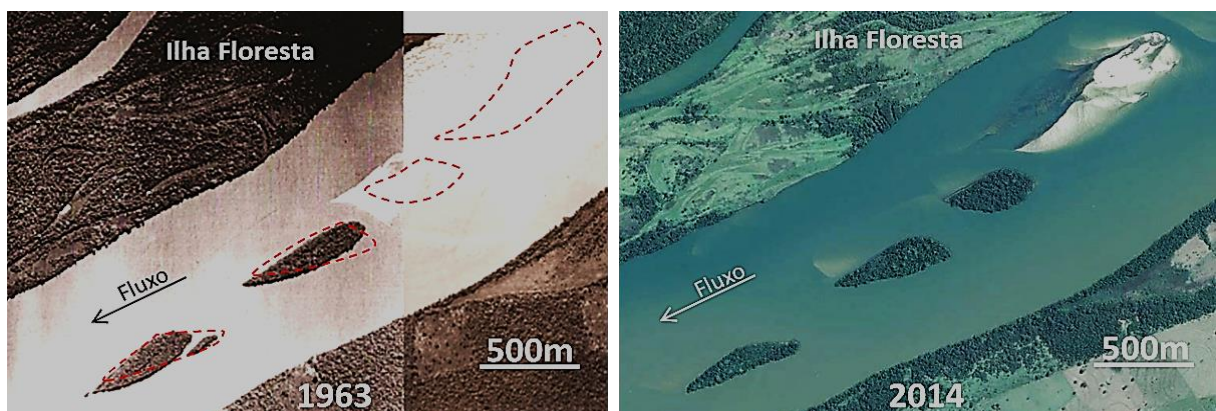


Figura 4.9. Evolução de ilha de barra central durante um período de 50 anos – rio Paraná, conjunto Três Ilhas. Esquerda: uma *barra central* se desenvolve a montante de duas pequenas ilhas. Direita: a antiga barra arenosa encontra-se transformada em ilha de barra central, e outra barra central se encontra a montante. A linha vermelha tracejada na imagem esquerda corresponde à projeção da situação atual dos depósitos. (Esquerda, fotografia aérea (1:50.000, 1963); direita; (Imagem Google™ earth, sensor Spot 2013).

A constatação de um ressaco atual instalado na margem esquerda da ilha Mutum mostra que processo de acreção vertical da ilha mantem-se ativo até os dias de hoje ([Figura 4.7](#)). As taxas de acréscimo vertical variam de 0,7 mm/ano na porção central mais antiga da ilha, e de 2 a 3 mm/ano para os sedimentos mais modernos. Essa diferença deve estar relacionada aos efeitos de compactação do material lamoso. [Santos \(2001\)](#) obtiveram taxas dessa ordem ao medir o crescimento da planície de inundação na região do canal “Cortado” pelo mesmo processo de anexação de barra lateral.

As taxas de crescimento lateral são muito mais altas, 10 a 100 vezes maiores que as de agradação vertical, atingindo valores de 57 mm/ano a 130 mm/ano. Esses valores, no entanto, devem ser tomados com cautela uma vez que dependem de uma série de variáveis (história deposicional, posição da seção onde é feita a medida, etc.), mas podem dar uma segura ideia da ordem de grandeza desse tipo de processo.

4.4. EVOLUÇÃO DAS FORMAS E FORMAÇÃO DE ILHA

O canal do Paraná, no trecho estudado, está povoado por grande número de formas deposicionais envolvidas no processo de formação de ilha. Este processo foi acompanhado por meio da análise temporal de fotografias aéreas e imagens de satélite por um período além de 50 anos, no qual foram identificados vários estágios evolutivos que culminaram com a formação de ilhas semelhantes à ilha Mutum. Estes estágios, em ordem cronológica foram denominados: 1) formação de ilha nuclear, 2) divisão de fluxo e formação de barras laterais, 3) formação de ressaco; 4) incorporação do ressaco à ilha (lago-pântano-solo) e 5) anexação de barra frontal.

4.4.1. Formação de ilha nuclear

Dá-se o nome de ilha nuclear à ilha original, que serve de base para o desenvolvimento de uma ilha maior. A ilha nuclear se forma por dois processos distintos: recorte de planície de inundação (ilha de avulsão, ver cap. 3) ou por uma barra central que se estabiliza pelo desenvolvimento da vegetação e permanece no canal por tempo suficiente para sofrer acreção vertical por decantação de sedimento fino nas cheias ordinárias (ilha de barra central, ver cap. 3).

[Stevaux \(1994\)](#) afirmou que as barras centrais do rio Paraná são formadas a partir de uma macroforma de leito (de até 13 m de altura em relação ao fundo do canal) originada pela superposição de formas de leito menores durante cheias extraordinárias e que se mantém exposta ao nível médio da água. Dependendo do regime hidrológico dos anos seguintes à formação de uma barra central, esta pode se manter no sistema ou ser totalmente erodida. [Santos \(1991\)](#) acompanhou a origem e a evolução de uma barra central formada neste trecho durante a cheia de 1987 ($Q_{max} = 12.360 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$), constituindo um corpo com aproximadamente 50.000 m^2 de área emersa que permaneceu estável durante cerca de quatro anos, quando foi totalmente erodida na cheia de 1991 ($Q_{max} = 20.840 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$). Um dos fatores de fixação de uma barra central é a instalação de cobertura vegetal na barra ([Stevaux, 1994](#)). Muito embora a superfície da barra

seja constituída principalmente por areia, se a barra estiver em nível de *bar full* durante cheias menores, pode receber deposição de material fino (argila e silte), que forma delgadas lâminas de lama na superfície. Tal situação protege a superfície da barra da erosão eólica, ao mesmo tempo em que serve de substrato para a implantação de vegetação pioneira, geralmente graminosa seguida de herbácea. Na condição de *barra central vegetada* (Figura 4.10), essa morfologia tem grande chance de se preservar nas eventuais cheias maiores e funcionar como um “in channel floodplain”, com agradação mais intensa de sedimentos finos e, em alguns casos, com o desenvolvimento de pequenos diques marginais (Fernandez et al., 1993; Stevaux, 1994).



Figura 4.10. Barra vegetada com gramíneas, algumas herbáceas, e poucos arbustos vistos ao fundo da imagem.

A condição de ilha é então gradualmente adquirida pela contínua acreção vertical que se dá até que a altura de margens plenas seja atingida. Um exemplo muito claro é o conjunto das Três Ilhas no canal do rio Paraná (Figura 4.9), que em 1963 era uma barra central e atualmente se encontra totalmente transformada em ilha, com vegetação de vários tipos, inclusive com espécies arbóreas bem desenvolvidas. Acima da ilha mais jovem deste conjunto é possível ver uma grande barra central, indicando que o processo é contínuo e bastante ativo (Figura 4.10).

4.4.2. Divisão de fluxo e formação de barras laterais

Uma vez formada, a ilha passa a dividir o fluxo do canal deslocando-o lateralmente e gerando uma zona de baixa velocidade que se desenvolve paralela ou diagonalmente à própria ilha (Stevaux, 1994; Santos, 2010) (Figura 4.11). Entre a linha do fluxo principal e a zona de

águas calmas é formada uma área de ativa deposição da carga sedimentar transportada pelo canal, originando assim uma barra lateral. Esta barra lateral é formada de um corpo alongado que pode se desenvolver paralelamente ou com ângulo de até 25° em relação à ilha.

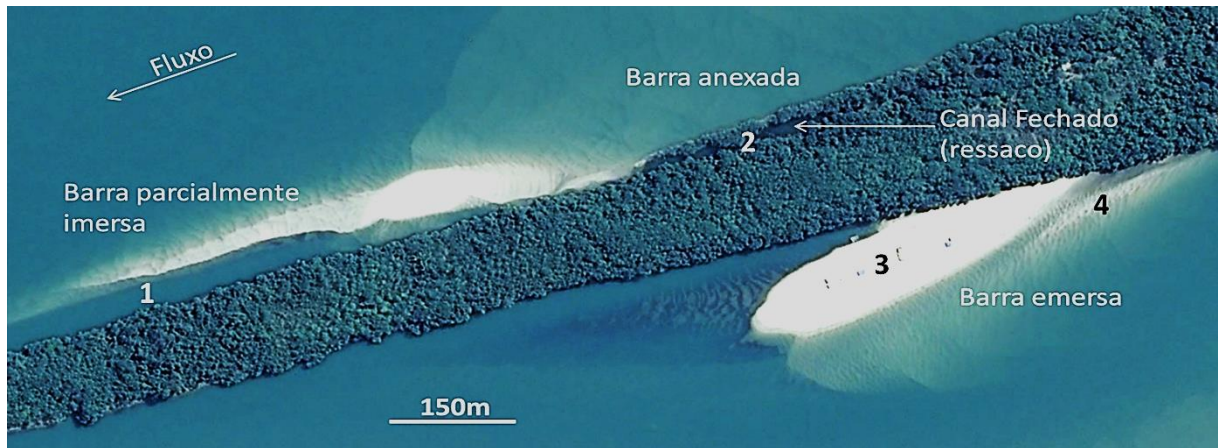


Figura 4.11. Ambientes de evolução do canal fechado (ressaco). Na margem direita observa-se uma barra lateral com a formação do canal barra-ilha ativo (1) e um ressaco desenvolvido (2). Na margem esquerda a barra lateral já se encontra anexada à ilha (3), sendo possível identificar a formação, ainda submersa de uma segunda geração de barra lateral (4). (Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013).

A estabilização da barra lateral ocorre do mesmo modo que a da barra central (desenvolvimento de cobertura vegetal e deposição de finos por decantação). Uma vez formada a barra, geralmente entre 10 a 50 m da ilha, configura-se um canal raso (*canal barra-ilha*) entre a ilha e barra com fluxo relativamente lento (Figura 4.11). Este canal torna-se mais raso de jusante para montante, onde muitas vezes pode se fechar totalmente nos períodos de águas baixas.

4.4.3. Canal fechado (ressaco)

À medida que a barra lateral cresce para jusante, o canal barra-ilha alonga-se concomitante a este processo e a cobertura vegetal da barra torna-se mais densa. O contínuo processo de agradação vertical atuante na barra faz com que sua superfície se eleve gradativamente, permitindo o desenvolvimento de vegetação de porte maior e mais diversificada (Figuras 4.3, 4.4). Da mesma forma, a boca montante do canal torna-se cada vez mais rasa até ser totalmente obstruída, formando um corpo de água alongado com uma única abertura a jusante (como um canal fechado) e, assim, transformando-se num ressaco.

Por sua característica geomorfológica, a sedimentação no ressaco é caracteristicamente fina, com grande quantidade de matéria orgânica vegetal. O canal do ressaco pode ser reativado

ocasionalmente nas grandes cheias, caracterizando-se por condições de fluxo unidirecional. Neste caso, parte do fundo pode ser erodido e sedimentos arenosos podem ocorrer (Associação faciológica ID – inunditos).

Com o progressivo crescimento vertical (de finos por decantação), lateral e jusante, um ressaco pode atingir milhares de metros de comprimento, sendo que sua porção mais interna vai perdendo gradativamente a conectividade com as águas do canal, até apresentar características totalmente terrestres. Progressivamente, a boca jusante deste canal também é bloqueada e o ressaco é incorporado à ilha como um lago alongado, feição bastante comum, tanto na ilha Mutum como em outras ilhas similares existentes neste trecho (Figuras 4.3, 4.4).

4.4.4. Incorporação do ressaco à ilha

Uma vez isolado o corpo de água como lagoa pertencente à ilha, a sedimentação ocorre apenas nas inundações dando continuidade à agradação vertical. Não apenas o fundo do lago é preenchido, mas a superfície da antiga barra também recebe deposição de finos e eleva-se até o nível de margens plenas (nível da superfície dos diques e das ilhas em geral). Estes corpos de água podem apresentar profundidade de até 4 m no início (lagoa mais jovem) e se estender por centenas de metros (Komatsu, 2003; Bubena, 2006), tornando-se mais rasos à medida que são preenchidos por sedimentos (lagoas mais antigas). O nível destas lagoas pode variar dependendo das estiagens, mas mantêm-se com água mesmo nos períodos de baixa pluviosidade, uma vez que parte da água provém do lençol freático (Souza Filho, 2004).

A continuidade dos processos de sedimentação dá origem aos pântanos que são feições muito comuns nas ilhas, mas que se diferenciam das lagoas por serem mais rasos, terem morfologia mais irregular e por apresentarem características liminológicas distintas dos lagos. Estes ambientes geralmente secam totalmente durante uma parte do ano, permitindo a germinação de espécies herbáceas e arbóreas, não encontradas no ambiente de lagoa (Kita & Souza, 2003).

A diferença topográfica do antigo canal fechado (ressaco) em relação à barra e a ilha se reduz ao longo do tempo até se tornar uma ondulação mais suave entre cristas (antigas barras) e calhas (antigos ressacos), ou mesmo até que estas desapareçam totalmente. A partir de então, os depósitos começam a sofrer processos pedogenéticos, com desenvolvimento de solos aluviais eutróficos e de neossolos fluviais (Stevaux et al., 2006). Durante esta condição geralmente se estabelece a floresta que recobre grande parte das ilhas. Estudando e comparando

dados sedimentológicos da ilha Porto Rico (Figuras 4.1, 4.12), Zviejkovski (2013) observaram a existência de diferentes estágios cronológicos da evolução florestal, havendo estabilização na condição do bosque florestal atual quando o respectivo trecho da ilha atingiu a condição terrestre. Contudo dependendo da intensidade e duração da inundação de cheias excepcionais, mesmo que a superfície da ilha esteja com alta rugosidade pela cobertura vegetal, o fluxo pode adentrar à ilha e aprofundar as calhas por erosão. Este novo canal erosivo pode estabelecer-se definitivamente e funcionar como um canal independente (canal secundário).

4.4.5. Acréscimo montante

As ilhas do tipo da ilha Mutum (ilha de barra central composta) não apresentam apenas crescimento lateral, mas também crescem para montante pela anexação de barras de frente de ilha (Souza Filho, 1993; Drago, 1973). Estas barras posicionam-se à montante das ilhas e podem se unir a elas por processos semelhantes aos das barras laterais. Um canal curvado semi-lótico se desenvolve entre a barra e a ilha, o qual sedimenta pela ocasião das cheias, e evolui para um tipo de calha curva que contorna a antiga frente da ilha. Na ilha Porto Rico é possível observar cinco fases de crescimento da ilha por meio de anexação de barras frontais em associação à barra lateral (formação de ressaco), como também a presença de uma barra frontal em desenvolvimento (Figura 4.12).

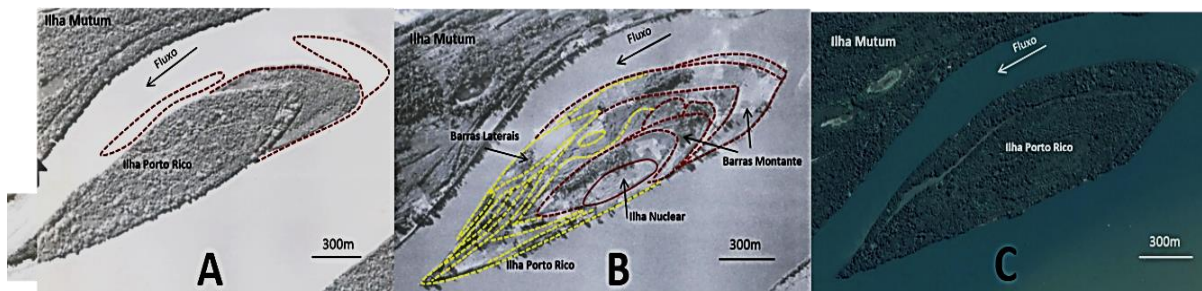


Figura 4.12. Ilha Porto Rico (ilha de barra central composta). Formada basicamente por anexação de barras de frente e lateral da ilha. A: ilha formada e instalação de barras montante e lateral em [fotografia aérea de 1960](#); B: cicatrizes da ilha e mapeamento da ilha nuclear (ilha de barra central) em [fotografia aérea de 1970](#); C: fase atual da ilha totalmente coberta por vegetação arbórea e grande ressaco na margem direita [Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013](#).

4.4.6. Modelo de crescimento da ilha

Baseando-se no processo de anexação descrito anteriormente é possível propor um modelo para a formação da ilha de barra central composta (Figura 4.1). Primeiramente, ocorre a formação de uma barra central de grande porte semelhante à descrita por Santos (2005) no

Alto Rio Paraná (Figura 4.13, fase 1). Dependendo do regime hidrológico dos anos seguintes e do desenvolvimento da cobertura vegetal essa barra tem condições de permanecer no sistema e, assim sendo, começa a funcionar como uma pequena “planície de inundação”. A seguir, desenvolve pequenos diques marginais e recebe sedimentação de finos por decantação durante as cheias (Santos, 2005). Essa condição é propícia para o acréscimo vertical do corpo, que agora já funciona como um divisor do fluxo do canal.

Uma barra lateral pode então eventualmente se desenvolver ao lado da ilha devido às condições de fluxo. Nesse momento, um sistema composto por barra lateral, canal barra-ilha e ilha é formado (Figura 4.13, fase 2). À medida que a barra lateral se fixa pelo crescimento de vegetação e pela sedimentação fina, o canal barra-ilha pode fechar-se a montante instando-se a condição de canal fechado (ressaco) (Figura 4.13, fase 3). A sedimentação de finos prossegue normalmente sobre a ilha e sobre a barra lateral, ao mesmo tempo em que uma nova barra lateral pode se formar ao lado da primeira e assim sucessivamente (Figura 4.13, fases 4,5).

O processo evolui através da anexação de barras à ilha, com crescimento lateral ou frontal e vertical por deposição de finos. O crescimento vertical segue até que a ilha atinja a altura de margens plenas, e o crescimento a montante por anexação de barras de frente de ilha propiciam o alongamento e empinamento frontal da ilha. Finalmente, a boca jusante do ressaco se fecha e o corpo de água passa a funcionar como um lago e/ou pântano no interior da ilha, até ser totalmente preenchido e receber a vegetação arbórea da floresta de ilha (Zviejkovski, 2013).

Stevaux (1994) e Santos (2001) descreveram um processo semelhante de anexação de barras laterais, porém à margem do canal do Paraná e não propriamente a uma ilha, o que sugere que além de formar ilhas, o processo de anexação de barras laterais também é um modelo de formação de planície de inundação.

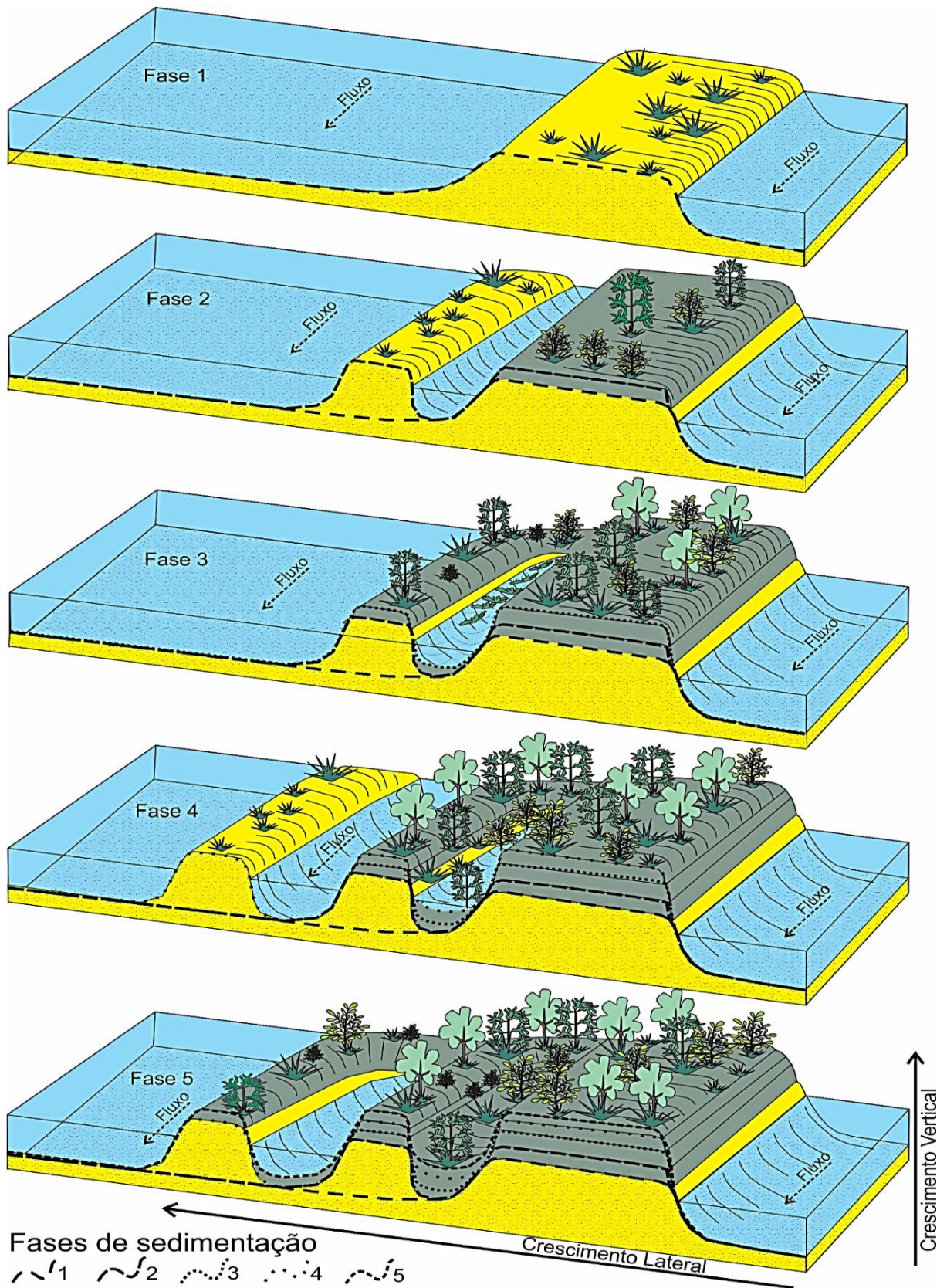


Figura 4.13. Fases de sedimentação no processo de formação de ilhas de barra central composta, tendo como origem a barra central e ilha nuclear (detalhes no texto).

4.4.7. Relação da vegetação com o modelo sedimentar evolutivo

A relação entre as variáveis biológicas (vegetação) e morfológicas em rios multicanais é descrita por (Brice, 1964; Bridge, 2005; Knighton, 1998; Nanson, 2013, entre outros). Os exemplos apresentados por estes autores mostram que a morfologia depende diretamente da instalação e manutenção da vegetação instaladas inicialmente nas barras e posteriormente nas ilhas. Entretanto, os estudos efetuados na ilha Mutum mostram que essa relação é em parte biunívoca, ou mesmo que é uma relação de dependência inversa à apresentada na literatura, ou seja, que a instalação da vegetação depende das variáveis físicas e morfológicas atuantes no processo de formação da ilha. Em análises de sementes em sedimentos realizados por Ramírez (2014) na ilha Mutum, foi possível compreender que a instalação da vegetação não apenas decorreu da formação da ilha, mas modificou-se de acordo com os ambientes envolvidos nesse processo. Ramírez (2014) observou que na fase barra de canal (830 anos AP) foram encontradas sementes de Polygonaceae (mameleiro do mato) e Pteridophytas (samambaias), na fase de ressaco Cyperaceae (gramínea) e Characeae (chara), fase lago Cecropiaceae (embaúba), Acanthaceae (flor de fogo, etc., geralmente herbáceas e usadas como plantas ornamentais), Lentibulariaceae (papa-moscas), Cyperaceae, na fase pântano Cecropiaceae, Onagraceae (brinco de princesa), fase terrestre Onagraceae e Cyperaceae.

No sentido de compreender a instalação florestal de uma ilha, Zviejkovski (2013) observou que esta é possível somente quando o ambiente é francamente terrestre. A autora atribuiu idade de 134 anos para o remanescente florestal da ilha Porto Rico (uma das ilhas satélites da Mutum) através de medição de diâmetro da planta (DAP), e isto foi confirmado pela análise faciológica dos depósitos dessa ilha, tendo sido encontrada a mesma idade para a formação florestal.

Assim, diferentemente do que é mencionado por (Nanson & Young, 1981) a ocorrência de vegetação nas ilhas é mais um produto derivado da morfologia do que propriamente uma variável formativa. Talvez a vegetação tenha seu papel mais importante na construção das ilhas na fase de barra, quando tem o papel de evitar a erosão fluvial, bem como aumentar a rugosidade da superfície da barra reduzindo a velocidade de fluxo. Nos outros estágios praticamente comporta-se como uma variável dependente das variáveis de morfologia e fluxo.

4.5. CONCLUSÃO

Para as questões apresentadas na introdução que pautaram o desenvolvimento deste estudo, o desenvolvimento deste trabalho permitiu chegar às seguintes conclusões:

1) sobre o processo formativo da ilha Mutum (ilha de barra central composta):

O trecho *anabranching* estudado é constituído por várias ilhas de geometria alongada e formadas a partir de uma parte mais antiga, centro da ilha, denominada ilha nuclear. A formação e evolução destas ilhas decorrem de três processos: 1) formação de barra central, 2) geração de ilha nuclear (ilha de barra central no caso da Mutum) e 3) anexação de barras laterais e frontais. A estabilidade da barra central permite o desenvolvimento de vegetação e a acreção vertical de sedimentos lamosos e arenosos finos, vindo a constituir uma ilha nuclear (ilha de barra central). Esta por sua vez, divide o fluxo fluvial gerando barras laterais e frontais que virão a anexar-se à ilha nuclear, resultando num corpo maior e mais expressivo (ilha de barra central composta). A contínua anexação de barras laterais e, secundariamente, frontais resulta em um perfil topográfico transversal “serrilhado” com topografia ondulada formada de calhas paralelas ao canal, com cristas e baixios (Figura 4.8) que resultam em desnível de até 7 m na altura e até 100 m de distância entre si. O processo de evolução e expansão da ilha ocorre através da substituição contínua de ambientes, cuja história fica registrada no pacote sedimentar e nas feições de crista e calhas da superfície da ilha.

2) sobre as diferenças nos processos hidrossedimentares envolvidos na formação de ilha no trecho estudado em relação aos apresentados por Nanson & Knighton, (1996); Bridge (2005) para rios menores:

A ilha Mutum e suas ilhas satélites são grandes e antigas quando comparadas àquelas estudadas por Nanson & Knighton, (1996) e Bridge (2005). A ilha Mutum e suas satelitárias também possuem diques marginais e têm uma grande extensão superficial, que se comporta como planície de inundação, e geralmente apresentam o mesmo nível que os diques marginais. Esta estabilidade da ilha suporta grandes enchentes que dificilmente sofrem grandes remoções de material por erosão. Por outro lado, as ilhas de rios menores (dos referidos autores) são mais efêmeras, e a vegetação tem papel fundamental em sua formação. As ilhas mencionadas pelos últimos referidos autores podem ser geradas por recorte de planície ou por barra central. Entretanto, as que são geradas por depósitos de barra central não têm a mesma evolução da Mutum, geralmente são ilhas do tipo barra central, formadas por pequenas barras conjugadas, barra central tipo barcana em que a sedimentação evolui através de um sistema de captura e

represamento de águas e sedimentos no interior da barra, evoluindo assim para uma ilha. As ilhas de rios menores acabam sendo mais vulneráveis por causa das cheias extraordinárias que normalmente as destroem.

3) *sobre a divergência entre o modelo de sedimentação e as taxas de deposição das ilhas de anexação com o modelo de sedimentação para rios anastomosados consagrados na literatura (Smith & Smith, 1980):*

O registro sedimentar da ilha Mutum é relativamente simples e tem sempre bem marcadas a fase de canal com areia grossa e estratificações cruzadas (St, Sp), a fase de abandono de canal e formação de ressaco com areia de canal intercalada com material mais fino e lama orgânica (Sr, Sm, Sm(o), Fl, Fm), a fase lagoa e pântano com material fino, rico em matéria orgânica (Fm, Fl, Fm(v)), sobreposto por argila pedogenizada (Fm) indicando terrestrialização e implantação da floresta de ilha. Se por um lado a faciologia não difere muito dos modelos da literatura, o mesmo não ocorre com a geometria dos depósitos. Diferentemente do modelo de [Smith & Smith \(1980\)](#), os sedimentos da ilha Mutum têm ampla distribuição lateral e pouca acreção vertical, resultando num empilhamento de camadas tabulares ([Figura 4.14A](#)). Já no modelo clássico, ocorre forte acreção vertical com empilhamento contíguo dos sedimentos arenosos e lamosos. Neste caso a linha de tempo é praticamente horizontal e se sucedem em idades mais jovens para o topo. Na ilha Mutum as linhas de tempo são diagonais à superfície do fundo do rio e sucedem-se paralelamente para os lados, de modo que as idades mais antigas são encontradas no centro da ilha (ilha nuclear) tornando-se mais novas em direção às bordas ([Figura 4.14B](#)). No caso estudado, a acreção vertical resultou em uma taxa média de 0,06 mm/ano e um rápido crescimento horizontal da ilha com taxa média de 94 mm/ano. A diferença entre o observado na ilha Mutum e o modelo de [Smith & Smith \(1980\)](#) é dada, entre outros fatores, pelo ambiente tectônico atuante em cada caso. Conforme [Smith & Smith \(1980\)](#), a planície aluvial do rio Magdalena, por exemplo, encontra-se sob franca subsidência o que permite a contínua geração de espaço pelo abaixamento do fundo do canal, resultando num empilhamento estritamente vertical. No caso do Paraná, o espaço é aberto pela erosão das margens, nos locais em que seus depósitos são mais arenosos ([Stevaux et al., 2013](#)). Dessa forma a sedimentação preenche lateralmente o espaço gerado para compensar a perda na potência de canal unitária pelo aumento da largura.

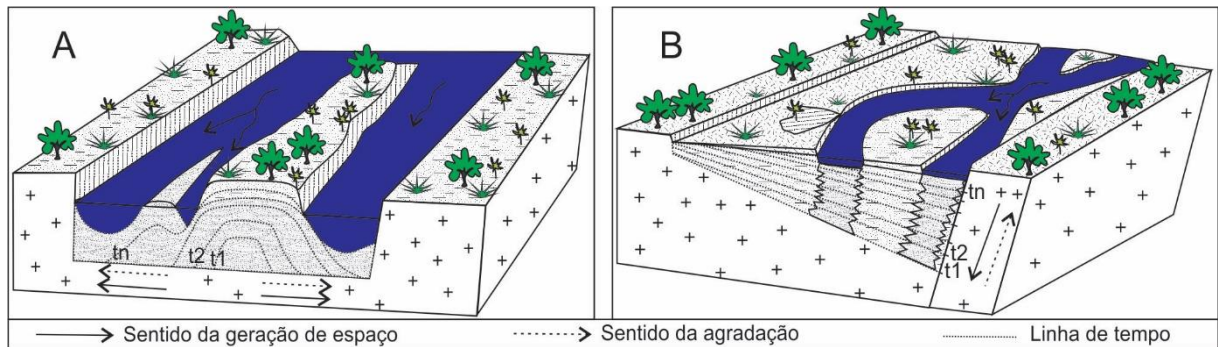


Figura 4.14. Esquerda: seção topográfica-estratigráfica-litológica (interpretada) da ilha Mutum baseada em 4 sondagens e datações ^{14}C . Direita: modelo 2D para rio anabranching (anastomosado) a partir de Smith & Smith (1980).

As feições superficiais observadas nos dois casos também são bastante diferentes. As ilhas dos rios tomados como modelo do tipo anastomosado são feições geralmente romboédricas ou mesmo circulares com diques marginais proeminentes e que contornam a ilha, cujo interior é dominado por terreno pantanoso alimentado por “*overbank*” dos diques durante a inundação ou por lobos de rompimento (*crevasse splays*). Na ilha Mutum predomina o arranjo anisotrópico de calhas e cristas paralelo às margens da ilha, com desenvolvimento de vegetação diferenciada (gramínea-herbácea nas calhas e arbustivo-arbórea nas cristas).

4) sobre a permanência de uma ilha num rio multicanal de grande porte:

As datações realizadas nos testemunhos da ilha Mutum indicam que seu processo de formação e evolução se estende por mais de 8 ka, o que perfaz cerca de 70% do Holoceno. Esta informação contradiz o apregoado por Stevaux (1994, 2004) e Souza Filho & Stevaux (2004) que dataram o início da construção das atuais ilhas do trecho no Holoceno Superior (<3ka). Quando comparadas com as ilhas do rio Paraná na Argentina, a ilha Mutum também apresenta idades muito mais antigas. Embora utilizando métodos de datação relativa, Pereira et al. (2009) atribuem permanência decenal a no máximo secular para as ilhas do canal em frente à cidade de Santa Fé na Argentina.

5) sobre o papel da vegetação na formação das ilhas, e se este seria o mesmo atribuído por Jansen & Nanson (2004) para o caso do ribeirão Magela (Austrália):

A função da vegetação na formação e evolução das ilhas é diferente em rios grandes e pequenos, pelo menos nos rios aqui considerados. Em rios menores, como o ribeirão Magela na Austrália (Jansen & Nanson, 2004), a constituição arenosa dos depósitos aluviais exige a presença de vegetação para a formação das ilhas e manutenção do padrão *anabranching*. Assim, não apenas a vegetação viva, mas a presença de troncos, galhos e folhas auxiliam na

estabilização dos sedimentos mais finos fazendo com que o espaço de deposição da ilha aumente significativamente. Por outro lado, no estudo da ilha Mutum, a vegetação é uma variável dependente da morfologia, uma vez que vai ocupando ambientes já formados. Talvez apenas no estágio de barra a vegetação de gramínea tenha uma função estabilizadora, o que nos demais estágios já não ocorre. Observações feitas por [Fernandez et al. \(1993\)](#) e [Corrêa & Souza Filho \(2005\)](#) nas ilhas do rio Paraná neste trecho excluem o papel controlador de erosão pela vegetação, atribuindo-lhe exclusivamente à composição dos depósitos. A vegetação, no entanto, atua aumentando a rugosidade da superfície das barras e ilhas, reduzindo a velocidade do fluxo e, conseqüentemente, induzindo processos deposicionais.

6) sobre a possibilidade de inferir uma condição de equilíbrio para o sistema:

Conforme o estudo exposto anteriormente, pode-se, com relativa segurança, considerar que o trecho estudado do rio Paraná apresenta uma condição estável, no sentido de que o canal mantém o processo de formação de ilhas de barra central composta. O canal mantém a função de “*by pass*” de água e sedimento, sem erosão ou sedimentação significativa num intervalo de tempo mais longo. Essa condição de equilíbrio pode ser “quantificada” quando se divide as áreas de erosão pelas de sedimentação medidas por [Corrêa & Souza Filho \(2005\)](#) para os últimos 50 anos. Através do estudo dos últimos autores foi possível calcular a razão erosão/sedimentação que resultou numa taxa de 0.98, indicando uma situação de quase equilíbrio entre as duas variáveis.

5. ILHAS LAGO: MORFOLOGIA, SEDIMENTAÇÃO E FUNÇÃO NO SISTEMA FLUVIAL MULTICANAL

5.1. INTRODUÇÃO

As ilhas são importantes morfologias do sistema fluvial e constituem ambientes de sedimentação no interior do canal. Além disso, estas formas têm papel fundamental, entre outros, na hidráulica do rio, promovendo a divisão do fluxo com consequente aumento de sua eficiência (Jansen & Nanson, 2004; Gon, 2013); na geomorfologia, gerando padrão multicanal (Nanson, 2013; Stevaux et al., 2013), construção da planície de inundação (Stevaux & Souza, 2004; Leli nesta tese); e na ecologia, permitindo a instalação de vegetação típica (Ramirez, 2014; Zviejkovski (2013)). Apesar disso, existem relativamente poucos estudos sobre os processos genéticos, evolutivos e sedimentares atuantes na formação dessas morfologias (Latrubesse & Franzinelli, 2005; Pereira et al., 2009; Alves, 2013) quando se compara às outras formas fluviais como barras, formas de leito, diques marginais etc., no qual se dispõe de extensa literatura (Ashworth & Lewin, 2012; Piercy & Wynn, 2008). Assim, quando se trata de ilhas fluviais, sabe-se que estas podem ser geradas por recorte de planície de inundação ou a partir de barra central estabilizada (Nanson, 2013), no entanto, ainda é necessário gerar modelos de evolução e sedimentação para os diferentes tipos de ilhas.

Em estudos desenvolvidos no rio Paraná, Argentina, Drago (1973) propôs um modelo de formação de ilhas por meio de barras de canal que se estabilizam e evoluem à ilha por meio da agração de lama e desenvolvimento da cobertura vegetal, sem, contudo, atribuir uma denominação especial para esses elementos. Posteriormente, Drago, (1976); Drago et al., (2013); Pereira et al., (2009); Ramonell et al., (2011); e Reesink et al., (2014) reconheceram o mesmo tipo de ilha em vários outros trechos do mesmo trecho do Paraná (Argentina). Ilhas com características semelhantes foram também descritas no rio Negro, afluente do Amazonas, por Latrubesse & Franzinelli, (2005), Alves, (2013) e Latrubesse & Stevaux, (2015).

Em estudos de caracterização hidráulica e sedimentologia alguns autores abordaram o tempo de permanência dessas morfologias no sistema. Assim, Pereira et al. (2009) calculou que as ilhas mais velhas no mesmo trecho do rio Paraná (Argentina) apresentam idades de até 150 anos, enquanto que para as ilhas do rio Negro estudadas por Latrubesse & Franzinelli (2005) e Latrubesse & Stevaux (2015), as ilhas mais velhas estão no sistema desde 3.600 anos AP.

Feições semelhantes às ilhas do rio Negro e do rio Paraná, na região da Argentina, foram identificadas na planície de inundação do Alto rio Paraná, Brasil. Classificadas nesta tese como

paleoilhas, estão apresentadas no capítulo 6, onde foram feitas considerações sobre a geometria, os processos geradores e os modelos de fácies, bem como, discutido como estas paleoilhas fizeram parte da formação e evolução da planície de inundação do Alto rio Paraná. Datações revelaram idades de 14.620 anos para sedimentos deste tipo de ilha preservada como paleoilha na planície de inundação do Alto rio Paraná. Assim, para abordar no próximo capítulo como se deu a participação destas ilhas (ilhas lago) na formação da planície aluvial do Alto rio Paraná, o objetivo deste capítulo é introduzir o conhecimento das ilhas lago através da descrição dos processos formativos, registro sedimentar e permanência deste tipo de ilha no sistema aluvial.

5.2. ILHAS LAGO

Denomina-se ilha lago uma categoria bastante diferenciada das ilhas fluviais comuns por apresentar uma coroa formada por diques marginais que isola parcial ou totalmente do canal principal, contendo uma ou mais lagoas em seu interior (Figura 5.1). Estas ilhas são morfologias oportunistas que se aproveitam da formação de uma barra ou ilha pré-existente para se estabelecer. Entretanto, as ilhas lago podem ser diferentes quanto à sua gênese (a partir de uma barra ou outra ilha), mas quando se trata de dinamizar o fluxo do canal cumprem a mesma função “hidromorfológica” que os outros tipos de ilhas: aumentar a potência do canal (Jansen & Nanson, 2004) e expandir a planície de inundação.

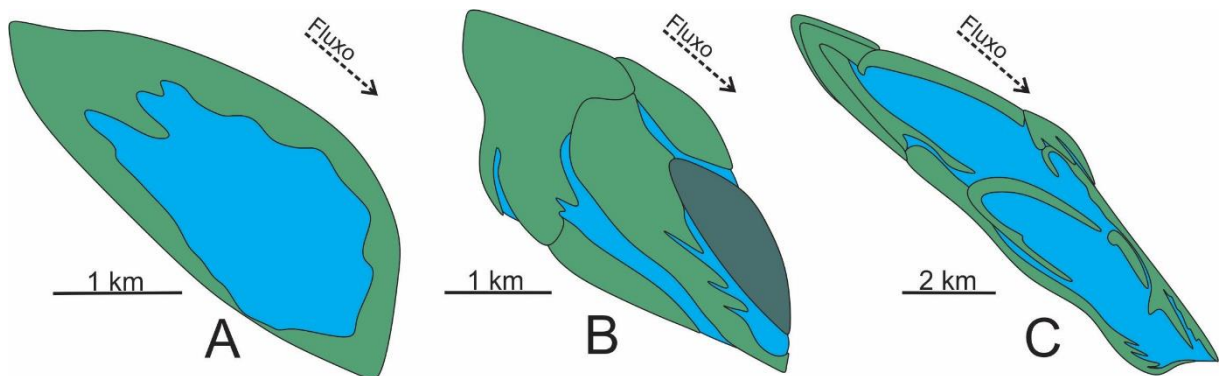


Figura 5.1. Tipos de ilhas Lago A: formada por evolução de barra central em canal largo e alta demanda de sedimentos; B: formada a partir de outra ilha (parte mais escura) em canal largo e alta demanda de sedimentos; C: formada por barra central em canal confinado e pouca disponibilidade de sedimentos. Notar a geometria “ocelar” para todos os casos. A e B são exemplos do rio Paraná (Argentina), C é exemplo do rio Negro.

5.2.1. Diversidade morfológica

Estas ilhas podem variar no tamanho do “esqueleto” e do lago interno, na composição sedimentar e idade dos depósitos, mas não foge à regra de resultar numa geometria “ocelar”

com uma ou mais lagoas internas (Figura 5.1). Estas ilhas podem apresentar formatos mais alongados ou mais circulares, e geralmente se apresentam de acordo com a largura do canal onde são geradas, sendo, aparentemente, a largura do canal, a condição determinante para gerar ilhas lago mais largas ou mais estreitas. Assim, uma ilha com maior circularidade (índice morfométrico ~ 1), forma-se em canais mais largos e com maior disponibilidade de sedimentos (Figura 5.1A e B), ao passo que ilhas mais alongadas formam-se em canais confinados e menor quantidade de sedimento (Figura 5.1C). Neste sentido, estudos realizados no rio Paraná (Argentina), onde o canal é largo e transporta grande quantidade de sedimentos, Drago & Amsler (1988) constataram que algumas das ilhas são circulares e apresentam um índice morfométrico (comprimento/largura) próximo de 1. Entretanto, a morfometria pode variar de alongada para mais circular dentro de um rio, conforme a variação da largura do canal nos trechos onde se desenvolvem. Estas formas não são excludentes, ocorrendo geralmente o domínio de uma ou de outra conforme as características do trecho do rio (Figuras 5.2, 5.4, Tabela 5.1).

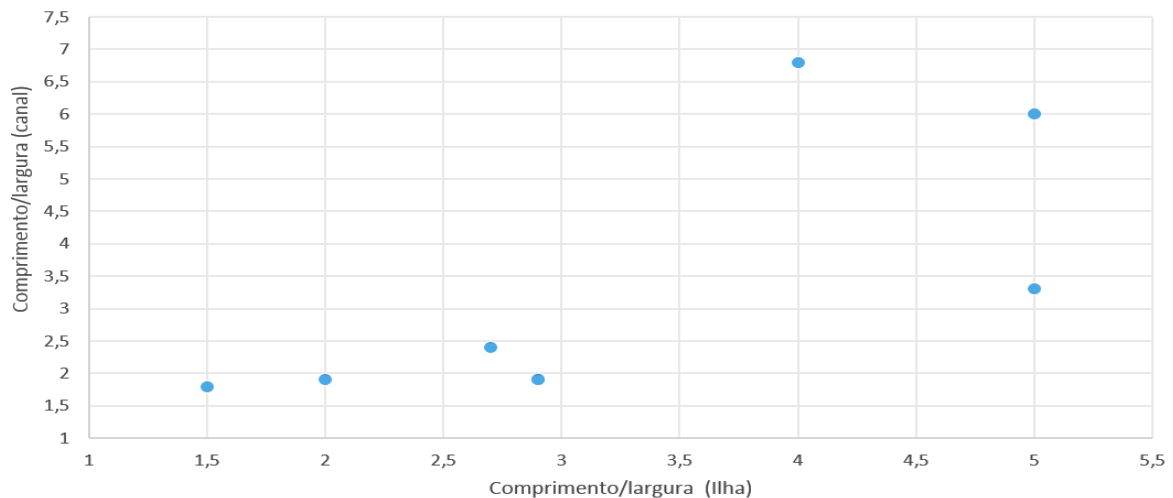


Figura 5.2. Gráfico de correlação da relação comprimento/largura das ilhas lago e dos canais. Valores de referência na tabela 5.1. Quanto mais próximo de (1) maior a circularidade da ilha e mais largo o canal. Notar que as ilhas mais circulares e os canais mais largos apresentam índice até 3, e os valores acima representam as ilhas mais alongadas e canais mais estreitos.

Usando como exemplo o canal do Paraná, no trecho da Argentina, que apresenta predominantemente ilhas do tipo lago, é largo, transporta grande quantidade de sedimentos e tem uma planície muito ampla e alagada, é possível inferir que canais que apresentam esta condição ainda não chegaram ao ajuste de escoamento, e apresentam uma planície de inundação pouco preenchida em fase de construção.

Em análise de imagens é possível notar grande semelhança no padrão de preenchimento de ilhas lago e planície marginal do rio Paraná, na Argentina, (Figura 5.3). Este padrão de formação e preenchimento de ilhas foi descrito por Drago, (1973) e Drago et al. (2013) como sendo originalmente bancos arenosos acrescidos por deposição montante “bancos de cabeceira”, e lateralmente para a jusante. Conforme o último autor, a evolução destes bancos se dá através da retenção e sobreposição de sedimentos, resultando numa forma de “ferradura” que se alonga para jusante contendo uma área alagada no interior conectada ao canal. À medida que esta forma evolui, a parte jusante se fecha formando um lago raso no interior, e a evolução paulatina desta forma se dá através da sedimentação por transborde de cheias para o interior da ilha. Na figura 5.3 é possível notar o mesmo padrão de preenchimento através do avanço dos sedimentos da ilha e planície.

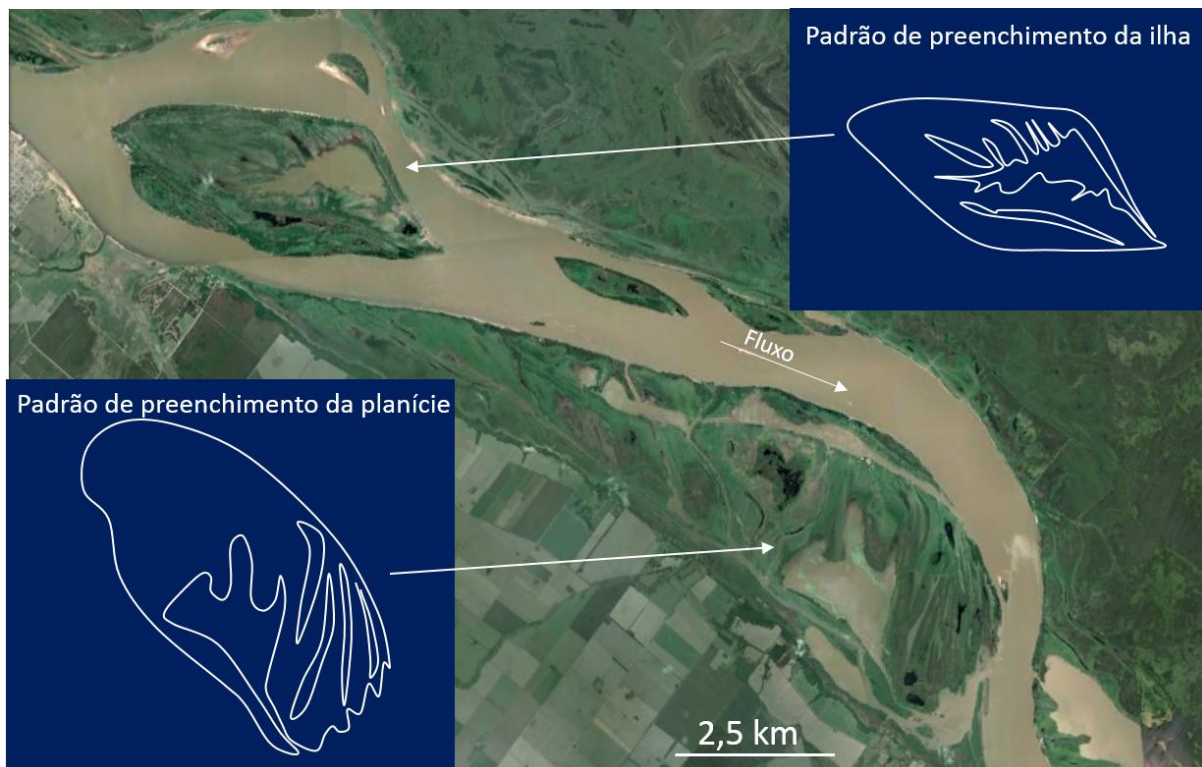


Figura 5.3. Padrão de preenchimento da planície e ilha Lago no rio Paraná, Rosário – Argentina. Notar o mesmo padrão de preenchimento da ilha e da planície de inundação (MD). Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013.

O arranjo geométrico da ilha lago, com o centro parcialmente vazio, é capaz de reter águas formando corpos d’água no seu interior, os quais foram chamados de “lagoas de transbordamento” por Drago (1973). Estas lagoas internas podem ser únicas ou mais de uma, dependendo no número de barras anexadas lateralmente ou frontalmente. Geralmente as ilhas

lago circulares (menor índice comprimento/largura) apresentam maior número de lagoas como no caso dos rios Amazonas, Magdalena e Paraná (Argentina), que as alongadas (maior índice comprimento/largura), (Tabela 5.1, Figuras 5.2, 5.4). No entanto, os lagos de ambos os tipos de ilhas geralmente são rasos (Drago, 1973, 1976, 2013), exceto no caso do rio Negro em que as ilhas estão formadas a milhares de anos e representam relíquia de outra dinâmica do canal.

As ilhas lago alongadas podem ser encontradas nos rios Negro, São Francisco e Uruguai (Tabela 5.1, Figuras 5.2, 5.4), onde apresentam controle morfológico imposto pelo canal retilíneo controlado tectonicamente (Latrubesse & Franzinelli, 2005; Iriondo & Kröning, 2008). O contrário acontece com as ilhas de maior circularidade, em que o trecho do canal onde estas se desenvolvem são mais curtos e mais largos, com fluxo mais difuso (Tabela 5.1, Figuras 5.2 e 5.4).

Tabela 5.1: Geometria e índices morfométricos das ilhas lago e respectivos canais

Rios de ocorrência	Forma da ilha	CI (km)	LI. (km)	C/ L Ilha	CC (km)	LC (km)	C/L Canal
Amazonas (Peru)	Circular	4,7	1,6	2,9	7,5	4	1,9
Amazonas (Brasil)	Circular	10	5,1	2	17	9	1,9
Paraná (Argentina)	Circular	6	4,0	1,5	9,5	5,4	1,8
Magdalena (Colômbia)	Circular	5,3	1,8	2,9	6,3	3,3	1,9
Colúmbia (EUA)	Circular	3	1,1	2,7	4,8	2	2,4
São Francisco (Brasil)	Alongada	2	0,5	4	9,5	1,4	6,8
Negro (Brasil)	Alongada	15	3	5	102	17	6
Uruguai (Uruguai)	Alongada	3,5	0,7	5	7,3	2,2	3,3

CI e CC: comprimento de ilha e de canal; LI e LC.: largura; C/L razão entre comprimento e largura (índice morfométrico).

5.3. PROCESSO DE FORMAÇÃO DAS ILHAS LAGO

A ocorrência destas ilhas faz parte do processo de preenchimento de uma planície aluvial onde os canais são bastante amplos com grande disponibilidade de espaço para preenchimento sedimentar. Assim, a formação das ilhas lago no desenvolvimento do sistema de escoamento serve para impor eficiência no processo fluvial através do aumento da potência específica do canal (ω) (Jansen & Nanson, 2004; Stevaux et al., 2013), conforme a equação 1:

$$\omega = \frac{\Omega}{w} \quad (\text{Eq. 1}).$$

onde Ω é a potência e w a largura do canal.

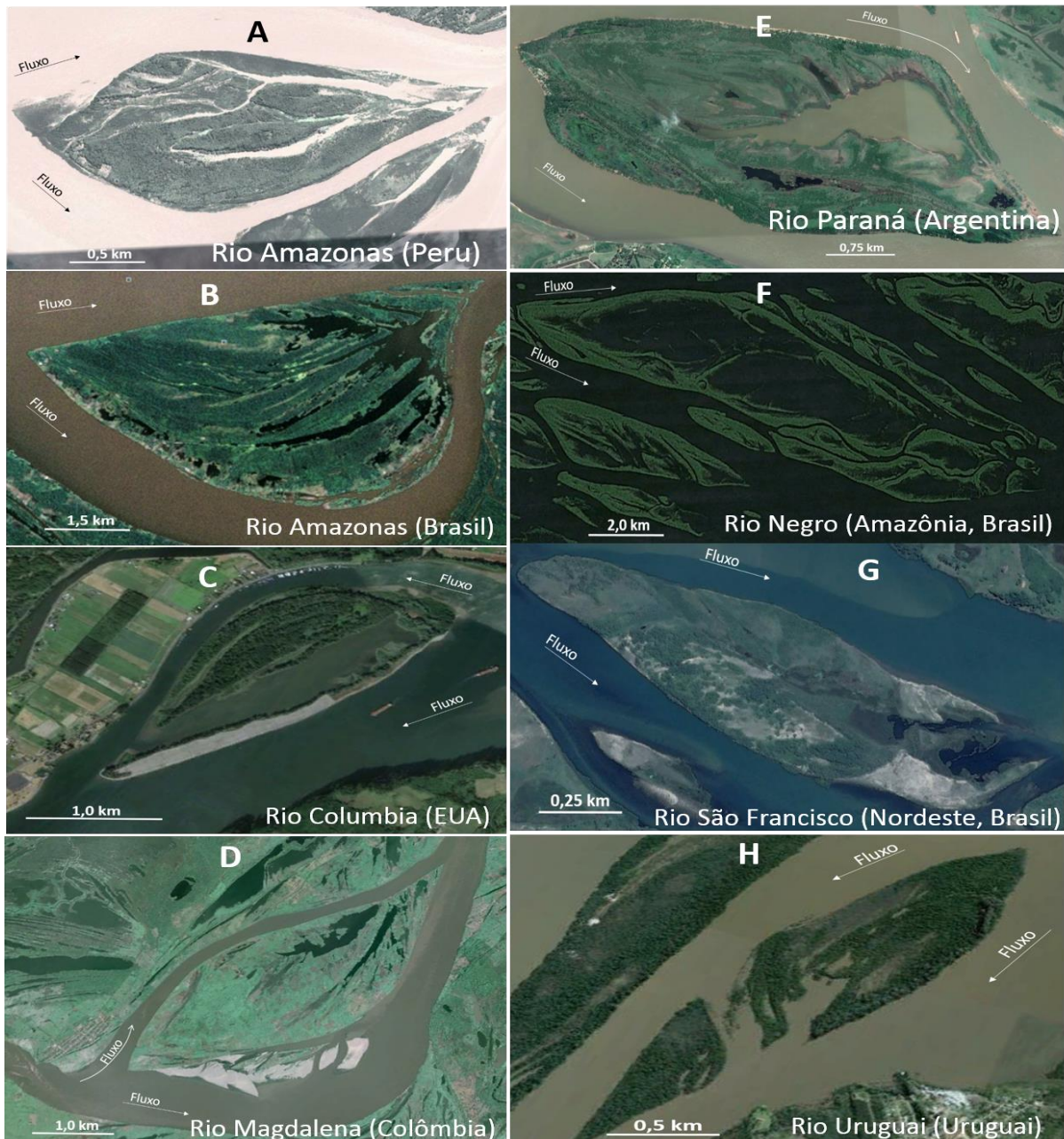


Figura 5.4. Características geométricas das ilhas lago em seus respectivos rios. As ilhas circulares são as que constroem lagos alinhados e alongados, enquanto as alongadas constroem lagos de geometria mais difusa. As figuras A, B, C, D, E mostram exemplos de ilhas lago circulares, e as figuras F, G, H ilhas alongadas (exemplos são os mesmos da tabela 5.1). [Imagem Google™ earth](#), [sensor Spot](#), 2013.

Deste modo, quando um rio adentra um trecho com maior espaço, a potência específica do fluxo decai diretamente proporcional à largura da seção, desta forma iniciando a construção de ilhas com diques laterais dentro do canal, induzindo a redução da largura do canal e aumentando a potência de escoamento.

A formação das ilhas lago decorre de: 1) sedimentação de material no canal por acumulação de formas de leito sobrepostas (cavalgantes), resultando em barras emersas que se estabilizam por consequência da deposição de lama e incorporação da vegetação, e, 2) deposição de barras em “ferradura” e longitudinais (Drago, 1973) no entorno de uma ilha (ilhota) já existente, (Figura 5.5). A evolução da ilha decorre da anexação de barras no entorno de um núcleo pré-existente de modo que o resultado lembra uma forma barcana (Souza Filho, 1993) com extensões de “pseudópodes” no mesmo sentido do fluxo (Figuras 5.5, 5.7). A deposição ocorre de montante para jusante de modo que a parte da frente “montante” retém a maior parte do material transportado, ficando sempre mais alta que a jusante (Figura 5.6). No caso das ilhas lago evoluídas de uma ilhota, a expansão da área se dá através da deposição de barras laterais e a montante formando espaços vazios no interior que resultam de lagos (Figuras 5.4, 5.5).

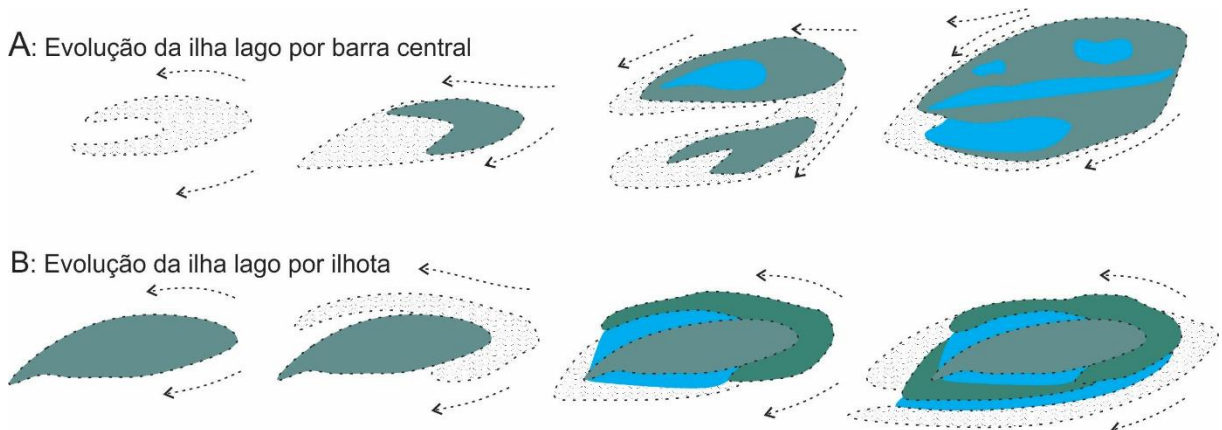


Figura 5.5. Evolução das ilhas lago. A: Formação e evolução a partir de barra central. B: Formação e evolução a partir de uma ilha nuclear. (Adaptado de Drago, 1973).

Alves (2013) constatou que, em águas baixas, a porção frontal (promontório) de uma ilha lago do arquipélago Anavilhanas do rio Negro apresenta até 12 m de altura, e que na parte jusante ao longo dos 16 km dos diques longitudinais a altura é de 2 m (Figura 5.6). Dessa forma, observa-se que na formação da ilha, a parte do promontório recebeu a maior parte dos sedimentos transportados pelo canal, ao passo que os diques mostram uma taxa sedimentar que se reduz gradativamente para jusante, sendo a lagoa (na parte interna) o setor com menor taxa de sedimentação.

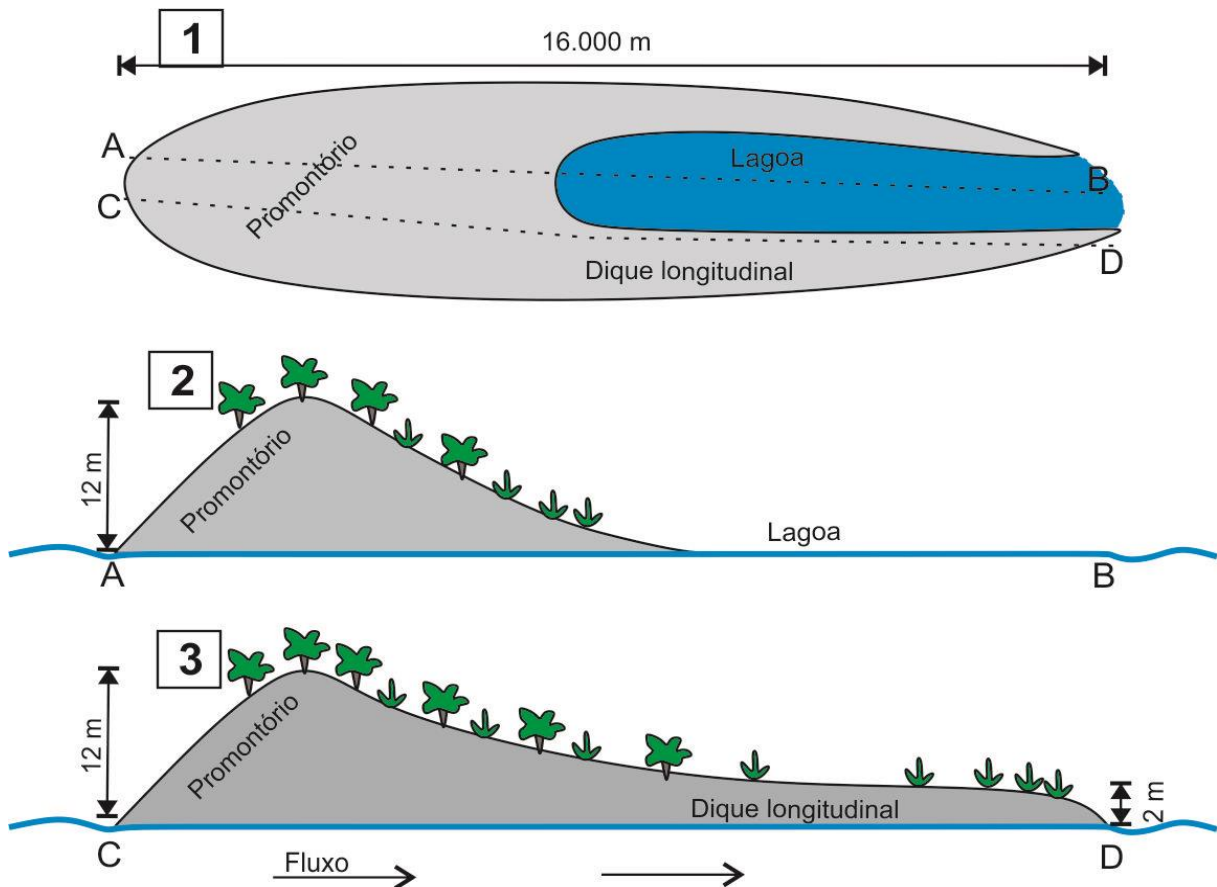


Figura 5.6. Modelo esquemático de ilha lago do rio Negro baseado em medidas de [Alves \(2013\)](#). 1: Planta da ilha e transectos A-B, C-D; 2: Perfil lateral A-B mostrando as áreas do promontório e lagoa; 3: Perfil lateral C-D mostrando as áreas do promontório e dique longitudinal.

O preenchimento da lagoa interna à ilha está condicionado à disponibilidade da carga sedimentar do rio, e a depender desta condição pode demorar muito ou pouco tempo. No caso do rio Negro, devido à ausência de carga suspensa no canal (C_{ss} 5-12 mg/L, [Alves, 2013](#)), as lagoas são profundas e não ocorre a sedimentação, perpetuando esta condição por milênios ([Latrubesse & Franzinelli, 2005](#); [Latrubesse & Stevaux, 2015](#)). Por outro lado, em rios com alta carga sedimentar, como o Paraná na Argentina (C_{ss} 250 mg/L, [Drago & Amsler, 1998](#)), o preenchimento é extremamente rápido, como [Pereira et al., \(2009\)](#) constatou que algumas ilhas do sistema tiveram crescimento de 10 ha/ano em 10 anos. [Drago \(1973\)](#) estudou a ilha del Puerto (550 ha) quando ainda tinha lagoa, e hoje, após 40 anos, é possível verificar que a ilha está quase totalmente preenchida de sedimentos e vegetada ([Figura 5.7](#)).

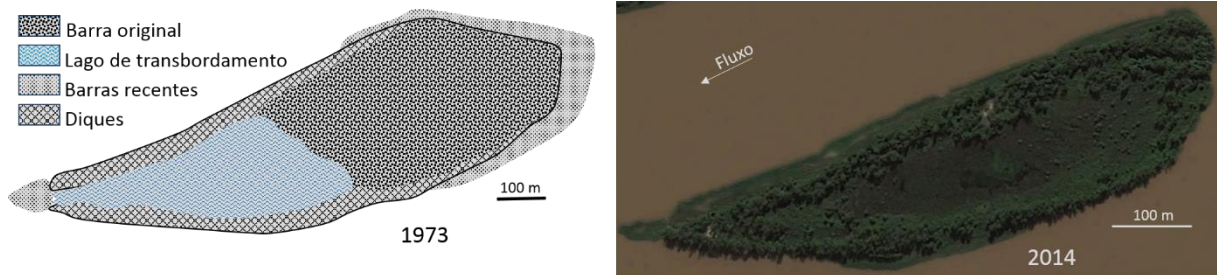


Figura 5.7. Sedimentação da ilha del Puerto: 1) em 1973 (esquerda, [Adaptado de Drago, 1973](#)) e 2) atual. [Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013](#).

Na maioria dos casos, a parte jusante da ilha lago mantém conexão com as águas do canal e é a última área a ser colmatada. Esta morfologia promove uma sedimentação paulatina e totalmente dependente das cheias e da demanda de sedimentos no canal. No caso de rios com disponibilidade suficiente de sedimentos, mesmo as ilhas mais jovens apresentam lagoa de transbordamento rasas, parcialmente preenchidas por sedimentos e/ou áreas pantanosas. Assim, o grau de preenchimento desses corpos de água não necessariamente está ligado à sua idade (permanência), pois em rios de baixa carga sedimentar como o Negro, com ilhas de milhares de anos, as ilhas apresentam lagoas profundas e quase totalmente vazias de sedimentos. O efeito de erosão pode também reduzir o tamanho das ilhas mais antigas. [Reesinsk et al. \(2014\)](#) verificaram que no rio Paraná (Argentina) as ilhas mais jovens eram as ilhas maiores, enquanto que as mais velhas eram as menores que haviam sofrido erosão.

5.4. REGISTRO SEDIMENTAR

A parte interna das ilhas lago é constituída de sedimentos mais finos, como lama, areia muito fina e matéria orgânica da área das lagoas de transbordamento, que recebem sedimentos durante as cheias, enquanto que os diques e promontórios são constituídos de areia fina lamosa. Para que estas ilhas sejam formadas é necessário que o rio disponha de grande quantidade de sedimentos arenosos e lamosos. [Drago et al. \(2013\)](#) constataram que a franca formação destas ilhas no rio Paraná (Argentina) resulta da grande quantidade de lama e areia fina provenientes do rio Paraguai, afluente do Paraná.

Na Argentina onde a atividade de preenchimento de planície e formação destas ilhas pelo rio Paraná é constante, [Pereira et al. \(2009\)](#) constaram que as ilhas mais velhas têm em torno de 150 anos. A planície de inundação deste trecho do rio Paraná é muito alagada e ainda está em processo de formação, o que afeta o canal, que também se encontra em processo de ajustamento através da construção e erosão de margens e ilhas. A grande quantidade de

sedimentos vindo do rio Paraguai promoveu expansão das ilhas em até 10 ha/ano num período de 10 anos (Pereira et al., 2009), quando as ilhas passam a sofrer erosão (Reesink et al., 2014).

A análise da composição sedimentar das ilhas lago deve ser feita a partir da fase de barra submersa, uma vez que a base da sequência do perfil resulta de sedimentação condizente às condições do fluxo no canal, num tempo que a ilha propriamente dita ainda não existia. Neste estágio de formação de macroformas de leito, os sedimentos são compostos de areia grossa a média e, em menor proporção, fina. As estruturas sedimentares são do tipo estratificação cruzada na porção frontal, acanalada e planar (Fácies St e Sp), e “ripples” (Sr) a montante da ilha, podendo ter estratificação acanalada nas partes laterais que darão sequência ao dique lateral (Reesinsk et al., 2014), (Figura 5.8).

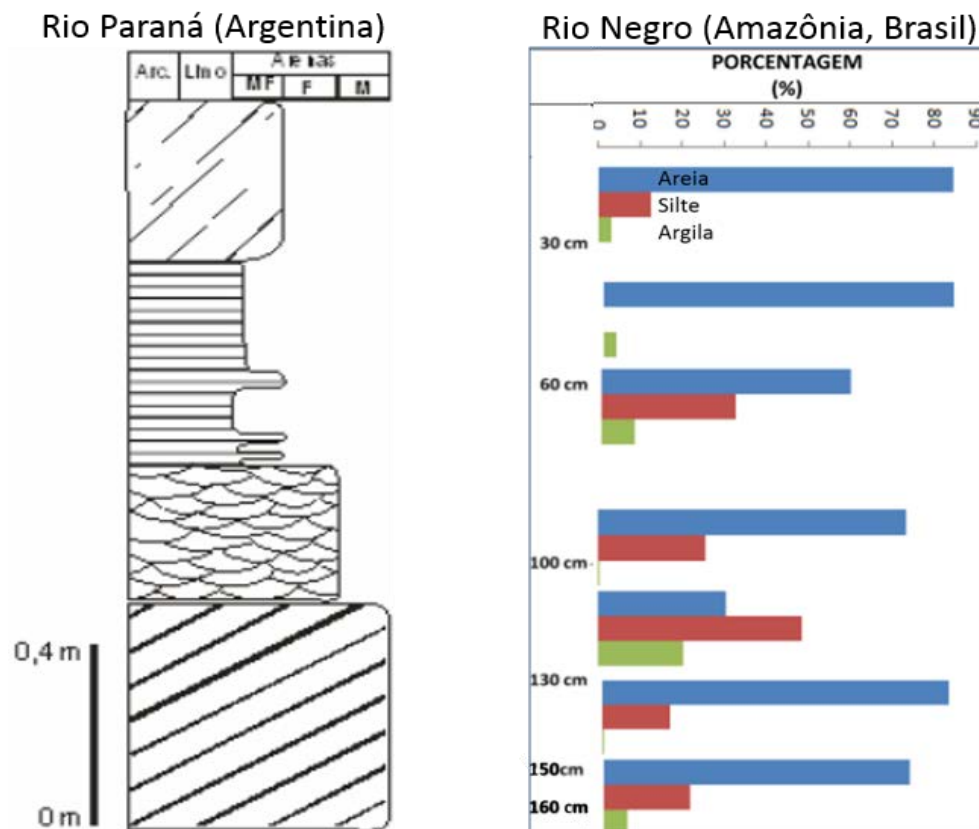


Figura 5.8. Perfil sedimentar dos diques longitudinais de ilhas lago. Esquerda: Composição sedimentar da margem de uma ilha lago no rio Paraná, Argentina (Pereira et al. (2009)); Direita: Composição granulométrica de uma ilha lago do rio Negro (Alves, 2013).

A seguir, já em condição de barra inicia-se a sedimentação da ilha com associações de fácies Sr, Fm, Smo, típicas de dique marginal, com bioturbação por raízes no topo, atestando a cobertura vegetal. Alterações menores no perfil de fácies podem decorrer da presença de areia

mais grossa na sequência de dique, depositada durante eventos de cheias mais expressivas. A passagem dos depósitos arenosos de barra para depósitos lamosos de lagoa (Fácies Fm, Fl e Vm), (Figuras 5.9, 5.10), sem os depósitos de dique é observada no setor da lagoa de transbordamento. Dessa forma, por apresentar dois ambientes bastante distintos, promontório-dique longitudinal e lagoa de transbordamento, o perfil sedimentar da ilha lago pode mostrar-se diferenciado conforme a posição analisada.

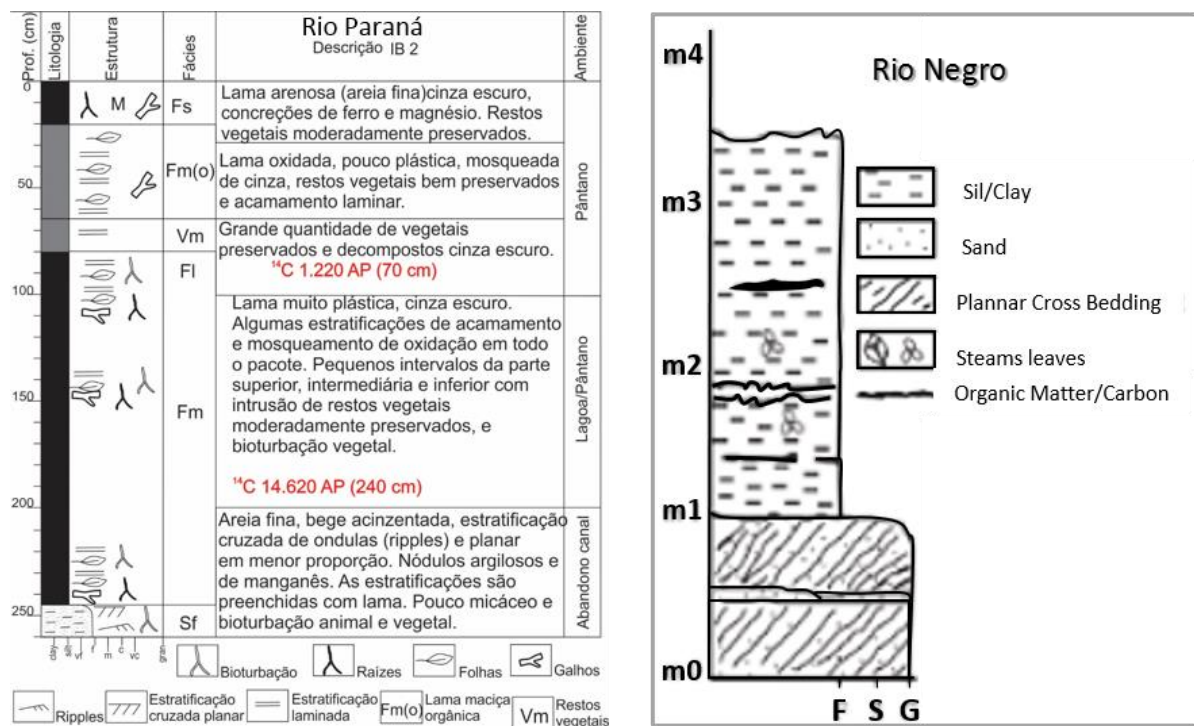


Figura 5.9. Perfis de área central de ilhas lago. À esquerda perfil de centro de paleoilha lago obtido na ilha Bandeirantes (IB-2) na área de estudo e, à direita, perfil de centro de ilha do rio Negro (Latrubesse & Franzinelli, 2005).

No caso do rio Negro (arquipélago Anavilhanas), as ilhas praticamente são formadas do esqueleto que abriga grandes lagos internos de até 7 m de profundidade em época de estiagem (Alves, 2013). Neste segmento do canal, Latrubesse & Franzinelli, (2005) observaram que o esqueleto é constituído predominantemente de areia maciça ou com estratificação cruzada e cascalho, capeados por lama provenientes da Formação Tiquié (Figura 5.9). Os mesmos autores fizeram algumas datações e constataram que a idade das ilhas varia entre 1,0 a 3,6 Ka. Em estudo mais recente no mesmo arquipélago, Alves (2013), descreveu um perfil de 1,70 m de dique longitudinal com textura relativamente homogênea de areia muito fina lamosa a areia levemente lamosa (Figura 5.9). Considerando a baixa disponibilidade de sedimento do rio

Negro ($Q_s = 12 \text{ mgL}^{-1}$), parecem contraditórias as considerações apresentadas acima, de que ilhas lago são formadas em canais com grande quantidade de material transportado. Entretanto, quando [Latrubesse & Franzinelli \(2005\)](#) e [Latrubesse & Stevaux \(2015\)](#) classificam as ilhas do rio Negro, as descreveram como morfologias fósseis, herdadas de um período (provavelmente Holoceno Médio) em que as condições hidrossedimentológicas do rio eram apropriadas à formação dessas ilhas.

Estudos sedimentares para a lagoa de transbordamento são muito raros e se restringem a algumas sondagens realizadas por [Latrubesse & Franzinelli \(2005\)](#) e [Alves \(2013\)](#) em ilhas do arquipélago Anavilhanas (rio Negro). Os primeiros autores descrevem um testemunho no qual os 15 cm basais são constituídos de areia com estratificação cruzada (Sp), tipicamente de canal, enquanto o pacote restante até o topo (245 cm) é composto por sedimentos lamosos com lentes ricas em matéria orgânica ([Figura 5.9](#)). A textura do sedimento é bastante homogênea, variando de lama arenosa a pouco arenosa.

No trecho estudado do rio Paraná, onde estas ilhas estão incrustadas (como paleoilhas) na planície de inundação e nas grandes ilhas de recorte de planície, foram encontrados sedimentos muito antigos. Uma das paleoilhas que representa este antigo sistema de deposição se encontra na planície de inundação com idade de 8.120 anos AP, e outra na ilha Bandeirantes, com datação de 14.620 anos AP. A paleoilha da Bandeirantes apresenta perfil constituído por uma sequência em que na base se tem areia grossa e secundariamente cascalho fino, seguido de um pacote de lama mais ou menos plástica com fragmentos vegetais em alguns intervalos. Uma fácies até agora não relatada, constituída por restos vegetais bem preservados, ocorre intervalada na sequência lamosa. Esta fácies foi denominada neste estudo como “Vm”, e representa o ambiente central da ilha ocupado por intensa vegetação, o qual foi soterramento por ocasião de cheia ou mudança do regime fluvial ([Figura 5.10](#)).

Em síntese, a sucessão vertical de fácies da parte central da ilha lago pode ser descrita e interpretada como: areia grossa/média/fina com estratificação cruzada depositadas no canal (Sm, Sp, Sr, Gm); areia fina lamosa com matéria orgânica da fase de lagoa de transbordamento (Smo, Sm); lama arenosa (areia fina/muito fina) podendo ser laminada com matéria orgânica da fase lagoa fechada (Fm, Fl, Fmo); lama arenosa (areia fina/muito fina) com depósitos de restos vegetais (Vm) da fase de pântano); e pedogênese incipiente sobre lama e areia fina com presença de raízes e bioturbação de raízes (fase terrestre), ([Figura 5.9](#)).

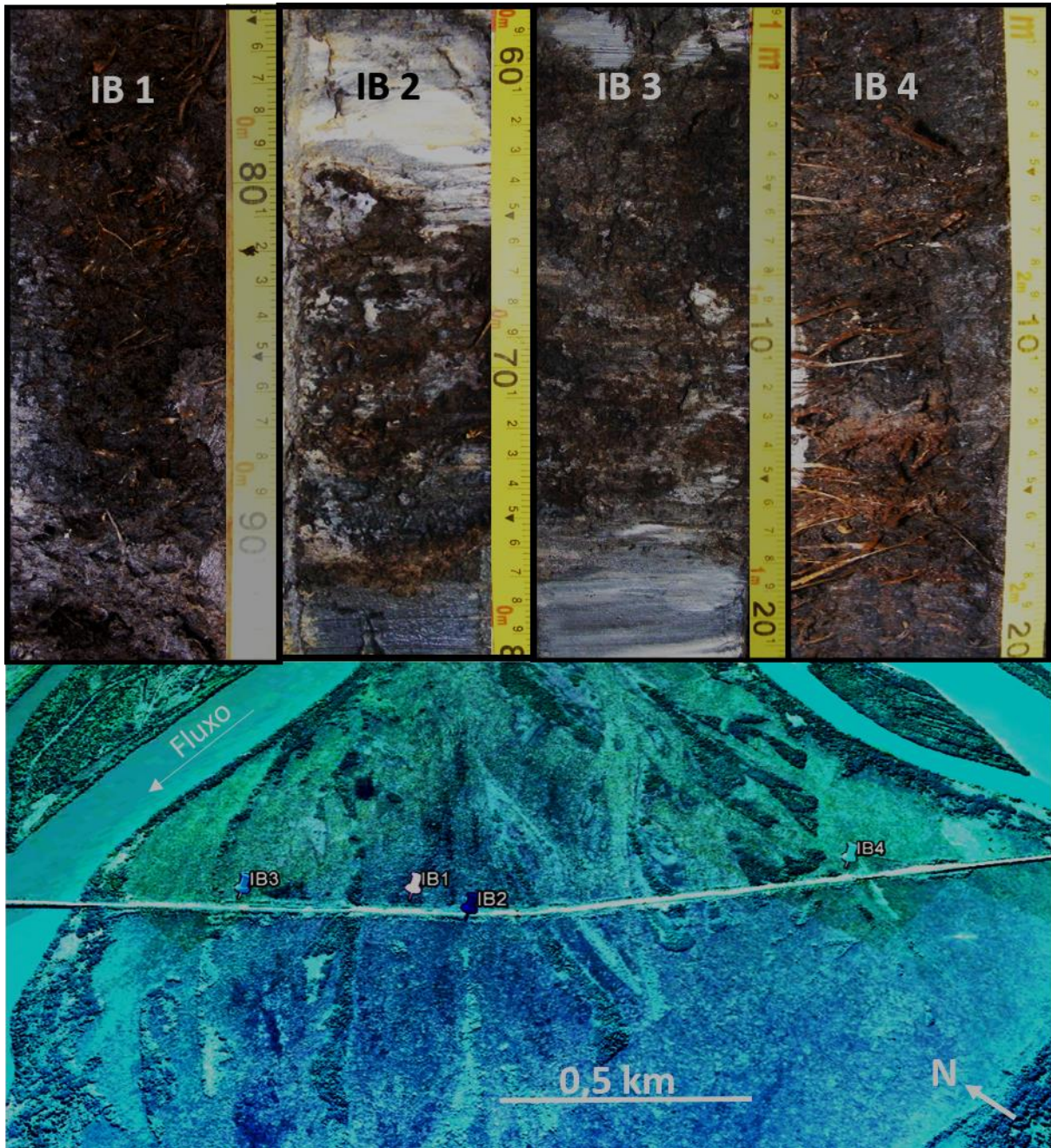


Figura 5.10. Fácies Vegetação maciça (Vm): vegetação maciça encontradas na sequência de perfurações (IB3, IB1, IB2, IB4) da ilha Bandeirantes. Imagem GoogleTM earth, sensor Spot, 2013.

5.5. DISCUSSÃO

Os estudos sobre a hidráulica formativa das ilhas lago, bem como outros modelos derivados de processos intra-canal ou extra-canal, ainda são em pequeno número na literatura de geomorfologia fluvial. Os primeiros estudos (Latrubesse & Franzinelli, 2005; Latrubesse & Stevaux, 2015; Alves, 2013) sugerem que estas ilhas se desenvolvam em canais com alta razão

w/d de modo a permitir que o fluxo ganhe eficiência (Huang & Nanson, 2007; Jansen & Nanson, 2004; Gon, 2013). A geração da ilha decorre da falta de capacidade de transporte do canal, que resulta na formação de barras emersas através da sobreposição das formas de leito em uma barra de aspecto “barcana” pseudópode. Essa condição é observada em todos os tipos de ilhas formadas por processos intra-canal (Nanson, 2013).

A dinâmica de formação das ilhas lago pode ser comparada ao princípio dos deltas que têm duas funções: manter um ou mais canais para eficiência do escoamento, e depositar material transportado. No caso do delta, o padrão unicanal se converte para multicanal distributário em um sistema aberto, enquanto que para o padrão fluvial das ilhas lago, o padrão do canal também se abre formando um sistema multicanal “distributário”, mas confinado, em que pode variar a quantidade de canais para mais ou menos e também voltar a ser canal único em trechos menores. Na subdivisão do canal a própria morfologia do promontório das ilhas lago é bastante semelhante ao da frente deltaica proximal, com fluxos divididos que vão formar o esqueleto das ilhas e os canais distributivos deltaicos (Figura 5.11).

Aparentemente, os canais que desenvolvem este tipo de ilha são relativamente jovens e ainda estão em fase de acomodação dos sedimentos e construção do melhor caminho de escoamento, visto que o rio Paraná (Argentina) apresenta predominantemente este tipo de ilha, e a planície ainda não está preenchida.

A geometria destas ilhas é resultante da habilidade que o canal desenvolveu para economizar energia e aumentar sua potência através da deposição do material de fundo e criação de obstáculos (ilhas) capazes de armazenar águas no seu interior (lagos). O rio Negro é tido como exemplo do desenvolvimento de ilhas ocas com lagos imensos e profundos, assim conseguindo o mesmo resultado de rios anabranches constituídos por ilhas sólidas e completas. Neste sentido, a construção deste tipo de ilha no canal é indicativa de déficit energético do fluxo, para o qual o canal reduz sua largura com a formação de ilhas, que são construídas primeiramente ocas, para posteriormente serem preenchidas paulatinamente.

No caso do Alto rio Paraná, estas ilhas se formaram em tempo que o canal era largo e dispunha de mais sedimentos que atualmente. Medido da margem esquerda formada pelo paredão do arenito da Fm. Caiuá, até a outra borda da planície de inundação atual, onde se observam ocorrência de paleoilhas lago, o canal do Paraná deveria ter entre 7 e 11 km, ou seja cerca de 40% mais largo que o atual. Esta largura é muito parecida com rio Paraná, na

Argentina, onde o canal é predominantemente largo (entre 5 e 11 km), tem grande disponibilidade de sedimentos, e forma muitas ilhas lago.

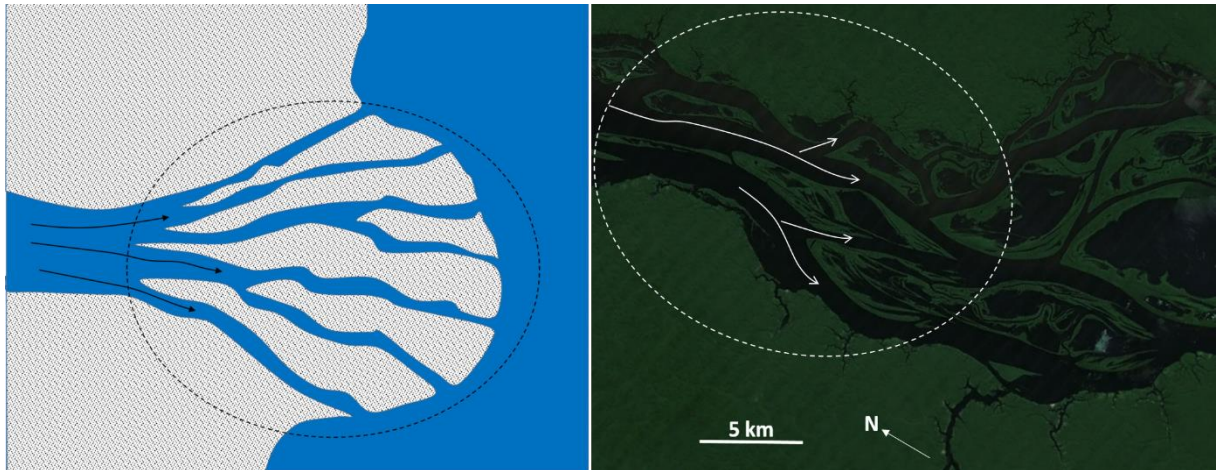


Figura 5.11. Dinâmica comparativa da formação de ilhas lago em canais fluviais com os deltas. Notar a multiplicação dos canais, que no caso dos deltas, o sistema unicanal torna-se multicanal distributário, e no caso fluvial este padrão torna-se multicanal confinado. Fonte: Esquerda: Mod. <http://greenfieldgeography.wikispaces.com/IGCSE+Rivers+and+GCSE+Rivers>, Direita: Imagem GoogleTM earth, sensor Spot, 2013.

Os depósitos reliquiais de ^{14}C 18.000 AP em meio ao padrão geomorfológico que a ilha lago foi constituída, a ^{14}C 14.620 anos sugere que no Pleistoceno estiveram atuando condições semelhantes ao atual rio Paraná na Argentina. E o padrão atual, sem mais as formações de ilhas lago, se iniciou por volta do Optimum climático, mencionado por [Stevaux \(1994, 2000\)](#).

5.6. CONCLUSÃO

Este estudo apresenta a primeira análise morfo-sedimentar de ilhas lago, além de discorrer sobre sua importância na formação do padrão anabranching em rio de grande porte. As ilhas lago são geoformas constituídas de um esqueleto de diques marginais (frontal e lateral) com desenvolvimento de lagoas no interior. A geometria em planta destas ilhas corresponde a ocelos circulares ou alongados, sendo que em perfil lateral a parte montante é bem mais alta que a jusante, e em perfil transversal é côncava e lembra uma bacia. A frente das ilhas e os diques laterais são formados por areia lamosa e desenvolve vegetação de áreas secas, enquanto a parte central é composta de lago geralmente raso com vegetação correspondente a áreas alagadas, mas pode ser profundo. A área interna, de lago, tem conexão com o canal a jusante em parte de sua existência. Se a demanda de sedimentos no canal for suficiente, a sedimentação

do lago é certa, mas é lenta e paulatina, de modo que, quanto mais jovem for a ilha, maior a conexão do lago com o canal. A tendência do lago é ser preenchido de sedimentos durante as cheias, no entanto, se o rio não tiver sedimento suficiente, as ilhas permanecem abertas por milênios, como é o caso do rio Negro.

A formação das ilhas lago é decorrente do processo do canal que precisa ganhar potência para escoar. Como outros tipos de ilhas, a implantação da ilha lago é uma estratégia do canal para confinar o fluxo e ganhar mais potência. Mas diferente das outras ilhas totalmente sedimentadas, neste caso, em que o sistema (canal e planície) está em fase de ajustamento e não conseguem dar conta de um preenchimento efetivo, os canais são obrigados a desenvolver ilhas parcialmente ocas para conseguir o mesmo resultado.

O processo de formação da ilha lago pode ser de duas maneiras: 1) através de uma barra central com formato de barcana, ou 2) através de outra ilha. Quando se desenvolve através da barra central fica evidente desde o início a ausência de sedimentos da parte central onde se desenvolve o lago. E quando evolui a partir de outra ilha, geralmente ilhotas, a formação dos lagos é consequência de um intervalo entre a ilha e as barras arenosas que podem ser depositadas na lateral, montante ou jusante. A quantidade de lagos no interior da ilha pode variar de acordo com a quantidade de barras arenosas depositadas no elemento inicial (barra central ou ilhota).

Este tipo de ilha se desenvolve em sistemas fluviais que estão em fase de construção da planície aluvial. Os rios que apresentam estas ilhas ainda estão em fase de preenchimento da planície de inundação, buscando padrão mais eficiente para o balanço hidro-sedimentar. Assim, a ilha lago é um modo eficiente de reduzir a largura do canal sem demandar tanto sedimento que por sua vez pode ser empregado na construção da planície de inundação. A morfologia da ilha lago varia conforme a característica do trecho em que se desenvolve. A razão comprimento/largura dos canais é baixa para as ilhas de maior circularidade e alta para as alongadas.

A sedimentação da ilha lago ocorre de montante para jusante, e esta situação resulta numa acumulação permanente na parte frontal gerando perfil lateral bem mais alto a montante que a jusante. Dada a carência de informações mais detalhadas de sedimentação e de hidráulica, estudos de imagem de satélite foram bastante importantes para o entendimento deste tipo de ilha, assim como os trabalhos pioneiros de [Latrubesse & Franzinelli \(2005\)](#), [Alves \(2013\)](#), [Latrubesse & Stevaux \(2015\)](#) para o rio Negro, [Drago \(1973, 1976, 1981, 1984, 1989\)](#); [Drago](#)

et al. (1988, 1998, 2013) no rio Paraná da Argentina e Leli (nesta tese) para o trecho do Alto rio Paraná no Brasil. Diante desse quadro foi possível estabelecer uma sequência de deposição para os sedimentos da ilha, bem como modelos de fácies que puderam ser comparados nos diferentes casos apresentados.

Dois modelos são aplicados aos depósitos da ilha conforme sua posição. Nos diques longitudinais e promontórios do Paraná, os depósitos basais arenosos de canal com fácies de areia grossa a média e cascalho (Sm, Sp, Sh, Gm) são superpostos por fácies de areia fina a muito fina lamosas (Sm, Smo, Lm) de diques marginais. Já na posição central da ilha, as fácies refletem primeiramente a formação da lagoa de transbordamento assentada sobre antigos depósitos de canal, e que para o topo, segue uma sequência contínua de terrestrialização. Assim, sobre fácies arenosas de canal, seguem fácies lamosas de lagoa (Fm, Fl, Fmo), fácies lamosas de pântano (Lmo, Lm, Vm), e ao final material lamoso com indícios de pedogênese.

Pela primeira vez a fácies restos vegetais (Vm) foi reconhecida. Esta fácies é constituída de muito material vegetal como restos de folhas e fragmentos de ramos, indicando um ambiente de pântano ocupado por densa vegetação que sofreu cobertura rápida de sedimentos decorrentes de grandes cheias. Fácies com fragmentos vegetais são bastante comuns em depósitos fluviais, tendo sido primeiramente descritas por Stevaux (1994) e Santos & Stevaux (2000) como finos com matéria orgânica (Fmo) e areia com matéria orgânica (Smo). A nova fácies agora apresentada difere das anteriores por ser constituída exclusivamente de restos vegetais em espessura superior às delgadas camadas que normalmente aparecem nos modelos fluviais.

A longevidade das ilhas lago pode variar e depende da estabilização do canal. No rio Negro, que está encaixado e não tem sedimento suficiente para completar o preenchimento destas ilhas, as datações indicam que as ilhas existem desde 3.600 AP (Latrubesse & Franzinelli, 2005). Este sistema parou o preenchimento das ilhas e ao mesmo tempo “congelou” o sistema insular, onde o fluxo não causa deposição, nem erosão, nas ilhas (Latrubesse & Franzinelli, 2005; Latrubesse & Stevaux, 2015). Por outro lado, o rio Paraná, Argentina, apresenta ilhas muito jovens com datações de até 150 anos. Neste trecho do rio Paraná existe grande quantidade de sedimentos provenientes do rio Paraguai, o que contribui para a formação e evolução das ilhas lago da região (Reesinsk et al., 2014).

O Alto rio Paraná não apresenta ilhas lago ativas, entretanto, é possível fazer uma analogia comparativa com o rio Negro por se tratar de dois sistemas fluviais que apresentam ilhas lago “fósseis”. No caso do Negro, as ilhas lago foram formadas no Holoceno Médio-

Superior e hoje estão presentes no canal como elementos “congelados” sem dinâmica de erosão ou sedimentação, testemunhando uma outra dinâmica do canal que atuou a 3.600 AP (Latrubesse & Franzinelli, 2005). No caso do Alto Paraná, as ilhas lago também foram formadas em outro período que o canal tinha outra dinâmica diferente da atual. Neste canal as ilhas foram formadas desde o Pleistoceno Superior até o Holoceno Superior, entretanto, diferente do rio Negro, o Alto rio Paraná migrou para a esquerda e deixou as ilhas lago incrustadas na planície de inundação. Assim, as ilhas lago que outrora fizeram parte do Alto rio Paraná, atualmente podem ser reconhecidas na planície de inundação como paleoilhas lago e testemunham um passado em que o canal tinha uma dinâmica diferente da atual.

6. GÊNESE E EVOLUÇÃO DA PLANÍCIE ALUVIAL DO RIO PARANÁ, BRASIL

6.1. INTRODUÇÃO

Planícies de inundação são áreas adjacentes ao canal de um rio construídas por processos fluviais atuais e pretéritos e que recebem água e sedimento do canal durante as inundações. [Thomas & Goudie \(2000\)](#), baseados em [Nanson & Croke \(1992\)](#) afirmaram que a planície de inundação é formada por três processos principais: acreção lateral, deposição de desborde (“overbank”) e acreção de rio entrelaçado, que podem ser observados em diferentes sistemas fluviais. Contudo, os autores não incluíram especificamente a formação de planície de inundação em rios “anabranching”, cuja gênese envolve outros processos além daqueles mencionados. Nestes sistemas as planícies são geralmente amplas e, ao contrário dos outros tipos de rios, apresentam sequência sedimentar que varia de acordo com a natureza dos processos de multicanalização dos canais (intra- ou extra-canal, [ver capítulo 3](#)), das condições tectônicas que afetam a planície aluvial (velocidade e intensidade de subsidência) e da disponibilidade e características da carga sedimentar transportada. Por outro lado, dada a natureza multicanal do rio, as planícies de inundação podem se posicionar não apenas lateralmente ao canal, mas dentro do canal, entre canais secundários, exercendo uma função mista de ilha e planície, como já foi descrito no Alto rio Paraná por [Souza Filho \(1993\)](#) e [Stevaux \(1993\)](#), e posteriormente por [Latrubesse & Franzinelli \(2005\)](#), [Alves \(2013\)](#) e [Latrubesse & Stevaux \(2015\)](#) para as planícies controladas do rio Negro.

A utilização do sensoriamento remoto nas últimas décadas veio contribuir decididamente para os estudos das grandes planícies de inundação ([Lewin & Ashworth, 2014](#)). As imagens fornecem dados para análises morfológicas e temporais ([Rozo et al., 2005, 2012](#)), além da dinâmica de transporte e transferência da carga suspensa do canal para a planície pela correlação entre reflectância da superfície fluvial e dados oriundos de estações fluviais ([Montanher et al. 2010, 2014](#); [Villar et al., 2012, 2013](#); [Park & Latrubesse, 2014](#); [Lewin & Ashworth, 2014](#)). Menos comuns são os estudos baseados em dados levantados no campo, entre os quais abordam, a sedimentologia e taxas de sedimentação da planície de inundação nos rios Upper Columbia (Canadá), e Alto rio Paraná, Brasil ([Abbado et al. 2005](#); [Stevaux & Souza, 2004](#)); rompimento de diques e formação de deltas de planície, no Paraná, Argentina ([Ramonell et al., 2011](#)), sedimentação no rio Magdalena ([Smith, 1986](#)), e também, em planície complexa como a do rio Brahmaputra ([Sarma, 2005](#)). Ao contrário das contrapartes de rios unicanais, as planícies de sistemas anabranching apresentam grande complexidade na forma, dinâmica e

idade (Dunne & Aalto, 2013), incluindo o desenvolvimento de corpos de água lóticos e lênticos de natureza e conectividade variada (Stevaux et al., 2013). Os sistemas lóticos constituem as drenagens superficiais de escoamento decorrentes de inundações ou canais de rompimento de diques (Paira & Drago, 2006; Stevaux et al., 2013; Lewin & Ashworth, 2014), drenagens de passagem (by pass) de água do canal por rios multicanais secundários (Latrubesse & Stevaux, 2015), drenagens de tributários menores que são capturados pela planície e nela se desenvolvem com características particulares como a formação de barras de pontal (Fortes et al., 2005; Drago, 1976; Paira & Drago, 2006) e sistemas deltaicos que preenchem grandes lagos da planície (Ramonell et al., 2011). Os sistemas lênticos variam de forma e tamanho (Paira & Drago, 2006), sendo gerados por oclusão de canais ou pela geração de grandes bacias de inundação ocasionadas pela agradiação do cinturão do canal (Richards, 1982; Anderson et al. 1996; Bayer, 2010; Assine & Silva, 2009; Lewin & Ashworth, 2014).

Estudos sobre a gênese e a composição sedimentar da planície de inundação são mais comuns na literatura (Nanson & Croke, 1992; Makaske et al., 2002; Wójcicki & Marynowski, 2012; Dunne & Aalto, 2013). Na área deste estudo Souza Filho (1993) e Kramer (2004) realizaram mapeamento e classificação das formas da planície, com a identificação de canais secundários ativos, ou intermitente, paleobarras, diques marginais e paleodiques, e lagoas conectadas ou não aos canais que percorrem o ambiente. Posteriormente Stevaux & Souza (2004) por meio de testemunhos de sondagem determinaram a contribuição volumétrica de sedimento desses ambientes na construção da planície. Os referidos autores calcularam que a planície da margem direita do Alto rio Paraná, próximo ao município de Porto Rico, PR é constituída predominantemente de 51,6 % de sedimentos de depósitos de canais, 33,8 % para os pântanos e leques de rompimento, 8,6 % para os depósitos de lagoa, 3,6 % canais abandonados, e 2,3 % para os diques marginais. Os autores afirmaram que a planície teria se formado entre 6 a 7 ka AP por ocasião das mudanças hidrológicas ligadas ao Optimum climático (ca. 7.500-8.000 anos AP). Uma última grande avulsão teria ocorrido entre 3 a 2,8 ka AP, quando o rio adquiriu sua planiforma atual. Contudo, em análises de imagens de satélite, fotografias aéreas e levantamento de campo foi constatado a existência de morfologias complexas que vão além das abordadas pelos autores mencionados. A recém descrita ilha lago (Leli nesta tese) parece ter sido uma das principais geoformas formadora da planície, o que modificaria não apenas os modelos até hoje utilizados como também estenderia sua idade de formação.

Nogueira Jr. (1988), Stevaux (1993) e Santos (1998) encontraram os depósitos mais antigos do sistema do Alto rio Paraná com idades acima de 40 ka no terraço Boa Vista e sedimentos de canal a mais de 10 m de profundidade e interpretaram como sedimentos de um antigo sistema entrelaçado. Considerando a longa permanência destes sedimentos para depósitos de antigos processos de canal, é considerado relevante entender como funciona o processo de deposição do sistema atual da planície de inundação. Assim, o objetivo deste estudo parte das premissas: a) a gênese da planície de inundação do rio Paraná está ligada a ocorrência de ilhas lago que lhe impuseram não apenas a morfologia mas também o modelo sedimentar, e b) este processo iniciou-se anteriormente à idade que atualmente lhe é atribuída. A contribuição deste estudo, portanto, reflete-se na formulação de um modelo genético e de sedimentação para a planície de um grande rio *anabranching*, como também na cronologia de sua formação, cujos resultados levam a um novo paradigma na idade desse sistema fluvial.

6.2. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo compreende 235 km do sistema fluvial do Alto rio Paraná, Brasil, entre as barragens de Porto Primavera e remanso do lago de Itaipu. No trecho estão contidos o canal anabranching do rio Paraná, a planície de inundação, e na margem direita os terraços Boa Vista e Taquaruçu (Figura 6.1, Tabela 6.1), (Stevaux, 1994; Sallum et al. 2007; Fujita, 2014).

Tabela 6.1. Síntese da gênese, composição e idade dos terraços do vale aluvial do Alto rio Paraná.

Terraço	Descrição	Composição	Idade	Altitude, (Altura)* (m)
Taquaruçu	Superfície ocupada por centenas de lagoas de tamanhos variados (dezenas a milhares de metros diâmetro) e formas variadas, originadas provavelmente por processos de eluviação (Fontana, 2009).	Areia médio a muito grossa, com argila e grânulos dispersos de coloração avermelhada, sotoposto a um pacote de 1 a 5 m de conglomerado intensamente ferruginizado.	Pleistoceno Superior	250 – 280 *(24)
Fazenda Boa Vista	Compreende uma faixa de 126 km de comprimento por uma variação de 7 até 14 km de largura de área pantanosa com capoeiras de mata arbórea, esparsamente distribuídas e algumas drenagens que lhe atravessam transversalmente. Origem aluvial entrelaçado, sendo um remanescente do antigo rio Paraná (Nogueira Jr., 1988; Stevaux, 1998). Apresenta uma faixa arenosa de origem eólica (Parolin & Stevaux, 2006), denominada Fazenda Boa Vista Alta (Stevaux 1993; Fujita 2014) na margem com a planície de inundação com altura de 5 a 10 m acima da planície Fazenda Boa Vista.	Areia média a grossa localmente cascalhosa e esparsos níveis argilosos com depósito turfosos ao longo das drenagens que o cortam. A sequência assenta-se sobre um nível de conglomerado ferruginizado semelhante ao descrito na unidade anterior.	40 – 42 ka A.P	230 – 250 *(5 – 10)

(*) Altitude acima do nível do mar e altura acima do nível médio do rio

A *planície de inundação* desenvolve-se quase totalmente na margem direita do rio numa faixa de 125 km de comprimento por até 9 km de largura. Neste trecho estão contidas várias geoformas como canais de várias dimensões ativos e intermitentes, lagoas, pântanos, áreas altas e diques marginais com leques de rompimentos. Algumas destas morfologias como as paleoilhas e paleobarras foram interpretadas como relíquias abandonadas pelo antigo canal do rio Paraná por [Nogueira Jr. \(1988\)](#), [Souza Filho \(1993\)](#) e [Stevaux & Souza \(2004\)](#) que também aferiram a idade destes ambientes como tendo cerca de 2.850 anos A.P. Os últimos autores também classificaram esta planície como do tipo *orgânico*, com potência específica entre 10,2 a 12,5 Wm⁻², usando como critério a classificação de [Nanson & Croke \(1992\)](#).

Na margem esquerda a planície é menos expressiva e apresenta-se fragmentada, a não ser por um trecho de 57 km de comprimento e 3 de largura na região da ilha Grande (trecho mais jusante da área estudada). No entanto, a ilha Grande também funciona como planície de inundação nas cheias de “bank full” e a contar com esta superfície, o tamanho da planície de inundação do trecho jusante é compatível com o tamanho da planície do trecho montante.

O *canal do rio Paraná*: na estação fluviométrica de Porto São José (trecho montante da área estudada), o canal tem vazão média de 9.000 m³s⁻¹ (para o período de 1964 a 2012) com extremos de 33.000 e 2.500 m³s⁻¹ registrados em 1982 e 1969 respectivamente. O padrão de canal é tipicamente “anabraching” composto por 265 ilhas de diferentes tamanhos, formas, gêneses e idades ([Leli nesta tese](#)) que dividem o fluxo em até seis canais secundários. As barras arenosas são inúmeras e formadas nas áreas centrais ou marginais do canal, e marginal ou frontal às ilhas. Em trechos onde o canal é mais largo, as barras são centrais ao canal, do tipo linguóide, formadas em sentido ligeiramente oblíquo ao canal por causa do fluxo divergente, por outro lado, em trecho onde o canal é mais retilíneo e o fluxo é melhor direcionado, é comum encontrar as barras formadas por deposição lateral às ilhas e margens do canal.

6.3. MORFOLOGIA E CARACTERIZAÇÃO DA PLANÍCIE ALUVIAL

A planície de inundação do trecho estudado pode ser dividida em duas categorias de acordo com sua posição em relação ao canal, ([Figuras 6.1](#)).

- 1) *Planície adjacente ao canal*, que se desenvolve lateralmente, às margens do canal, podendo ser contínua ou descontínua e configura uma área total de 833 km². A maior destas planícies tem 125 km de extensão, variando até 9 km de largura e 561 km² de área, e fica na margem direita e parte superior da área estudada (entre os rios Parapanema e Ivaí), ([Figura 6.2](#)).

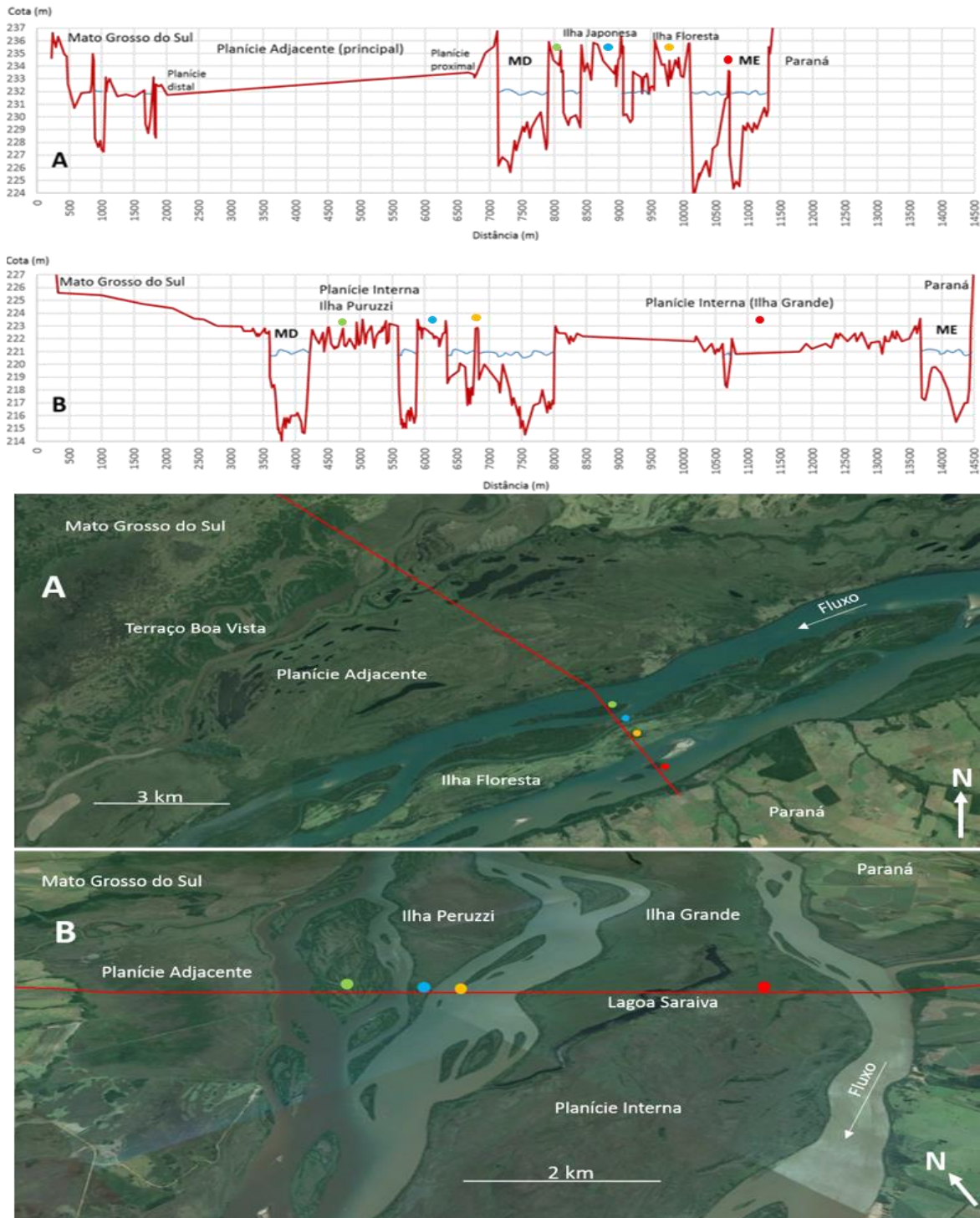


Figura 6.2. A: Inclinação da planície adjacente mostrando a planície distal como bacia de decantação. Localização: Trecho Superior. B: Relevo côncavo da planície interna ao canal mostrando a bacia de decantação na parte interna da ilha. Localização: Trecho Inferior.

Este trecho de planície adjacente além de ser o maior, também é o mais completo no sentido de conter elementos geomorfológicos ativos ou reliquiais. Situa-se entre as altitudes 240 m e 234 m, com uma inclinação geral paralela ao perfil longitudinal do rio de $4,8 \text{ cm.km}^{-1}$

¹, e no sentido perpendicular ao perfil longitudinal do canal configura uma inclinação secundária de aproximadamente 2 m de desnível para uma distância de 5 km entre a planície proximal e distal (Figura 6.2).

As variações do relevo da planície podem chegar a 3 m, mas a faixa que define o dique marginal do canal apresenta variação de 2 a 6 m em nível médio do canal (Nogueira Jr., 1988; Souza Filho & Stevaux, 2004; Santos, 2005). Os relevos negativos da planície, conforme a classificação de Lewin & Ashworth, (2014) são constituídos por pântanos, lagoas e canais de diferentes formas e origem. Dependendo da altura do dique marginal e da distância que os elementos de relevo negativo se encontram das margens do canal, podem ter conexão direta com o canal, principalmente em tempo de cheia (Figura 6.3).



Figura 6.3. Lagoa São João de planície adjacente conectada ao Paraná. Em detalhe, entrada de água com sedimento suspenso do rio Paraná na lagoa em ocasião de cheia. Abaixo: Imagens [Google™ earth, sensor Spot, 2013](#) da lagoa em condições de dinâmica autóctone (vazante do Paraná), e 2003 da lagoa recebendo águas carregadas de sedimento suspenso do Paraná em condições alóctone (cheia do Paraná).

Os relevos positivos, por sua vez, são formados principalmente pelos diques marginais e por elementos herdados como paleodiques, paleobarras e paleoilhas (Figura 6.4). Estas geoformas podem ser recobertas por sedimentação através da recorrência das cheias, mas, por

outro lado, podem ser balisadoras do escoamento de inundação e ser agentes geradores de novos relevos negativos pela formação de canais secundários, ou depressões locais.

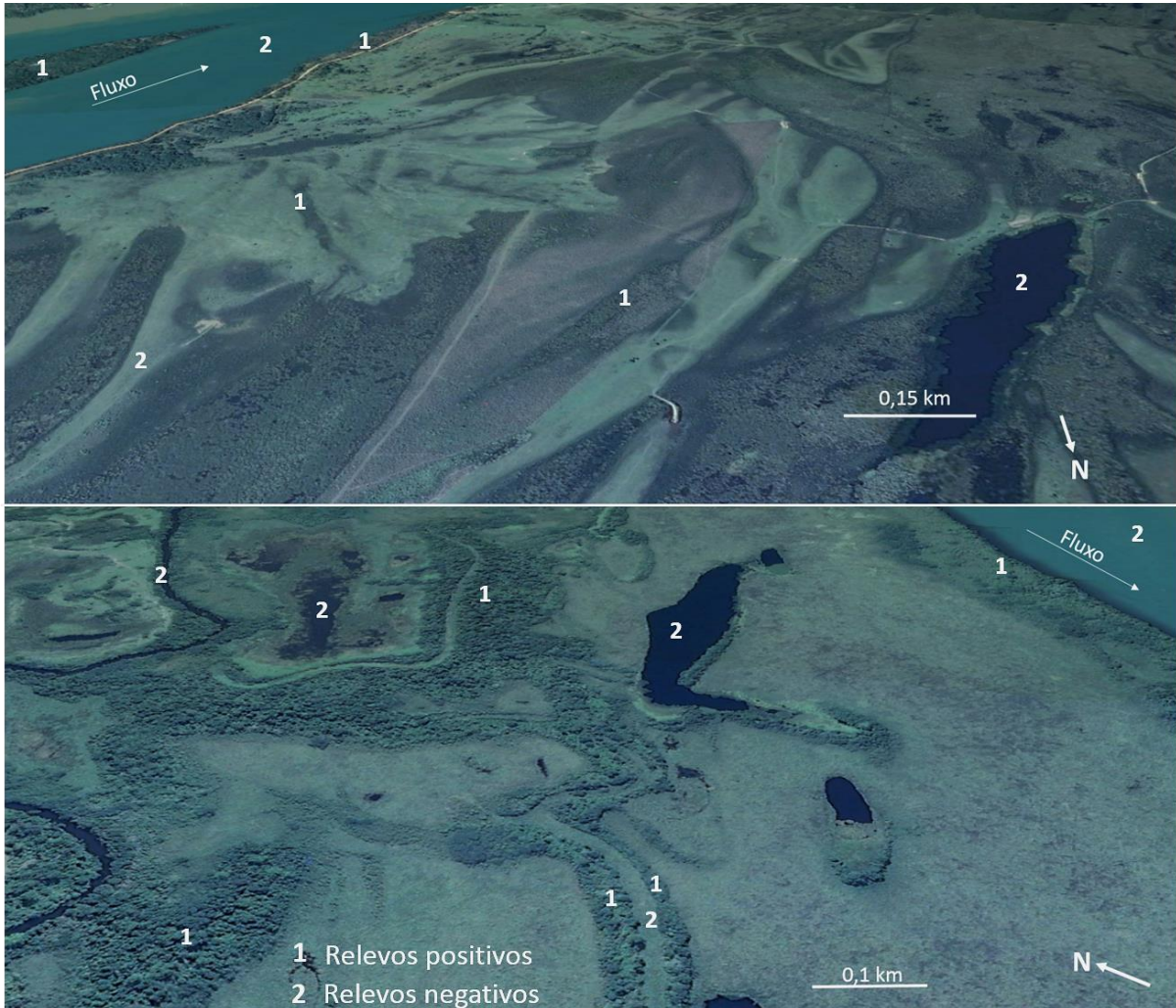


Figura 6.4. Relevos Positivos: Ilha, dique, depósito de rompimento de dique, paleodique, e paleobarra. Relevos Negativos: Lagoas, pântanos, canal Paraná, canal secundário, paleocanal e leque de rompimento. Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013.

Na margem esquerda do canal, na parte inferior da área estudada (paralelo à ilha grande) ocorre outra planície de inundação adjacente contínua, entre as altitudes 231 m e 224 m com inclinação geral de $9,7 \text{ cm.km}^{-1}$, e área total de 147 km^2 . Além dessas duas grandes planícies contínuas, existem vários pequenos fragmentos dispostos em ambas margens do trecho estudado (Figura 6.1). A área total destas planícies somam 272 km^2 e suas formações se devem principalmente às anexações de barras marginais como no caso do trecho superior estudado por (Stevaux, 1993, 1994), e a associação de barra de desembocadura e anexação de barras marginais como no caso do trecho da foz do rio Ivaí estudada por Morais et al., (2012).

2) *Planície interna ao canal*, formadas pelas grandes ilhas de avulsão (Bandeirantes, Grande e Peruzzi) na parte mais baixa da área estudada. Este tipo de planície ocorre num trecho de 103 km, entre as altitudes 233 m a 222 m, com inclinação de 9 cm.km^{-1} , e área total de 548 km^2 sendo 464 km^2 somente da ilha Grande. Por sua extensão, funcionamento hidráulico e ecológico (tem a mesma altura em relação ao nível médio do rio), estes elementos são considerados planícies de inundação e não simplesmente ilhas como as centenas de outras encontradas no trecho (Ver capítulo 3). Como nas planícies adjacentes, é desenvolvido diques marginais que circundam a ilha dando-lhe uma morfologia levemente côncava em forma de prato ou bacia (Figura 6.2). Enquanto a planície adjacente apresenta as hierarquias morfológicas de proximidade do canal como: dique, planície proximal e distal, no caso da intra-canal tem-se o dique, planície proximal e o encontro das planícies distais no centro da ilha, o que lhe configura o embaciamento da área central. Neste caso, a tendência de alguns elementos geomorfológicos, principalmente os reliquiais, é sofrer sedimentação e, paulatinamente, perder a expressão na superfície da planície.

6.4. FORMAS RELÍQUIAS DA PLANÍCIE ALUVIAL

Como a planície de inundação é um ambiente gerado por um processo evolutivo que se estende por diferentes períodos hidrológicos e hidrossedimentológicos, pode manter o registro de sua história sedimentar (modelo sedimentar complexo), de suas transformações morfológicas (formas reliquias), bem como dos processos ecológicos (Zviejkovski, 2013; Ramírez, 2014). As principais morfologias reliquiais da planície estudada são os paleodiques marginais, paleocanais, paleobarras, paleoilhas e paleorresacos.

6.4.1. Paleodiques

Os paleodiques constituem cordões da ordem de dezenas a centenas de metros em comprimento, e larguras que variam bastante (~ 10 a 200 m), localizados paralelamente aos paleocanais. Estes elementos podem variar na altura, mas geralmente, não ultrapassam 2 m acima do nível da superfície, estandorecobertos por vegetação de maior porte do tipo arbusto, arbórea (Figura 6.5A).

6.4.2. Paleocanais

Os paleocanais da planície constituem de baixios que podem ser ocupados permanentemente por água como no caso de lagoas ou canais secundários, ou não, e neste caso

os paleocanais sofrem sedimentação constituindo cicarizes formadas de relevos discretamente salientes, sendo facilmente identificadas por imagens de sensoriamento remoto. Muitos destes relevos foram parcialmente sedimentados, e integram parte do sistema de drenagem e armazenagem da planície através da formação de lagoas ou pântanos alongadas, e canais afluentes na planície, como é o caso do rio rio Baía (Figura 6.5B).

6.4.3. Paleobarras

São corpos arenosos que se sobressaem na planície sob forma lobada e de coloração esbranquiçada quando observados por meio de sensoriamento remoto. Souza Filho & Stevaux (2004) descreveram as paleobarras que ocorrem na planície como feições isoladas ou agrupadas podendo ser barras transversais ou laterais com até 2 m de altura (Figura 6.5C).

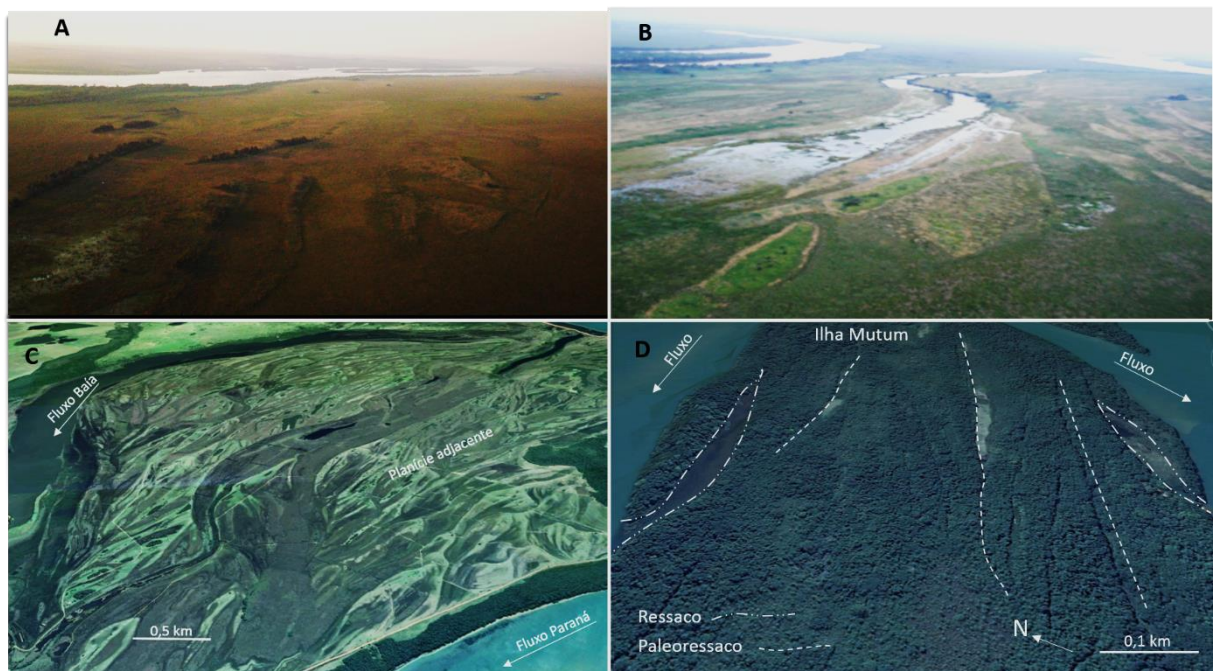


Figura 6.5. Feições geomorfológicas reliquiais. A: Conjunto de feições de um paleocanal, notar o paleodique; B: Paleocanal sendo ocupado por lagoa. Esta lagoa é permanente, mas a foto é de cheia do canal (notar umidade pantanosa extra lagoa); C: Mosaico de paleobarras na planície adjacente principal. D: Ilha Mutum com sinais alongados na superfície indicando as calhas dos paleoressacos. Notar os ressacos. Fonte: A e B (ilha Grande) – fotografia cedida pelo Consórcio do Rio Paraná, C e D – [Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013](#).

6.4.4. Paleoressacos

Constituem feições de relevos negativos (calhas alongadas) que podem variar no comprimento por centenas de metros, e até ~20 metros de largura. Este elemento geomorfológico é muito comum nas ilhas de barra central composta e avulsão composta, bem

como, em trechos da margem do canal. Sua gênese se deve ao processo de anexação de barras, que evolui para a geração do ressaco, que posteriormente é sedimentado. O processo sucessivo desse fenômeno resulta na expansão lateral da planície de inundação, ou da ilha, dependendo do lugar de ocorrência, resultando de uma morfologia superficial condizente calhas paralelas ao canal (Figura 6.5D).

6.4.5. Paleoilhas

Constituem uma das feições mais ubíquas da planície de inundação adjacente e interna ao canal, com relevo de maior ou menor realce conforme sua idade e grau de soterramento pelos depósitos de inundação (Figura 6.6).

Em sua maioria constituem paleoilhas de grande porte, geralmente maiores que as ilhas atuais geradas através de barra central, predominando aquelas do tipo ilha lago (Leli, nesta tese). Essa morfologia foi primeiramente reconhecida por Souza Filho & Stevaux (2004) como geoforma lobada de até 2 m de altura no setor frontal (parte montante) e que cai em desnível para jusante. Santos (2005) a classificou como geoformas linguóides, esbranquiçadas, de constituição arenosa. Contudo esses autores não mencionaram a origem dessas formas. De um modo geral, as paleoilhas apresentam um padrão muito semelhante àquelas encontradas no arquipélago de Mariuá e Anavilhanas do rio Negro que Latrubesse & Franzinelli (2005) e Alves (2013) descrevem como ilhas fantasmas (Figura 6.6).

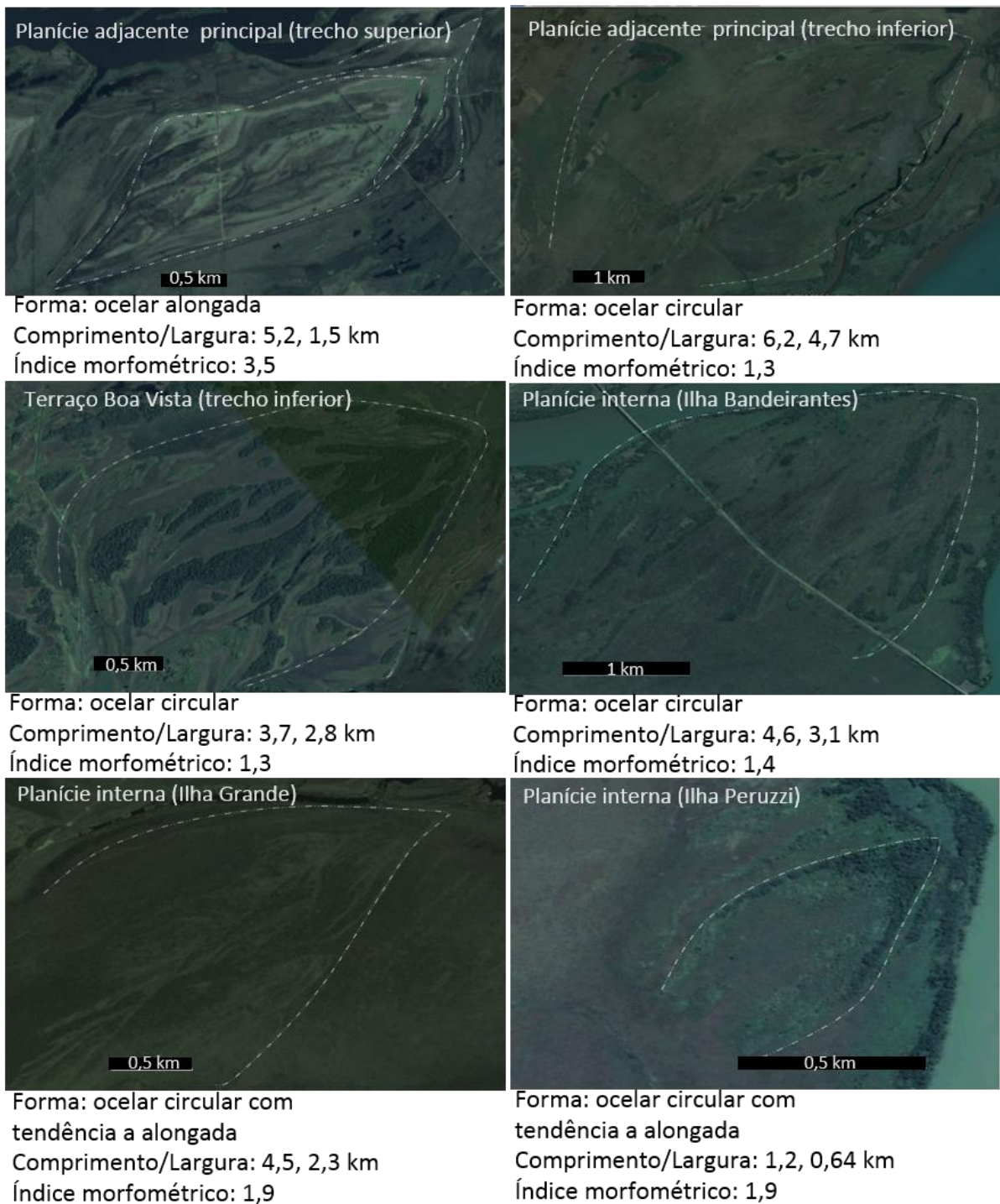


Figura 6.6. Geometria das palaeoilhas lago do Alto Rio Paraná, Brasil. [Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2011, 2013.](#)

As paleoilhas encontradas na planície estudada apresentam geometria ocelar, que pode variar na geometria sendo mais circular ou mais alongada, conforme (Leli, nesta tese). De um modo geral, no trecho montante da planície adjacente principal é mais comum encontrar paleoilhas lago alongadas com alto índice morfométrico (razão comprimento/largura)

semelhante aos das atuais ilhas do rio Negro (Figura 6.7A). Enquanto as do trecho inferior são mais circulares, com índice morfométrico (razão comprimento/largura) muito semelhante às que Drago & Amsler (1988) descreveram para o trecho do Paraná na Argentina, (Figura 6.7B).

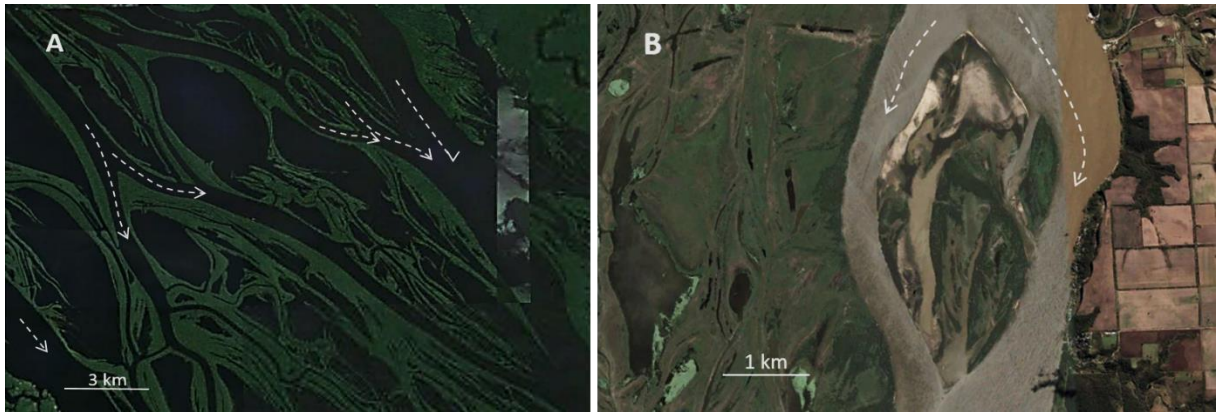


Figura 6.7. Geometria das ilhas lago do rio Negro e rio Paraná (Argentina). Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2011.

O segundo tipo de paleoilha encontrado na planície adjacente principal é do tipo avulsiva (recorte de planície) (Ver Leli nesta tese). Estes elementos apresentam morfologia irregular típicas das ilhas dessa natureza, podendo apresentar faixas de paleodiques marginais nas suas bordas. Nogueira Jr. (1988) identificou 3 paleoilhas avulsivas (Figura 6.8A), e as descreveu como de superfície composta de paleocanais formados pela justaposição de barras longitudinais geradas por canal entrelaçado.

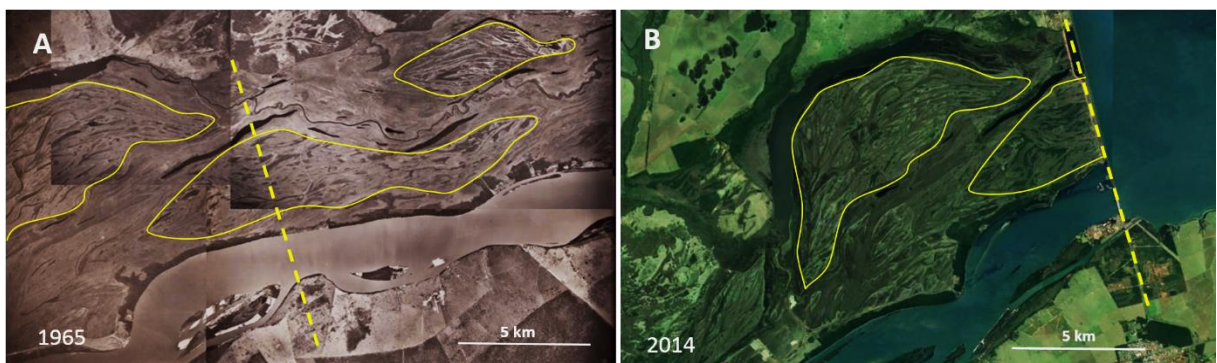


Figura 6.8. Paleoilhas avulsivas. A: fotografia aérea (1965) demonstrando área com paleoilhas estudadas por Nogueira Jr. (1988) antes do represamento; B: imagem Google earth (2013) mostrando parte das paleoilhas que foram encobertas pela represa Engenheiro Sérgio da Motta (Porto Primavera), estudadas por Stevaux & Souza (2004). Fonte: A: Fotografia aérea de 1965; B: Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013.

Posteriormente, nesta mesma área, Stevaux & Souza (2004) descreveram e dataram uma seção transversal com 2 destas paleoilhas (Figura 6.8B), e concluíram que a evolução da planície teve início a 4.900 anos AP por ocasião de períodos mais secos.

6.5. REGISTRO SEDIMENTAR

Os depósitos de planície de inundação variam conforme a participação de cada elemento geomorfológico no ambiente durante a sua construção (Stevaux & Souza, 2004). Contudo, de modo geral, o pacote sedimentar da planície estudada é composto por areia e conglomerado ou cascalho na base, seguido de areia fina e lama no topo (Nogueira Junior, 1988). Em seções com sondagens rotativas no trecho montante da área o autor construiu uma seção geológica na qual os depósitos da planície apresentam entre 5,0 a 6,0 m de espessura sotopostos pelo arenito Caiuá. A sequência consistiu-se na base por cascalho ou conglomerado de seixos cimentado por material ferruginoso com espessura de 0,5 até 1,0 m. Capeando esse pacote ocorrem depósitos arenosos de canal, com areia fina a média, com estratificações cruzadas. Esse pacote varia na espessura de local para local entre 1,0 a 3,00 m. Finalmente a sequência encerra-se com depósitos finos de *overbank* constituídos basicamente de lama maciça e orgânica. Essa mesma sequência foi observada por Souza Filho (1993), Stevaux (1993, 1994) e Stevaux & Souza (2004), com espessura variada, mas sempre superior a 2,0 m, no mesmo trecho (Figura 6.8B). Para o setor jusante da área estudada, a espessura dos depósitos da planície é bem mais expressiva, atingindo valores superiores a 8,0 m (Souza Filho, 1993), para sedimentos semelhantes aos anteriores, mas com faciologia diferente (Figura 6.9A).

Grande parte da planície adjacente e as grandes ilhas avulsivas são relíquias de um antigo padrão de canal *anabranching* constituído de ilhas do tipo ilha lago ou paleobarras (ver mais adiante), formando modelo deposicional característico. Para estes depósitos, Souza Filho (1993) classificou o ambiente deposicional característico de planície de inundação pela associação faciológica constituída de depósitos argilosos de planície de inundação, depósitos arenosos de canais fluviais, e depósitos arenosos de diques marginais formados pela sedimentação de um sistema anastomosado. Santos (2005) descreveu que a superfície da planície apresenta elementos de geoformas linguóides e esbranquiçados com depósitos arenosos, silto-argilosos, os quais estão sendo interpretados, neste estudo, como paleoilhas lago.

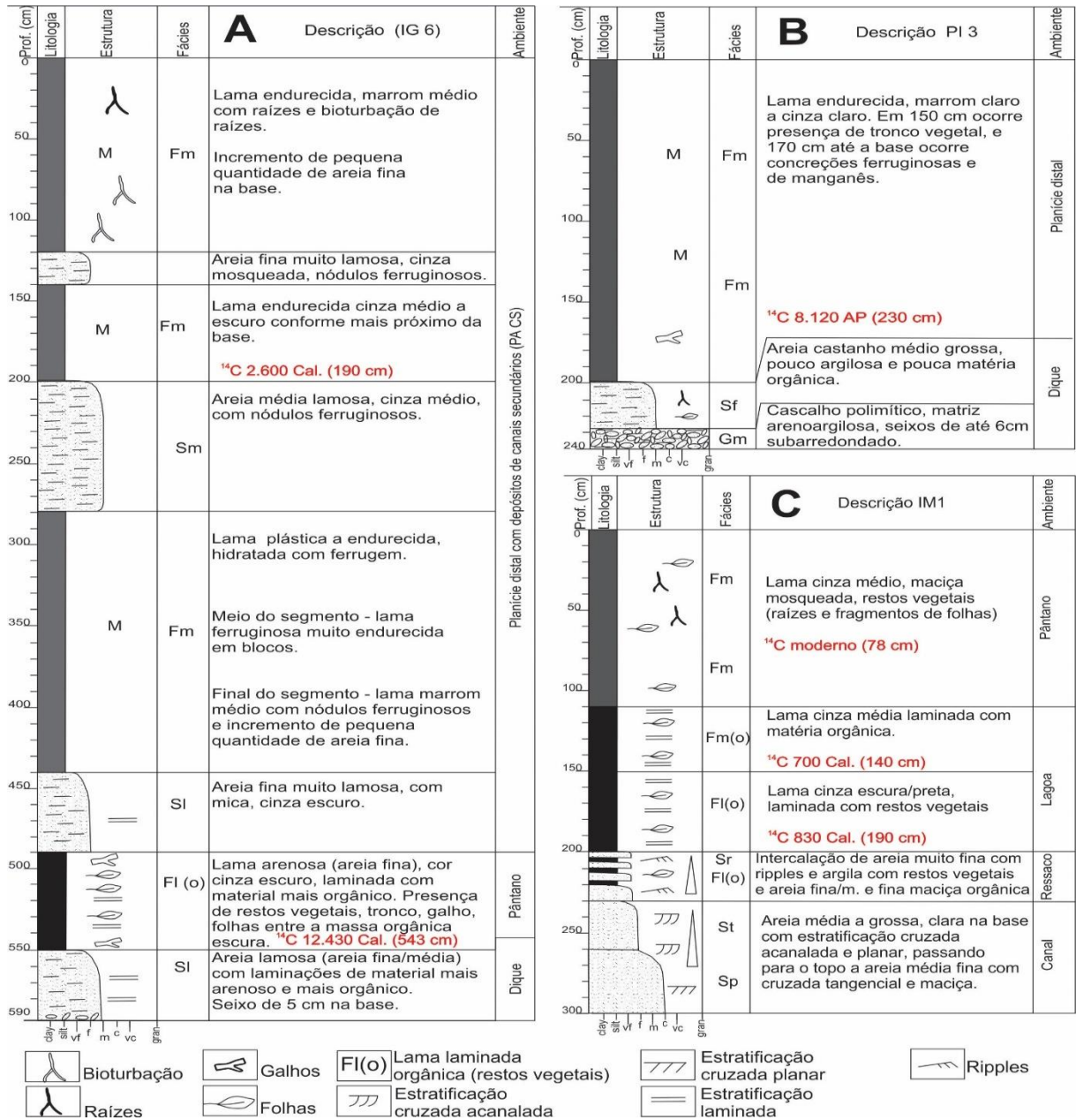


Figura 6.9. Perfil sedimentar das planícies aluviais. A: Interna ao canal (ilha Grande); B: Adjacente (principal); C: Expansão lateral por anexação de barras laterais (Ilha Mutum).

Nesta linha, [Bubena \(2006\)](#) também descreveu um testemunho no centro da lagoa Pousada das Garças (1,1 m profundidade sedimento, e 2,7 m considerando o nível da lagoa), cuja origem parece estar ligada a depósitos de lagoa de transbordamento também de uma antiga ilha lago. A sequência sedimentar encontrada pela autora é formada por seixos na base, seguido de areia grossa, areia com lama e lama maciça no topo, sequência muito parecida aos sedimentos do perfil PI 3 ([Figura 6.9B](#)). Porções menores da planície, sempre desenvolvidas na borda do canal, foram e estão sendo formadas por processo de anexação de barras, que resulta

num modelo de fácies semelhante ao das ilhas de barra central (Stevaux, 1994; e Leli capítulo 4), (Figura 6.9C). As fácies, bem como suas associações e arranjos verticais variam conforme o tipo (adjacente ou interna ao canal) da evolução da planície (desenvolvida sobre canais e ilhas anabranching ou sobre áreas negativas mais extensas), localização da sondagem (proximal, distal, sobre paleoilha, paleocanal, etc.) e idade do pacote analisado. Ao contrário da planície adjacente, onde modelo sedimentar é mais variado, na planície interna ao canal o modelo é mais restrito à formação e sedimentação de ilhas lago, como na Bandeirantes, as cicatrizes estão sendo soterradas, mas ainda é possível visualizar a forma da ilha lago (Figura 6.10).

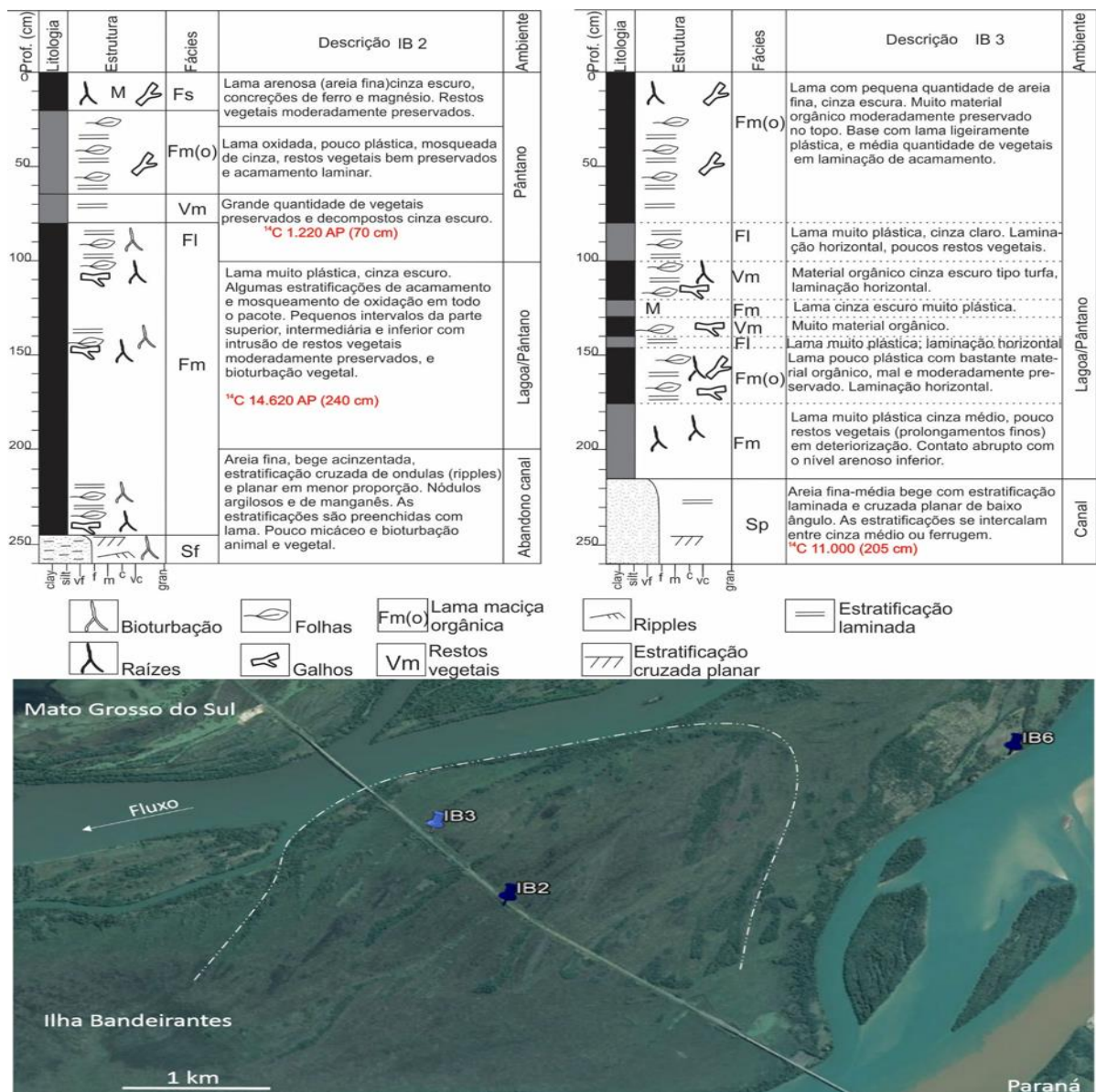


Figura 6.10. Im. superior: Perfis sedimentares da paleoilha lago na ilha Bandeirantes (IB 2: área central (alagada), IB 3: área parcialmente central com sedimento de barra do canal na base e sequência de finos acima; Im. inferior: parte da ilha Bandeirantes. Fonte: Imagem Google™ earth, sensor Spot, 2013.

O pacote sedimentar aí perfurado apresenta depósitos interpretados como formados por ilha lago. Dessa forma a sequência deposicional inicia-se com areia fina a média com estratificação cruzada planar, acanalada e micro cruzada (Sp, St, Sr) depositadas no canal, sobreposta por material lamoso (Fm, Fmo, Fl) correspondente à antiga lagoa de transbordamento. Nesse caso, a sondagem foi localizada no interior de uma paleoilha lago. Sondagens localizadas no (paleo) promontório ou diques longitudinais apresentam a sequência basal semelhante à anterior que se soto-põem a uma sequência de areia muito fina a fina, lamosa, micácea, com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte a micro cruzada na base, com aumento de bioturbação para o topo (Figuras 6.10).

6.6. EVOLUÇÃO E CRONOLOGIA DA PLANÍCIE ALUVIAL

Dadas as condições totalmente diferentes em sua gênese, tanto os processos evolutivos como a cronologia dessa evolução, se diferem também nos dois tipos de planícies encontradas na área de estudo.

6.6.1. Planície Adjacente

A planície adjacente constitui de ambientes deposicionais originados em quatro fases diferentes. a) Canal (entrelaçado/anabranching) percorria onde hoje é a planície depositando barras arenosas e formação de algumas ilhas lago; b) Canal migra para a esquerda abandonando o antigo leito que passa para uma fase de sedimentação típica de “overbank” (diques marginais, lagos, pântanos, leques de rompimento, etc.) responsáveis pela agradação vertical; c) Na fase seguinte ocorre uma avulsão importante na margem direita recortando a planície e construindo algumas ilhas avulsivas que, atualmente, são testemunhos desta ocorrência; d) Fase atual, na qual a planície adjacente encontra-se estabilizada pela coesão dos depósitos que constituem a atual margem direita do canal. Os processos sedimentares das últimas fases sobrepõem sobre os depósitos da primeira, fazendo com que gradualmente as morfologias superficiais da primeira fase tendam a desaparecer pelo recobrimento decorrente da sedimentação. É o que acontece em vários pontos da planície adjacente, ou interna ao canal, nas quais as antigas cicatrizes, ou parte, da primeira geração de formação da planície, já não podem mais ser vistas (Figura 6.11).

Apesar da sedimentação, é possível reconhecer, em vários locais, a morfologia de barras e ilhas lago contemporâneas, e paleocanais posteriores da fase avulsiva, hoje ocupados por

pântanos ou lagoas, ou mesmo totalmente secos. Uma sondagem realizada na porção central (correspondendo a antiga lagoa de transbordamento) de uma paleoilha lago (Figura 6.9B) apresentou a base constituída por cascalho e conglomerado com cimento ferruginoso na base seguido de expressivo pacote arenoso e o intervalo superior composto por sequência lamoo-orgânica. No contato entre a base (cascalho e conglomerado) é encontrado material arenolamoso com resíduos orgânicos que foi datado em ^{14}C 8.120 anos AP, o que corresponderia a uma taxa de sedimentação de $0,28 \text{ mm ano}^{-1}$ (Tabela 6.2). Por outro lado, Stevaux & Souza (2004) estimaram em $1,27 \text{ mm.ano}^{-1}$ a taxa de sedimentação que teria atuado num dique marginal de uma antiga ilha lago, com idade 3,5 ka AP. Assim, estima-se que a sedimentação na lagoa de transbordamento é quase duas vezes mais lenta que nos diques longitudinais. A espessura, relativamente grande, do pacote arenoso encontrado nesses depósitos sugere que a fase de barra foi bastante ativa, e que nesta fase ocorreu a formação de um grande número de barras arenosas que posteriormente evoluíram para ilhas lago. Assim pode-se afirmar que numa primeira fase datada aproximadamente entre 8 a 3,5 ka o canal era dominado por barras arenosas e ilhas lago em fase de instalação.



Figura 6.11. Planície adjacente principal (em frente Porto São José). Imagem de 1965 com feição de duas paleoilhas lago, paleobarras e paleocanais mais nítidas. Imagem de 2013 com as mesmas feições menos perceptíveis. Notar suavização e mascaramento dos elementos da imagem 2013, e a presença de um depósito “crevasse splay” na margem direita (elemento de relevo positivo) que contribui com a entrada de água e sedimentação da planície através do rompimento de dique marginal (elemento negativo).

Na segunda fase o canal migra e se ajusta para a margem esquerda. O motivo dessa mudança ainda é bastante discutido. Para alguns autores está relacionado a mudanças

hidrológicas decorrentes de alterações climáticas no Holoceno (Stevaux, 2000) ou a influência de uma neo-tectônica basculante identificada na área (Fortes et al., 2005). A terceira fase é marcada por um período de sedimentação vertical, típica de depósitos de “overbank”. A expansão lateral neste momento foi principalmente por avulsão e secundariamente por acréscimo lateral de barras de anexação, semelhante ao que ocorre atualmente na ilha Mutum (Ver capítulo 4 desta tese). A avulsão deste período deixou como registro algumas paleoilhas de avulsão (Figura 6.8) que foram estudadas por Nogueira Jr. (1988) e Stevaux & Souza (2004). As idades de dois paleocanais (Tabela 6.2) estudados pelos últimos autores demonstram que esta fase de avulsão e reajuste do canal aconteceu no Holoceno médio a superior (entre 3 e 2,5 ka).

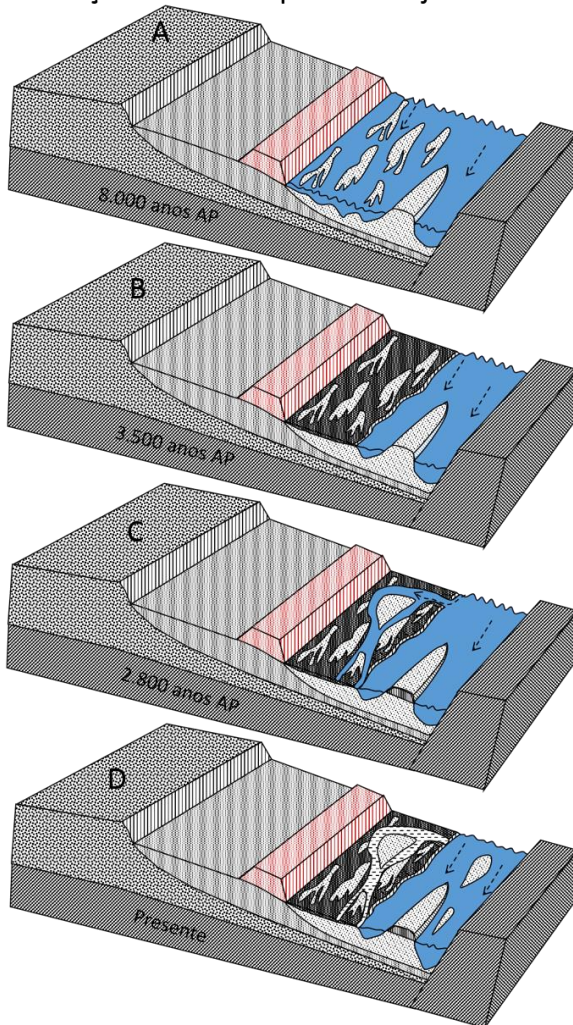
Por fim, na quarta fase de construção da planície, ativa até hoje, o rio escoava balizado pela margem esquerda, constituída de um paredão formado de rocha da Formação Caiuá e pelos depósitos de lama coesa da planície de inundação na margem direita, embora esteja sob erosão ativa. A datação de sedimentos de uma lagoa de paleocanal indica que o depósito aconteceu no episódio de avulsão da terceira fase a 2.800 AP e considerando que o clima tem sido mais úmido de umidade desde 1,5 ka (Stevaux, 2000) é possível inferir que provavelmente houve algum ajuste tectônico que deixasse o canal mais alinhado à margem esquerda para a formação da planície adjacente.

6.6.2. Planície Interna ao Canal

A planície interna ao canal, formada pelas grandes ilhas avulsivas, é marcada por vários elementos geomorfológicos no seu interior, como por exemplo: paleobarras, paleoilhas, paleodiques, diques marginais e longitudinais, e lagoas. Como no caso da planície adjacente, alguns paleocanais que não foram totalmente preenchidos por sedimentação exercem a atividade de lagoas, e estão posicionados paralelo ou perpendicular ao fluxo do canal (Figura 6.13).

Um ambiente de paleoilha lago da ilha Bandeirantes foi perfurado e os sedimentos depositados por transbordamento na parte mais centralizada (lagoa) foram datados com ^{14}C 11.000 anos AP, e os depósitos marginais da paleoilha (diques longitudinais) são mais velhos com idade de ^{14}C 14.620 anos AP (Figura 6.10). Os sedimentos destes depósitos apresentam idades similares aos encontrados nas sondagens da ilha Grande (IG 6) que apresenta um perfil com características de planície influenciado por depósitos de canal secundário, (Figura 6.1, 6.9).

Evolução do canal e planície Adjacente



Evolução do canal e planície Interna

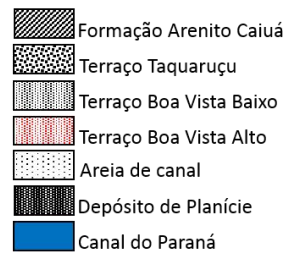
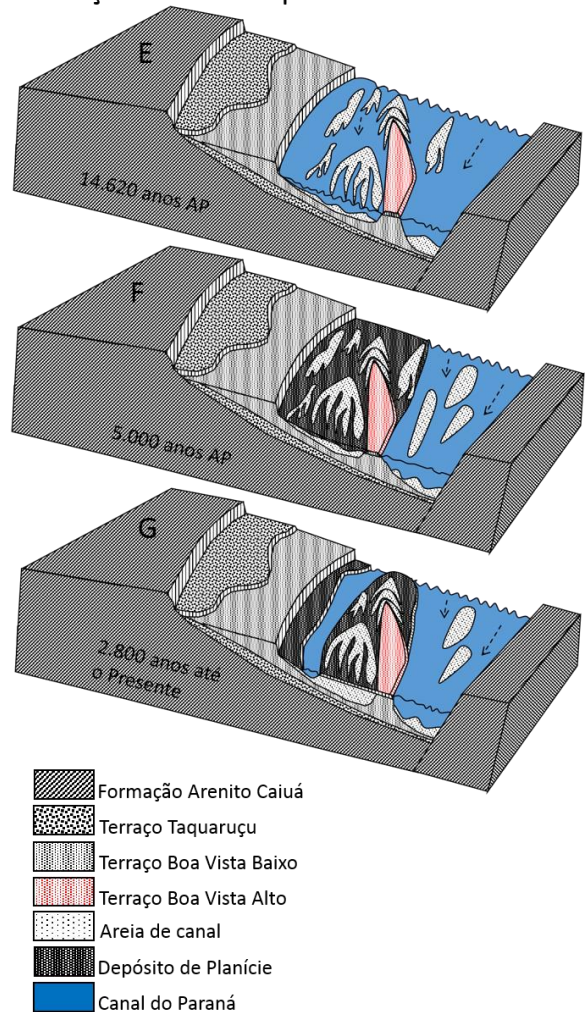


Figura 6.12. Modelo evolutivo das planícies adjacente e interna ao canal.

O testemunho (IG 6) tem 6,5 m de profundidade e a base é composta de uma camada de cascalho seixoso rico em matéria orgânica seguido de areia que é incrementada de matéria orgânica à medida que avança para o topo, encerrando o depósito com lama rica em matéria orgânica. Uma datação a 5,5 m de profundidade alcançou ^{14}C 12.430 anos AP, no limite dos depósitos arenosos para os areno-lamosos (abandono do canal e início da acreção vertical). Esta sequência foi também identificada na planície de inundação (PI 3) com ^{14}C 8.120 anos AP (Figura 6.9).

A taxa de sedimentação para a paleoilha da ilha Bandeirantes variou entre 0,16 e 0,19 mm ano^{-1} nas perfurações IB 2 e IB 3. Enquanto que para os perfis IB 4, IG 4 e IG 6 que

apresentam características de planície distal (preenchimento de bacia), a taxa aumentou para 0,40, 0,34 e 0,44 respectivamente.

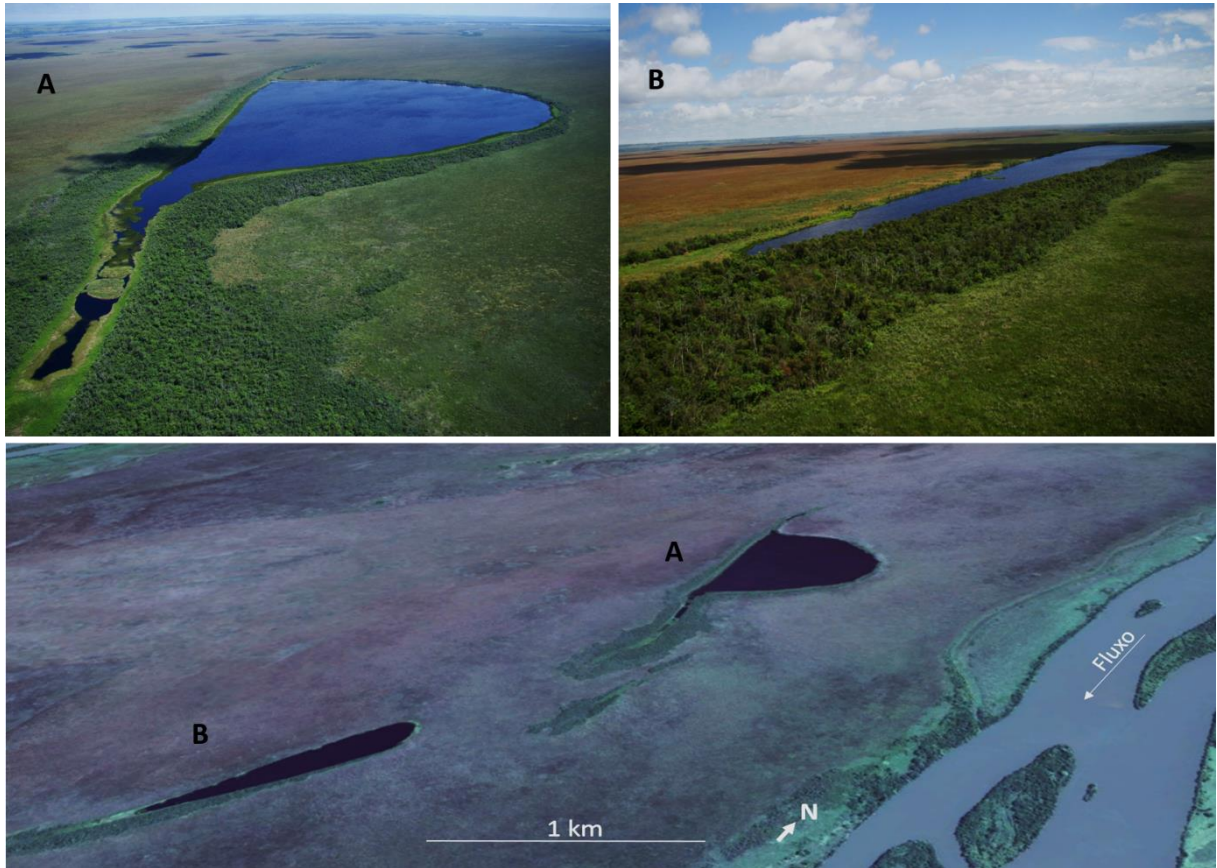


Figura 6.13. Lagoas desenvolvidas em paleocanais da ilha Grande.

O perfil IB 6 da ilha Bandeirantes, com 5,70 m de profundidade apresentou uma sequência invariável de areia média predominantemente, e pouca areia fina, até a base, onde o material constitui de lama ferruginosa muito endurecida, com idade 18.000 anos AP. A idade e sequência sedimentar deste perfil é totalmente anômala para as condições de formação das planícies discutidas neste estudo.

A geoforma que representa este pacote sedimentar com 18.000 está inserida diagonalmente na ilha Bandeirantes, e apresenta características topográficas e texturais que a permitem correlacionar com a unidade de terraço denominada Fazenda Boa Vista (Figura 6.1) definida por Stevaux (1994). Isso permite a interpretação da existência de um bloco reliquial do terraço erodido pelo canal do Paraná, mas cujo estudo não será aprofundado neste trabalho.

Assim, considera-se que a evolução da planície interna ao canal se deu em 3 fases: 1) escoamento de um canal entrelaçado/anabranching que construía as ilhas lago e as barras montante da faixa relíquia num período de até 14.620 anos AP; 2) abandono de canal e formação

da planície de inundação, provavelmente em torno de 5.000 anos AP como na planície adjacente principal; 3) avulsão do canal e recorte da planície com formação das ilhas Grande, Bandeirantes e Peruzzi (Figura 6.12).

Tabela 6.2. Idade e taxa de sedimentação dos elementos geomorfológicos da planície aluvial.

Tipo de Planície	Local	Profundidade (cm)	Ambiente	Idade AP Cal.	Taxa sedimentação (mm ano ⁻¹)	Referência
Planície Adjacente	PI 3	230	paleoilha lago	8.120	0,28	Inédito
	PI 5	105	Lagoa (paleocanal)	2.800	0,38	Bubena (2006)
	PI 10	120	paleocanal	5.520	0,22	Stevaux (1993)
	PI 13	550	Dique atual	3.370	1,78	Stevaux & Souza (2004)
	PI 14	130	paleocanal	3.232	0,45	Stevaux & Souza (2004)
	PI 15	100	paleocanal	5.761	0,17	Stevaux & Souza (2004)
Planície Interna ao canal	IB 2	240	Dique paleoilha	14.620	0,16	Inédito
	IB 3	205	Centro paleoilha	11.000	0,19	Inédito
	IB 4	377	Bacia	9.540	0,40	Inédito
	IB 6	560	Terraço reliquial	18.000	0,31	Inédito
	IG 4	490	Bacia, dique	13.400	0,37	Inédito
	IG 6	543	Bacia, dique	12.430	0,44	Inédito

6.7. DISCUSSÃO

A planície de inundação do Alto rio Paraná é produto de uma complexa evolução na qual participaram morfologias e processos que atualmente não mais existem no rio, mas que não apenas imprimiram seu registro sedimentar, como produziram morfologias que ainda hoje são utilizadas por elementos totalmente desconexos de sua funcionalidade inicial. Antigos diques longitudinais de ilhas lago comportam-se atualmente com áreas elevadas dentro da planície, tais que propiciam a instalação de uma flora particular bem como controlam a distribuição hídrica local. Assim também, os antigos canais ou lagoas de transbordamento, funcionam hoje como depressões que estocam a água das cheias suprindo lagoas e pântanos de formas variadas.

Mudanças no padrão de canal. Mudanças de padrão de canal para o Alto rio Paraná já foram mencionadas por outros autores (Stevaux, 1993, 1994; Souza Filho, 1993; Santos, 1991). Contudo, para alguns destes estudos, essas mudanças foram deduzidas a partir dos depósitos do terraço Boa Vista e não da atual planície de inundação. Neste ponto, este estudo corrobora parcialmente com o estudo de Souza Filho (1993) que estudou a planície adjacente e as grandes ilhas avulsivas (planície interna) e concluiu que a planície atual do Paraná é composta por uma

sequência de sedimentos seixosos, seguida de arenosos formados por rio entrelaçado, cobertos por depósitos de canal anabranching, até que o atual padrão se estabelecesse. No presente caso, dois novos fatores possibilitaram um detalhamento maior das mudanças de padrão de canal para atual planície aluvial: 1) Neste trabalho foram datados depósitos com até 18 ka em uma ilha avulsiva, estendendo-se assim, muito além do limite Pleistoceno-Holoceno, enquanto que as idades da planície dos estudos anteriores não ultrapassavam 6 ka; 2) a inclusão de uma centena de metros de novos testemunhos de sondagem distribuídos por todo o trecho de 235 km e não apenas concentrado na parte superior, como nos trabalhos anteriores. Este levantamento resultou na descoberta das quatro fases evolutivas da planície, sendo a primeira formada pela construção de inúmeras barras arenosas num canal bastante amplo que abrangeria praticamente toda planície aluvial atual (planície aluvial = canal + planície de inundação), constituindo um padrão entrelaçado. Tal condição foi se modificando, para um padrão misto entrelaçado/anabranching, à medida que em alguns trechos as barras evoluíam para ilhas lago, o que deve ter aumentado a eficiência do canal pela redução da largura (aumento do *stream power* específico). A incorporação das ilhas e canais secundários veio produzir a planície de inundação primitiva do rio, a exemplo do que atualmente se vê no arquipélago de Anavilhanas no rio Negro (Latrubesse & Franzinelli, 2005; Alves, 2013; Latrubesse & Stevaux, 2015). O padrão *anabranching* avulsivo instalou-se a seguir. Em estudo desta área, Stevaux & Souza (2004) identificaram que uma avulsão importante ocorreu entre 3,2 e 2,8 ka. A partir desse momento o canal migrou para a margem esquerda do sistema desenvolvendo o atual padrão anabranching controlado por margens resistentes (à esquerda formadas pelo arenito da Fm. Caiuá e à direita pelos depósitos lamosos da própria planície de inundação).

No trecho superior da área estudada predominam as ilhas formadas por processos intra-canal e são representadas pelos principais arquipélagos Mutum e Floresta-Japonesa, enquanto que no trecho inferior predominam as grandes ilhas avulsivas, Grande, Bandeirantes e Peruzzi, acompanhadas de muitas ilhotas de formação intra-canal.

Tectonismo e mudanças hidrológicas. Alguns autores já chamaram a atenção para o controle tectônico que se impõe sobre o rio Paraná (Zalan et al. 1991; Souza Filho, 1993; Stevaux, 1993, 1994; Fortes et al., 2005; Souza Jr., 2012; Souza Jr. et al., 2013). Stevaux (1993, 1994) sugeriu que a ocorrência dos pontos nodais que separam os trechos multicanais do Alto Paraná estaria controlada pelo afloramento do substrato arenítico definidos por lineamentos estruturais. A alteração na inclinação hidráulica observada neste trabalho nos diferentes trechos

pode estar ligada a essa causa lito-estrutural. Foram observados também a ocorrência de restos dos terraços Boa Vista (42 ka) (Stevaux & Santos, 1998), e Taquaruçu (120 a 160 ka) (Fujita 2014; Salum et al. 2007) no interior da planície aluvial do rio Paraná, o que sugere intervenção tectônica. No interior da ilha Bandeirantes ocorre uma geoforma arenosa que foi datada em ^{14}C 18.000, e é mais elevada em relação a outras geoformas da ilha (Figura 6.14A). Com base nesses dados, altitude, idade e composição, pode-se inferir que esta unidade é um resto do terraço Fazenda Boa Vista que se desenvolve por toda margem direita do rio, com idade do Pleistoceno Superior (base 42 ka segundo Stevaux & Santos, 1998). Nessa região foram também encontrados restos da Unidade Taquaruçu nas duas margens do canal (Souza Filho, 1994 (como terraço médio); Lada et al., 2013), que comportam-se também como restos da antiga unidade.

Construção da planície de inundação: A planície aluvial do rio Paraná, Brasil iniciou sua formação final do Pleistoceno. O preenchimento da planície adjacente se iniciou no começo do Holoceno pelo abandono do canal que apresentava características de rio entrelaçado e anabranching pela deposição de inúmeras barras arenosas e formação de ilhas lago. Estas ilhas recebem deposição de sedimento fino na parte interna que normalmente é alagada e evolui para sedimentação total ou parcial através de um processo lento e paulatino. Este processo ficou registrado através do perfil da planície adjacente (PI 3) que demonstra se tratar de uma paleoilha lago formada a 8.120 anos AP. Em outro momento, no médio Holoceno, o canal transborda e recorta a planície por avulsões produzindo novos canais e ilhas avulsivas, hoje relíquias de idades que alcançam 5.761 anos AP. Os registros da planície adjacente marcam bem duas fases distintas, a primeira fase de deposição e a terceira de avulsão do canal. Assim, considerando a análise de Dune & Aalto, (2013) sobre a quantidade de sedimentos transportado e formação de ilhas, a primeira fase do Alto Paraná continha grande quantidade de sedimentos, que ficou registrado pelas inúmeras barras arenosas e paleoilhas lago, e a terceira fase pouco sedimento, registrado pelas paleoilhas avulsivas e paleocanais. Portanto, as ilhas lago do Alto rio Paraná se formaram em tempo que o canal dispunha de mais sedimentos que atualmente.

No caso da planície interna ao canal os registros apontam para deposições que aconteceram no final do Pleistoceno. Tendo como base o rio Paraná no trecho da Argentina, em que o canal é largo e dispõe de bastante sedimentos, o Alto rio Paraná tinha condições muito semelhantes a um tempo que alcança o Pleistoceno tardio, considerando os registros sedimentares das ilhas Bandeirantes e Grande IB2 e IG6 com ^{14}C 14.620, ^{14}C 12.430 AP, respectivamente. Por alguma razão, provavelmente por tectônica associado a clima, o canal

mudou a linha de escoamento para a atual deixando as ilhas como testemunho de participantes do processo de preenchimento da planície de inundação, como [Souza Filho \(1993\)](#) também afirmou através da incorporação de associações de canais na atual planície.

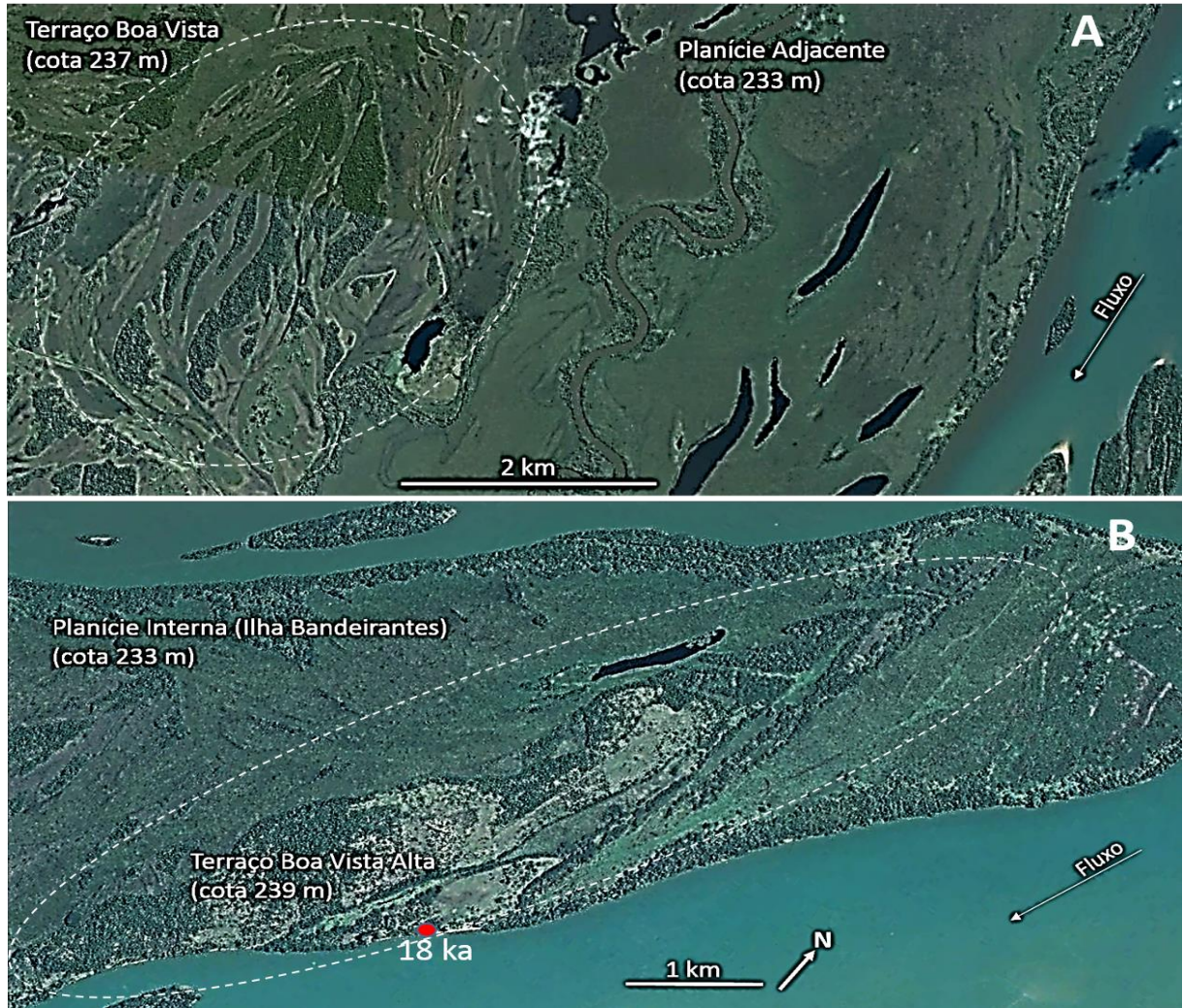


Figura 6.14. A: Paleoilha lago no Terraço Boa Vista. Notar lagoas alongadas alojadas em paleocanais, e canal secundário (rio Ivinheima) na planície adjacente, B: Faixa residual do Terraço Boa Vista Alta no interior da ilha Bandeirantes.

[Nogueira Junior \(1988\)](#) descreveu que na planície aluvial do Paraná é comum ocorrer ondulações na superfície que variam entre as cotas de 237 a 240 m, desníveis de até 3 metros que resultam das partes frontais e diques longitudinais das paleoilhas lagos aí existentes. [Souza Filho & Stevaux \(2004\)](#) descreveram estes elementos como paleobarras que agrupadas resultam em geoformas com dimensões de 2 a 6 metros de altura, e a parte da frente íngreme com até 6 metros acima da planície, e gradual desnível em direção à planície tendo na parte final até 2 metros acima do nível da planície. Embora seja comum encontrar as paleoilhas na planície

adjacente e interna ao canal, existe uma paleoilha lago preservada no terraço Boa Vista que está 5 metros mais alto que a planície (Figura 6.14A). Esta paleoilha merece atenção por ser de um tempo muito anterior ao de formação das ilhas lago das planícies adjacente e interna ao canal. Tendo em vista que as planícies adjacente e interna ao canal foram formadas por processos diferentes do atual, e considerando a geoforma reliquial de ^{14}C 18.000 AP (Figura 6.14B) no interior da ilha Bandeirantes que não faz parte dos sedimentos que formaram esta planície interna ao canal, é possível inferir que o mesmo processo fluvial atuou entre 30.000 até 18.000 AP quando o canal do Paraná iniciou sua nova migração.

6.8. CONCLUSÃO

A planície aluvial do trecho estudado, Alto rio Paraná, Brasil compreende 235 km de extensão e é formada por planície adjacente e interna ao canal. A planície adjacente aparece de forma contínua ou fragmentada e a planície interna ao canal é constituída pelas grandes ilhas avulsivas Bandeirantes, Grande e Peruzzi, que constituem o trecho jusante da metade para o final da área estudada. Estas grandes ilhas são testemunhos de uma antiga planície de inundação adjacente, e, portanto, guardam impressões de várias feições de elementos geomorfológicos como paleocanais, paleodiques, paleobarras, paleoilhas e os diques marginais. A presença dos diques marginais na planície interna ao canal resulta de uma planície de forma “embaciada” que sofre certo represamento de águas em cheias extraordinárias. Em perfil transversal o efeito de “embaciamento” ou “prato” fica bem nítido e esta geomorfologia da planície é desfavorável à perpetuação das geoformas reliquiaes, uma vez que facilita o acúmulo dos sedimentos, favorecendo o desaparecimento das antigas feições geomorfológicas através da sedimentação.

A deposição de barras arenosas e formação de ilhas lago estiveram atuantes desde o Pleistoceno tardio quando o canal transportava grande quantidade de sedimentos, principalmente arenosos, mas também finos. A formação da planície é composta principalmente pela “paleo” deposição das barras e ilhas lago, que resultam de um corpo ocelar arenoso nas bordas e lamo-arenoso com material orgânico no centro. A contribuição das ilhas lago para a formação da planície aluvial foi muito importante, uma vez que estas paleoilhas ocorrem em toda planície de inundação (adjacente e interna ao canal) do trecho estudado.

Através dos elementos geomorfológicos visuais, fácies, taxa de sedimentação e idades dos sedimentos, foi possível elaborar um esquema de evolução das planícies adjacente e interna ao canal. A planície adjacente principal (parte superior do trecho estudado) teve sua evolução em quatro fases: 1) primeira fase, o canal apresentava padrão entrelaçado, por apresentar

predominantemente depósitos de barras, mas com interferência, ou transição do padrão anabranching, já que possibilitava a evolução de barras arenosas para ilhas lago com sedimentação muito mais lenta de finos no centro; 2) segunda fase, o canal recua para a esquerda deixando uma faixa de planície de inundação na margem direita, a qual recebe grande quantidade de sedimentação por transbordamento; 3) terceira fase, o canal volta a percorrer o espaço da primeira fase por avulsão através de um padrão anabranching que deixou algumas paleoilhas de avulsão expostas; 4) quarta fase, padrão atual, anabranching com formação de ilhas através de deposição de barra central e avulsiva, em que o canal escoava balizado na margem esquerda pelo paredão formado de rocha da Formação Arenito Caiuá e à direita pela planície de inundação.

Em algum momento, provavelmente no Pleistoceno médio, quando o Paraná percorria o terraço do Boa Vista, deixou um pequeno trecho recortado na parte mais baixa da área estudada, ficando implantado como uma faixa diagonal, na superfície da ilha Bandeirantes. Este depósito tem idade de ^{14}C 18.000 anos AP, entretanto, não é o objetivo deste estudo, e, portanto, a evolução da planície interna ao canal é descrita como tendo três fases, considerando este elemento já implantado na área. Assim, a planície interna ao canal representa três períodos: 1) primeira fase, escoamento de um canal entrelaçado/anabranching que construía de ilhas lago e as barras montante da faixa relíquia num período de até 14.620 anos AP; 2) segunda fase, abandono de canal e formação da planície de inundação, provavelmente em torno de 5.000 anos AP como na planície adjacente principal; 3) terceira fase, avulsão da planície e formação das ilhas Grande, Bandeirantes e Peruzzi.

As planícies estudadas apresentam registros de paleoilhas lago, mas em períodos diferentes. A planície adjacente, da parte superior, teve início de sua formação no início do Holoceno enquanto que a planície interna ao canal no Pleistoceno tardio. A formação das duas planícies parece seguir o mesmo padrão até a fase 3, no entanto, na planície adjacente superior o canal volta a correr balizado na margem esquerda, e no trecho da planície interna ao canal o escoamento permaneceu nos canais recortados da antiga planície adjacente.

Muito embora as ilhas lago ainda não tenham sido observadas e descritas no Alto rio Paraná, este estudo demonstra que estiveram ativas num outro momento da história fluvial do canal, e que atualmente, sua existência resulta de paleoilhas incorporadas à suas planícies adjacente e interna ao canal, bem como ao Terraço Boa Vista.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na introdução deste trabalho foram apresentados cinco objetivos: 1) *Classificar as ilhas de acordo com sua morfologia e dinâmica hidro-sedimentar*; 2) *Elaborar a gênese e evolução dessas ilhas*; 3) *Determinar as associações faciológicas geradas no ambiente de sedimentação das ilhas e atualizar os modelos de fácies disponíveis na literatura*; 4) *Estabelecer a importância da vegetação nos estágios evolutivos de uma ilha*; 5) *Desenvolver o modelo de gênese e incorporação de paleoilhas na planície aluvial*; cujos estudos desenvolvidos encontram-se nos capítulos 3, 4 5 e 6 desta tese.

Neste estudo foram identificadas 265 ilhas de tamanhos que variam entre algumas dezenas de metros até milhares, como é o caso da ilha Grande com 91 km de comprimento. Estas ilhas foram originadas a partir de dois processos fundamentais: processo intracanal (que se desenvolvem totalmente no canal do rio) e processo extra-canal (cuja gênese envolve a participação de processos na planície inundaçãõ). A partir disso, as ilhas se desenvolvem por processos adicionais que as diferenciam em tamanho, distribuição espacial, morfologia e idade. Por meio da análise destas variáveis, as ilhas do trecho estudado foram classificadas em: ilhas de barra central, ilhas de barra central composta, ilhas de avulsão e ilhas de avulsão composta. Assim, uma barra central ou uma avulsão dá origem a um “embrião ou ilha nuclear” que poderá ou não crescer e evoluir para os quatro tipos acima mencionados. Os processos secundários (não em importância, mas em ordem) que participam na evolução da ilha a partir de seu embrião são: acreção lateral e/ou frontal por anexação de barrras (*Capítulo 3*).

Desta forma, o registro sedimentar dos diferentes tipos de ilhas refletem seus processos formadores. Assim ilhas formadas por barras centrais têm a seção basal constituída por depósitos dessa natureza (Fácies Sp, St, Sr), seguidos de sedimentação abrupta de depósitos de acreção vertical geralmente constituídos de material fino (Fácies Fm, Fl, Sr) com bioturbação de raízes no topo. Quando ocorre o processo de acreção lateral por anexação de barras o modelo deposicional incrementa-se com fácies geradas em ambientes de ressacos (Fácies Sm, Sr, Smo), lagoas (Fácies Fl, Fm) e pântanos (Fm, Fmo). Como o acréscimo da área pode ser lateral ou frontal, o perfil vertical obtido depende obviamente do local perfurado. Por outro lado, as ilhas geradas por avulsão apresentam sua seção basal correspondendo aos depósitos de planície de inundaçãõ, e completam o modelo sedimentar de depósitos de acréscimo vertical e lateral já descritos no tipo anterior de ilha (*Capítulos 4, 5 e 6*).

As idades dos depósitos das ilhas e da planície obtidas neste estudo são muito superiores às até então mencionadas em estudos anteriores, os quais atribuíam a formação da planície aluvial atual a partir do Ótimo Climático do Holoceno, ou seja, inferior a 7,5 ka. Contudo, foram constadas idades de até 15 ka para depósitos aluviais que indicam uma planície muito mais antiga e que se iniciou entre o Último Máximo Glacial e o Older Dryas, ainda no Pleistoceno (*Capítulos 3, 4, 5 e 6*).

Tanto nas grandes ilhas como na planície de inundação foram encontradas evidências de ilhas lago, um tipo não mais existente no rio atual e que foi responsável pelas atividades iniciais tanto de definição do canal como na gênese da planície de inundação. As ilhas lago são assim definidas por constituir-se de uma coroa delgada e emersa de diques marginais longitudinais, fechados a montante por um promontário formado de depósitos semelhantes aos diques longitudinais, e seu interior é formado por um ambiente alagado, podendo ter uma ou mais lagoas de transbordamento, e a jusante do corpo desta ilha pode haver conexão ou não com o fluxo do canal. Essas ilhas já haviam sido observadas no rio Paraná no trecho da Argentina e no rio Negro. Os processos atuantes na formação desse tipo de ilha exigem grande largura do canal (há uma relação com a morfologia das ilhas e a largura relativa do canal) e em sua evolução ocorrem amalgamentos e uniões que geram grandes extensões de planície de inundação. No caso estudado, estas ilhas atuaram intensamente na fase de implantação da atual planície aluvial do trecho estudado (de 15 até cerca de 5 ka), quando o canal passa por uma modificações em seu padrão e funcionamento. Os depósitos de ilha lago apresentam faciologia semelhante às de dique marginal (Sr, Fm, Fl, Sm) em sua porção periférica, e na porção interna as fácies são semelhantes às de lagoa e pântano (Fm, Fl, Sr, Fmo). A ocorrência de uma fácies até então desconhecida originada pelo acúmulo excessivo de restos vegetais (Vm) é uma das características mais singulares do modelo deposicional deste tipo de ilha (*Capítulo 5 e 6*).

Assim, a planície do rio Paraná foi formada primeiramente pela deposição e posterior amalgamento de ilhas lago juntamente com grande ocorrência de barras arenosas a exemplo do encontrado em outros mega sistemas fluviais. Essa fase estendeu-se até 5,7 ka quando um sistema clássico “anabranching”, com grandes ilhas e canais avulsivos se instalou. Essa condição permaneceu até 2,8 ka, quando ocorreu a última e importante mudança do canal que se deslocou para margem esquerda, estabelecendo seu talvegue próximo aos paredões de arenito da Fm Caiuá, deixando uma extensa planície de canais abandonados assimetricamente deslocada para a margem direita. Esse processo avulsivo no entanto não teve o mesmo

comportamento a jusante da foz do rio Ivaí que é controlada por lineamentos tectônicos de grande importância. Desse ponto até o final da área estudada (cidade de Guaíra) a avulsão dividiu o rio em dois canais semelhantes que correm nas margens opostas, separados pelas imensas ilhas Bandeirante e Grande.

REFERÊNCIAS

- Abbado, D.; Slingerland, R.; Smith, N. D. 2005. Origin of anastomosis in the upper Columbia River, British Columbia, Canada. *Sedimentology. Spec. Publis. Int. Ass. V. 35*, p. 3-15.
- Agostinho, A.A., Gomes, L.C., Verissimo, S., Okada, E.K. 2004a. Flood regime, dam regulation and fish in the Upper Paraná River: effects on assemblage attributes, reproduction and recruitment. *Reviews in Fish Biology and Fisheries* 14, 11–19.
- Agostinho, A.A., Thomaz, S.M., Gomes, L.C. 2004b. Threats for biodiversity in the floodplain of the Upper Paraná River: effects of hydrological regulation by dams. *Ecobiology and Hydrobiology* 4 (3), 255–268.
- Agostinho, A.A., Borghetti, J. R., Vazzoler, A. E., Gomes, L. C. 1991. Itaipu Reservoir impacts on the ichthyofauna and biological bases for its managements. *International Workshop on Regional Approach to Reservoir and management in La Plata Basin: focus on environmental aspects*. S. Carlos, Foz do Iguaçu/Brasil and Jacireta/Argentina.
- Alves, N. S. 2013. Mapeamento Hidromorfodinâmico do Complexo Fluvial de Anavilhanas. Contribuição aos estudos de Geomorfologia Fluvial de rios Amazônicos. Tese de Doutorado. Departamento de pós-graduação de Geografia da Universidade de São Paulo, USP.
- ANA. Boletim de Monitoramento da Bacia do Alto Paraguai. Brasília: ANA, 2010. Disp. em: <http://www.ana.gov.br/GestaoRecHidricos/UsosMultiplos/BoletinsMonitoramento>.
- Anderson, M.A.; Walling, D.E.; Bates, P.D. 1996 (eds.) *Floodplain Processes*, Chichester: Wiley.
- Ashworth, P.J., Lewin, J., 2012. How do big rivers come to be different? *Earth Sci. Rev.* 114, 84–107.
- Assine, M.L., 2003. Sedimentação da bacia do Pantanal Mato-grossense, centro-oeste do Brasil. Tese de Livre-docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP.
- Assine, M. L.; Silva, A. 2009. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. *Geomorphology (Amsterdam)*, v. 113, p. 189-199.
- Bayer, M. 2010. Dinâmica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Goiás, Goiânia.
- Bonetto, A., Orfeo, O. 1984. Caracteres sedimentológicos de la carga en suspensión del río Paraná entre Confluencia y Esquina (Prov. de Corrientes). *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 15 (3-4): 51-61.
- Bonetto, A. A. 1975. Hydrologic regime of the Parana River and its influence on ecosystems. *Landscapes of River Basins (South America)*. Springer Verlag New York Inc., 175-197.
- Brice, J. C. 1964. Channel patterns and terraces of the Loup Rivers in Nebraska. *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 422D, 141.
- Bridge, J. S., Karssenber, D. 2005. Simulation of flow and sedimentary processes, including channel bifurcation and avulsion, on alluvial fans. 8th International Conference on Fluvial Sedimentology, Delft. The Netherlands, August 7–12.
- Bridge, J.S., 2003. Rivers and floodplains. Blackwell Publishing, Malden, USA.
- Bubena, M. R. 2006. Lagoas da planície de inundação do alto rio Paraná. 2006. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá, Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior.
- Carling, P. Jansen, J., Meshkova, L., 2014. Multichannel rivers: their definition and classification *Earth Surf. Process. Landforms* 39, 26–37.

- Coleman, J.M., 1969. Brahamaputra River: Channel processes and sedimentation. *Sedimentary Geology* 3:129-239.
- Conway, D. Mahé, G. 2009. River flow modelling in two large river basins with non-stationary behavior: the Paraná and the Niger. *Hydrological Processes*, 23, 3186-3192.
- Corrêa, G. T. 2008. Avaliação dos processos de erosão marginal no Arquipélago Floresta Japonesa no período de 1991 a 2001. *Acta Scientiarum (UEM)*, Maringá PR, v. 26, n.26, p. 01-15.
- Corrêa, G. T.; Souza Filho, E. E. 2005. Avaliação dos Processos de Erosão Marginal no Arquipélago Floresta Japonesa (Alto rio Paraná) no período de 1952 a 1996. *Acta Scientiarum (UEM)*, Maringá PR, v. 26, p. 01-22.
- COREB – Comisión Regional del Río Bermejo. 2000. Problemática de los sedimentos en la cuenca del río Bermejo. <http://www.corebe.org.ar>
- Corradini, F. A., Fachini, M. P., Stevaux, J. C. 2008. Geomorfologia E Distribuição da vegetação ripária na Ilha Mutum, rio Paraná, PR/MS. *UNESP, Geociências*, vol. 27, nº3, 345-354, São Paulo.
- Crispim, J. Q. 2001. Alterações na hidrologia do canal após a construção do reservatório a montante: O caso da Usina Hidrelétrica Engenheiro Sérgio Motta (Represa de Porto Primavera) rio Paraná. *Dissertação de mestrado. Universidade Estadual de Maringá – Pós-Graduação em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais*. 22 p.
- Destefani, E. V., Souza Filho, E. E. Stevaux, J. C. 2004. A erosão marginal nas ilhas Mutum e Cariocas (PR, MS) antes e depois da UHE Porto Primavera. *Ciência e Natura*, Santa Maria, V. Ed. Es. Nº 01, p. 325, 341.
- Drago, E. C., Amsler, M. L. Paira, A. R. 2013. Recrecimiento aguas arriba de bancos de arena e islas en el río Paraná. *Sexto Simpósio Regional sobre Hidráulica de Ríos*, Santa Fe, Argentina.
- Drago, E. C., Amsler, M. L. 1998. Bed sediments characteristics in the Paraná and Paraguay Rivers. *Water International*.23, 174-183.
- Drago, E. C., Amsler, M. L. 1988. Suspended sediment at a cross section of the Middle Parana River: concentration, granulometry and influence of the main tributaries. *Sediment Budgets. Proceedings of the Porto Alegre Symposium, I AHS Publicación* nº 174, 381-396.
- Drago, E.C., 1981. Grados de conexión y fases hidrológicas en ambientes leníticos de la llanura aluvial del río Paraná (Argetina). *Ecología, Argentina*, 6:27-33.
- Drago, E.C., 1989. Morphological and hydrological characteristics of the floodplain ponds of the Middle Paraná River (Argentina). *Revista de Hidrobiologia Tropical*, 22:183-228.
- Drago, E. C. 1984. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo médio del rio Paraná. IV: Influencia de la composición granulométrica de los sedimentos suspendidos sobre la transparência del agua. *Rev. de la Asoc de Cs Nat del Litoral* 15: 47-55.
- Drago, E. C. 1976. Origen y classificacion de ambientes leniticos en llanuras aluviales. *Revista Asociacion de Ciencias Naturales del Litoral*. nº 7, p. 123-137.
- Drago, E. C. 1973. Caracterizacion de la llanura aluvial del Parana Medio y de sus cuerpos de agua. *Boletin Paranaense de Geociências* nº 31.
- Dunne, T.; Aalto, R. E. 2013. Large rivers floodplains. In: Shroder, J. and Wohl, E. (Eds.) *Tratise on Geomorphology*, Academic Press, San Diego. Chapt9: 645-678.
- Fachini, M. P. 2001. Fitofisionomia e levantamento florísticos em transectos da planície de inundação do Alto Rio Paraná (PR e MS). *Dissertação, Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais*, Universidade Estadual de Maringá, PR.

- Fernandez, O. V. Q. O., Santos, M. L., Stevaux, J. C. 1993. Evolução e características faciológicas de ilhas no rio Paraná, região de Porto Rico, (PR). Boletim de Geografia, Maringá, Pr. Vol. 11, nº 1, pg. 5-15, 1993.
- Fernandez, O. V. Q. 1990. Mudanças no canal fluvial do Rio Paraná e processos de erosão nas margens: Região de Porto Rico, PR. (*Diss. Mestrado*), UNESP, Rio Claro S.P.
- Fernandez, O. V. Q., Souza Filho, E. E. 1995. Efeitos do regime hidrológico sobre um conjunto de ilhas no rio Paraná. Boletim Paranaense de Geociências. Curitiba v. 43, p. 161-171.
- Fontana, A. C. 2009. A Cobertura pedológica e suas relações com a gênese das depressões no Terraço Taquaruçu, MS Brasil. Dissertação de Mestrado, Geografia, Universidade Estadual de Maringá, UEM.
- Fortes, E., Stevaux, J. C., Volkmer, S. 2005. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Parana´ River, Brazil. *Geomorphology*, 70, 325–338.
- Fujita, R. H. 2014. Geomorfologia e Evolução Quaternária do Alto Rio Paraná. Tese de Doutorado em Geociências e Meio Ambiente. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro S.P.
- Gon, P. P. 2012. Morfologia e hidrodinâmica em rios multicanais (“anabranching”): exemplo do alto rio Paraná. Dissertação de mestrado, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, S.P.
- Huang, H. Q., and G. C. Nanson. 2007. Why some alluvial rivers develop an anabranching pattern, *Water Resour. Res.*, 43, W07441, doi:10.1029/2006WR005223.
- Iriondo, M.H. & Garcia, N.O., 1983. Climatic variations in the Argentine plains during the last 18,000 years. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 101:209-220.
- Iriondo, M.H. & Kröning, D.M., 2008. Cambios ambientales en la cuenca del río Uruguay – Desde dos millones de años hasta el Presente. Editora Universidad Nacional del Litoral, Santa Fé, Argentina, 360pp.
- Jansen, J. D., and G. C. Nanson. 2004. Anabranching and maximum flow efficiency in Magela Creek, northern Australia, *Water Resour. Res.* 40, W04503, doi: 10.1029/2003WR002408.
- Jackson, J. R. 1834. Hints on the subject of geomorphological arrangement and nomenclature. *Royal Geomorphological Society Journal*, 4, 72-88. In Carling, P.; Jansen, J.; Meshkova, L. 2013. Multichannel rivers: their definition and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Junk, W.J., Bayley, P.B., Sparks, R.E., 1989. The flood pulse concept in river–floodplain systems. In: Dodge, D.P. (Ed.), *Proceedings of the International Large River Symposium (LARS)*. *Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Science*, vol. 106, pp. 10–127.
- Kita, K. K.; Souza, M. C. 2003. Levantamento florístico e fitofisionomia da lagoa Figueira e seu entorno, planície alagável do alto rio Paraná, Porto Rico, Estado do Paraná, Brasil. *Acta Scientiarum: Biological Sciences Maringá*, v. 25, n. 1, p. 145-155.
- Knighton, D., 1998. *Fluvial forms & Processes – A New Perspective*. Arnold, London, 383p.
- Komatsu, E. H. 2003. Lagoas da Planície Aluvial do Rio Ivinhema – Morfologia e Comunidade Bêntica. Dissertação de Mestrado, Geografia, Universidade Estadual de Maringá, UEM.
- Kramer, V. M. S. 2004. Unidades Morfológicas e corpos d'água na planície de inundação do rio Paraná. Tese de Doutorado. Núcleo de Pesquisas em Liminologia e Ictiologia – NUPELIA, Universidade Estadual de Maringá – UEM.

- Lada, G. R.; Stevaux, J. C.; Parolin, M.; Assine, M. L. 2013. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of Upper Paraná River, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, v. 16, p. 39-46.
- Latrubesse, E. M.; Stevaux, J. C. 2015. The Anavilhanas and Mariuá Archipelagos: Fluvial Wonders from the Negro River, Amazon Basin. In: Vieira, B. C., Salgado, A. A. R., Santos, L. J. C. (Eds.) *Landscapes and Landforms of Brazil*. Springer, 267p.
- Latrubesse, E. M. 2015. Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record. *Earth-Science Reviews*, v. 146, 1–30.
- Latrubesse, E.M., Amsler, M., Morais, R.P., Aquino, S., 2009. The geomorphic responses of large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. *Geomorphology* 113(3-4):239-252.
- Latrubesse, E. M. 2008. Patterns of anabranching channels: The ultimate end-member adjustment of mega rivers. *Geomorphology*, 101 130–145.
- Latrubesse, E.M., Franzinelli, E., 2005. The Late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. *Geomorphology* 70, 372–397.
- Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., Sinha, R. 2005. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Ano 6, nº1, 01-08.
- Leli, I. T. Stevaux, J. C. Assine, M. L. 2013. Canal Fechado (Ressaco) em Grandes Sistemas de Rios Anabranching: Exemplo do Alto Curso do Rio Paraná. Sexto Simpósio Regional sobre Hidráulica de Ríos, Santa Fe, Argentina.
- Lewin, J.; Ashworth, P. J. 2014. The negative relief of large river floodplains. *Earth Science Reviews*, 129, 1-23.
- Lowe-McConnell, R.H. 1987. *Ecological Studies in Tropical Fish Communities*. Cambridge University Press, Cambridge, England.
- Makaske, B.; Smith, D. G.; Berendsen, H. J. A. 2002. Avulsions, channel evolution and floodplain sedimentation rates of the anastomosing upper Columbia River, British Columbia. *Sedimentology*, 49, 1049-1071.
- Makaske, B. 2001. Anastomosing Rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth Science Reviews*, 53, 149-196.
- Marinha do Brasil. 1958. *Cartas de Navegação do rio Paraná*.
- Martins, D. P. 2008. Aménagements hydroélectriques et impacts sur la dynamique des flux d'eau et de sédiments. Le cas du haut Paraná, Brésil. Doc. de L'Université Lyon 2.
- Martins, D. P., Stevaux, J. C. 2005. Formas de leito e transporte de carga de fundo no Alto Rio Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*. Ano 6, nº2.
- Martins, D. P. 2004. Dinâmica das formas de leito e transporte de carga de fundo no Alto Rio Paraná. Dissertação de Mestrado, Dep. Geografia, Universidade Estadual de Maringá, UEM, Maringá, PR.
- Miall, A. D. 1985. Architectural element analysis applied to fluvial deposits. , nº 22, p. 261-308.
- Miall, A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, nº 13, p. 1-62.
- Miall, A. D. 1980. Cyclicity and the facies model concept in fluvial deposits. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 28, 59-80.
- Miall, A. D. 1978. *Fluvial Sedimentology*. Geological Survey of Canada, Calgary, Alberta, Canada T2L2A7.

- Montanher, O. C.; Novo, E. M. L. M.; Barbosa, C. C. F.; Renno, C. D.; Silva, T. S. F. 2014. Empirical models for estimating the suspended sediment concentration in Amazonian white water Rivers using Landsat 5/TM. *ITC Journal*, v. 29, p. 67-77.
- Montanher, O. C.; Souza Filho, E. E. 2010. Avaliação da Alteração da concentração de sedimentos em suspensão em eventos de cheia do Rio Paraná: O uso de imagens orbitais para avaliação de impactos provocados pela barragem de Porto Primavera. *Revista de Geografia (Recife)*, v. Esp., p. 164-176.
- Morais, E. S.; Santos, M. L. dos; Stevaux, J. C. 2012. Identificação de paleocanais na região de confluência entre os rios Ivaí e Paraná com o uso de dados de sensoriamento remoto e reconhecimento de fácies sedimentares. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 42, p. 505-512.
- Nanson, G.C., 2013. Anabranching and Anastomosing rivers. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, vol. 9, *Fluvial Geomorphology*, p. 330–345.
- Nanson, G. C.; Gibling, M. 2004. Anabranching and Anastomosing River, In: *Encyclopedia of Geomorphology*, Edited by A.S. Goudie. ED. Routledge Ltd. New York. V. 1, 21-25.
- Nanson, G. C., Knighton, A. D. 1996. Anabranching Rivers: their cause, character and classification. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 21, 217-239.
- Nanson GC, Croke JC. 1992. A genetic classification of floodplains. *Geomorphology* 4: 459–486.
- Nanson, G.C. and Young, R.W., 1981. Overbank deposition and floodplain formation on small coastal streams of New South Wales. *Z. Geomorph.*, 25: 332-347.
- Nogueira Junior, J. 1988. Possibilidades de colmatção química dos filtros e drenos da barragem de Porto Primavera (SP) por compostos de ferro. *Dissertação de Mestrado, USP*, 2V.
- Orfeo, O. Stevaux, J. C. 2002. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Parana River (Argentina and Brazil). *Geomorphology*, 44, 309-322.
- Orfeo, O. 1995. Sedimentología del Río Paraná en el área de confluencia con el Río Paraguay. Th. doct. Géosciences. La Plata. 286 p.
- Paira, A.R. & Drago, E. C., 2006. Genetical, morphological and evolutionary relationships of the floodplain lakes in the Middle Paraná River hydrossistem. *Z. Geomorph. N.F.* Springer, Berlin. Vol. 145, p. 207-228.
- Paiva, M.P. 1982. *Grandes Represas do Brasil*. Brasilia-DF. Editerra.
- Paoli, C.; Iriondo, M.; García, N. 2000. Características de las cuencas de aporte, In: Paoli, C., Schreider, M. *El río Paraná en su Tramo Medio: Contribución al conocimiento y prácticas ingenieriles en un gran río de llanura*. Tomo I, Santa Fé: 27 - 68.
- Park, E., Latrubesse, E. M. 2014. Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 147, 232-242.
- Parolin, M.; Stevaux, J.C. 2006. Dry climate and eolian dune formation in the Middle Holocene in Mato Grosso do Sul State, Central West Brazil. *Zeitschrift für Geomorphologie. Supplementband*, v. 145, p. 177-190.
- Pereira, M. S., Montagnini, M. D., Cafaro, E. D., Gallego, M. G., Hernández, J., Ramonell, C. G. 2009. Disparidades de evolución morfológica y transporte sedimentario en ensachamientos sucesivos del río Paraná. *Cuarto Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos*. Salta, Argentina.
- Piercy, C.; Wynn, T. 2008. Predicting root density in streambanks. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 44 (2), 496-508.

- Popp, J. H.; Bigarella, J. J. 1975. Formações cenozóicas do noroeste do Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 47, p. 465-472.
- Ramírez, A. I. A. 2014. Reconstrução paleoambiental com base em sementes (semi-fósseis) na área de proteção ambiental das ilhas e várzeas do rio Paraná, Brasil. Tese Doutorado, Núcleo de Pesquisas em liminologia e ictiologia – NUPELIA, Universidade Estadual de Maringá – UEM.
- Ramonell CG, RN Szupiany, EM Latrubesse, M García, MS Pereira, MG Gallego, ZY Marchetti, ED Cafaro, AR Paira, F Latosinsk, AC Bosisio, G Torres. 2011. Procesos de formación del río Paraná Medio. 2011a. Nuevos paradigmas para su estudio. Quinto Simp. Reg. sobre Hidráulica de Ríos, Memorias (CD), 14 pág. Santiago del Estero.
- Reesink, A. J. H., Ashworth, P. J. Sambrook, G. H. Smith, Best, J. L., Parsons, D. R., Amsler, M. L., Hardy, R. J., Lane, S. N., Nicholas, A. P., Orfeo, O., Sandbach, S. D., Simpson, C. J., Szupiany, R. N. 2014. Scales and causes of heterogeneity in bars in a large multi-channel river: Rio Parana, Argentina. *Sedimentology*.
- Richards, K. (1982) *Rivers: Form and Process in Alluvial Channels*, London: Methuen.
- Rozo, M. G.; Nogueira, A. C. R.; Truckenbrodt, W. 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surf. Proc. Land*. 37, 1471–1488.
- Rozo, J. M. G.; Nogueira, A. C. R.; Carvalho, A. S. 2005. Análise multitemporal do sistema fluvial do Amazonas entre a ilha do Careiro e a foz do rio Madeira. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, INPE, p. 1875-188.
- Rust, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5:187-198.
- Sallun, A. E. M.; Suguio, K.; Stevaux, J. C. 2007. Proposição formal do Alogruppo Alto rio Paraná (SP, PR e MS). *Revista do Instituto Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient.*, São Paulo, vol. 7, n 2, p. 49-70.
- Santos, V. C. 2010. *Processos fluviais em barras de soldamento: Rio Paraná, PR*. Dissertação de mestrado. Universidade Estadual Júlio de Mesquita Filho. Rio Claro, São Paulo.
- Santos, M. L. 2005. Unidades geomorfológicas e depósitos sedimentares associados no sistema fluvial do rio Paraná no seu curso Superior. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, Ano 6, n° 1, 85-96.
- Santos, M. L. 1997. Estratigrafia e evolução do sistema siliciclastico do rio Paraná no seu curso superior: ênfase à arquitetura dos depósitos, variação longitudinal das fácies e processos sedimentares. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2v. 246p.
- Santos, M.L., 1991. Faciologia e evolução de barras de canal do rio Paraná na região de Porto Rico, PR. Dissertação de mestrado, UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro.
- Santos M. L.; Stevaux, J. C. 2000. Facies and Architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Paraná river. *Quaternary International*, Inglaterra, V. 72:1, 87-94.
- Santos, M. L. 2001^a. Respostas geomorfológicas dos depósitos sedimentares do rio Paraná frente às mudanças climáticas do Holoceno Superior. In 8° Encontro de Geógrafos da América Latina, Santiago, Chile. CDRoom, p. 122-128.
- Sarma, J.N., 2005. Fluvial process and morphology of the Brahmaputra River in Assam, India, *Geomorphology* 70:256-256.

- Schobbenhaus, C., Lopes, R. C. 2001. Mapas de Integração da Bacia do Prata e Áreas Adjacentes. Montevideo: cprm/segemar/mopc/dinamige/sergeomn, cd rom.
- Sinha, R. Latrubesse, E., Nanson, G., 2012. Quaternary fluvial systems of tropics: major issues and status of research. *Paleogeography, palaeoclimatology palaeoecology*. 356-357, 1-15.
- Smith, D. G.; Smith, N. D. 1980. Sedimentation in anastomosing river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *J. Sediment. Petrol.*, 50, 157-164.
- Smith, D.G., 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from Western Canada. *Special Publication of the International Association of Sedimentology*, 6:155-168.
- Smith, D.G., 1986. Anastomosed river deposits: sedimentation rates and basin subsidence, Magdalena River, North West of Colômbia, South America. *Sedimentary Geology*, 46:177-196.
- Souza Filho, E.E.; Stevaux, J. C. 2004. Geology and geomorphology of the Baía-Curutuba-Ivinheima river complex. The upper Paraná river and its floodplain: Physical aspects, Ecology and Conservation, pp. 1-29. Ed. S.M. Thomaz, A.A. Agostinho & N.S. Hahn. Backhuys Publishers, Leiden, the Netherlands.
- Souza Filho, E.E. de. 1993. *Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná em Porto Primavera (MS) e Guaira (PR)*. Tese doutorado, Geociências. São Paulo, 214p.
- Souza Junior, M. D. 2012. Efeitos tectônicos na formação da paisagem da bacia hidrográfica do rio Ivaí, curso inferior. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Maringá, PR.
- Souza Junior, M. D.; Santos, M. L.; Salamuni, E.; Stevaux, J. C.; Morales, N. 2013. Análise morfométrica da bacia do rio Ivaí, PR., curso inferior. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 14, 208-218.
- Stevaux, J. C., Corradini, F. A., Aquino, S. 2013. Connectivity Processes and riparian vegetation of the upper Paraná River, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 1-9.
- Stevaux, J. C. Martins, P. D. Meurer, M. 2009. Changes in large tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. *Geomorphology*, 113, 230-238.
- Stevaux, J. C.; Barczyszyn, O.; Medanic, S.; Nóbrega, M. T. 2006. Characterization and environmental interpretation of a floodplain Holocene paleosol: Implications for paleohydrological reconstructions in the Upper Paraná River, Brazil. *Z. Geomorph. N. F. Supl. Vol. 145*, 191-206.
- Stevaux, J.C.; Souza, I.A. 2004. Floodplain construction in an anastomosed river. *Quaternary International*, 14:55-65.
- Stevaux, J. C.; Souza Filho, E. E.; Medanic, S.; Yamskikh, G. 2004. Chapter 2 - The Quaternary History of the Upper Paraná River and its floodplain. In: Sidney Magela Thomas; Angelo Antonio Agostinho; Norma Segatti Hanh. (Org.). *The Upper River and its Floodplain: Physical Aspects, Ecology and Conservation*. Leiden: Backhuys Publishers, v., p. 31-53.
- Stevaux, J.C., Takeda, 2002. Changes in a large regulated tropical river: the Paraná River downstream Porto Primavera dam, Brazil. A.M. *Geomorphological Processes Related to Density and Variety of Zoobenthic Community of the Upper Paraná River, Brazil. Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, vol. 129, pp. 143-158.

- Stevaux, J. C. 2000. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South - Central Brazil. *Quaternary International*, 73-85.
- Stevaux, J.C. Santos. M.L. 1998. Palaeohydrological changes in the upper Parana River, Brazil, during the late Quaternary: A facies approach. In: Benito, G., Baker, V.R. and Gregory, K.J. (eds.). *Palaeohydrology and Environmental Changes.*, London, John Wiley and Sons Ltd., p. 273-285.
- Stevaux, J.C. 1994. The Upper Paraná River (Brazil): geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. *Quaternary International*, 21:143-161.
- Stevaux, J.C., 1993. O rio Paraná superior: Geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de doutorado, São Paulo.
- Suguio, K. & Bigarella, J.J., 1979. Ambientes de sedimentação sua interpretação e importância: Ambiente Fluvial. Editora da Universidade Federal do Paraná. Associação de Defesa e Educação Ambiental – ADEA, Curitiba.
- Suguio, K. 1973. Introdução à sedimentologia. Edgard Blucher, Ed. da Universidade de São Paulo.
- Szupiany, R. N., Amsler, M. L., Hernandez, J., Parsons, D. R., Best, J. L., Fornari, E., Trento, A. 2012. Flow fields, bed shear stresses, and suspended bed sediment dynamics in bifurcations of a large river. *Water Resources Research*, Vol. 48.
- Tabata, K. K.; Hickin, E. 2003. Interchannel hydraulic geometry and hydraulic efficiency of the anastomosing Columbia river, Southeastern British Columbia, Canada. *Earth Surface Landforms*, v. 28, p. 837-852.
- Thomas, D.S.G. & Goudie, A., 2000. *The Dictionary of Physical Geography* (3rd edition). lacwell Publishers, Ltd, Malden, USA, 610p.
- Villar, R. E., Martinez, J. M., Le Texier, M., Guyot, J. L., Fraizy, P., Meneses, P. R., Oliveira, E. 2013. A study of sediment transport in the Madeira River, Brazil, using MODIS remote-sensing images. *Journal of South American Earth Sciences* 44, 45-54.
- Villar, R. E., Martinez, J. M., Guyot, J. L., Fraizy, P., Armijos, E., Crave, A., Bazán, H., Vauchel, P., Lavado, W. 2012. The integration of field measurements and satellite observations to determine river solid loads in poorly monitored basins. *Journal of Hydrology* 444–445, 221–228.
- Wójcicki, K. J.; Marynowski, L. 2012. The organic and mineral matter contents in deposits infilling floodplain basins: Holocene alluviation record from the Klondnica and Osobloga river valleys, Southern Poland. *Geomorphology*, 159-160, p. 15-29.
- Zalan, P. V.; Volf, S. Conceição, J. C.; Marques, A.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Zanotto, O. A. 1991. Bacia do Paraná. In: Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. J. (Coords.), *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro. Petrobras. 2º ed. P. 135-168.
- Zwiejkovski, I. P.; Stevau, J.C.; Leli, I.T.; Parolin, M.; Campos, J. B. 2015. Sponges in fluvial deposits used as proxy for island environment reconstruction and forest formation in the Upper Paraná River, Brazil. *Journal of Paleolimnology*. In press.
- Zwiejkovski, I. P. 2013. *Ecologia de florestas tropicais. Sucessão ecológica. Deposição serapilheira. Insetos edáficos. Insetos de solo. Grupos tróficos. Florestas secundárias. Ciclagem de nutrientes. Planície de inundação. Alto rio Paraná*. Brasil. Tese Doutorado, Núcleo de Pesquisas em liminologia e ictiologia – NUPELIA, Universidade Estadual de Maringá – UEM.