



**UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“JULIO DE MESQUITA FILHO”**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS E CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS E
MEIO AMBIENTE**



GEOMORFOLOGIA E CRONOLOGIA DOS DEPÓSITOS DA PLANÍCIE FLUVIAL NO ALTO CURSO DO RIO PARANÁ, MS/SP.

STEFANIA CRISTINO DE OLIVEIRA

Orientador: Mario Luis Assine

Coorientador: Fabiano do Nascimento Pupim

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Rio Claro – SP
2018

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

STEFANIA CRISTINO DE OLIVEIRA

GEOMORFOLOGIA E CRONOLOGIA DOS DEPÓSITOS DA
PLANÍCIE FLUVIAL NO ALTO CURSO DO RIO PARANÁ, MS/SP.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Mario Luis Assine

Coorientador: Fabiano do Nascimento Pupim

Rio Claro - SP

2018

551.4281 Oliveira, Stefânia Cristino de
O48g Geomorfologia e cronologia dos depósitos da planície fluvial no alto
curso do rio Paraná, MS/SP / Stefânia Cristino de Oliveira. - Rio Claro,
2018
81 f. : il., figs., gráfs., tabs., mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista, Instituto de
Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Mario Luis Assine
Coorientador: Fabiano do Nascimento Pupim

1. Geomorfologia - Brasil. 2. Rio Paraná. 3. Compartimentação
geomorfológica. 4. Datação LOE. I. Título.

STEFANIA CRISTINO DE OLIVEIRA

GEOMORFOLOGIA E CRONOLOGIA DOS DEPÓSITOS DA PLANÍCIE
FLUVIAL NO ALTO CURSO DO RIO PARANÁ, MS/SP.

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão Examinadora

Mario Luis Assine (orientador)

José Cândido Stevaux

Edvard Elias de Souza Filho

Resultado: **APROVADA**

Rio Claro – SP, 04 de abril de 2018.

AGRADECIMENTOS

Aos mestres e colegas de trabalho.

Primeiramente agradeço ao meu orientador, professor Mario Luis Assine, que me deu a oportunidade de desenvolver este trabalho. Obrigada pela orientação e pelos conhecimentos que foram construídos nestes anos.

Agradeço também ao Professor Fabiano do Nascimento Pupim, pela motivação do começo ao fim do Mestrado. Sempre disposto a ajudar, orientar e a discutir. Obrigada pela confiança, paciência, apoio e amizade durante esta jornada.

Ao Professor José Cândido Stevaux, pelos ensinamentos, apoio, sugestões e disposição em ajudar. Agradeço também pela colaboração com o material topobatimétrico que trouxe resultados interessantíssimos.

Ao Professor Edvard Elias Souza Filho, pelas discussões e sugestões durante à defesa, contribuições significativas para este trabalho.

Ao Professor Lucas Veríssimo Warren por toda ajuda e disposição durante o trabalho de campo, e agradeço também pelas aulas de Sistemas Depositionais, que me motivaram ainda mais.

Aos meus colegas Eder Merino, Filipe Giovanini Varejão, Patrícia Colombo Mescolotti, Mariza Gomes Rodrigues e Milena Cristina Rosa. Agradeço ao Eder por todo ensinamento, críticas, paciência, apoio e torcida em todos os momentos. Agradeço à Paty, pelas orientações, ensinamentos e conselhos. Felipe e Mariza, obrigada por me ajudarem dentro e fora do laboratório. Um agradecimento especial à Mariza que garantiu uma hospedagem acolhedora durante o trabalho campo. Obrigada Milena pelas discussões e dicas no laboratório. Enfim, a todos vocês do laboratório, obrigada pelo profissionalismo e mais ainda pela amizade. Contem comigo sempre!

Aos meus amigos do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Alexandre Leme (Belo), Daniela Ribeiro e Lucas Inglez, por me socorrerem com dúvidas burocráticas e técnicas, e também por compartilharem comigo os momentos de questionamentos sobre a carreira acadêmica.

À secretária do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Rosângela Vacello, pela atenção, apoio e suporte diário.

Ao pessoal do LEGal-USP (Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência, do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo), Prof. Dr.

André Sawakuchi, Thays Desirée Mineli e Luciana Nogueira de Paula Souza, que me receberam de braços abertos e com muita paciência me ensinaram e forneceram todo suporte necessário para a realização das datações pela técnica de Luminescência Opticamente Estimulada.

Os trabalhos de campo e análises laboratoriais não seriam possíveis sem o apoio financeiro da Fapesp (processo 2014/06889-2) e CNPq (144221/2015-2), indispensáveis para a conclusão deste trabalho. Agradeço ao CNPq pela concessão da bolsa de estudos.

À família e amigos.

Agradeço à minha mãe, Amália, meu maior exemplo de coragem. Ao longo de todos os anos que vivi em Rio Claro, apesar da distância, sempre esteve presente confiando e me apoiando em todas as etapas.

Aos meus irmãos, Adriano e Verônica, que sempre estiveram dispostos a me ajudar, em qualquer circunstância. Também agradeço aos meus cunhados Valquíria e Israel, e aos meus sobrinhos Rafaela e Bruno, pela ajuda e torcida durante estes anos.

Um agradecimento especial ao Rodrigo, por estar ao meu lado durante todo o Mestrado, compartilhando todos os momentos, dos melhores aos piores. Com muita paciência, carinho, bom-humor e dedicação sempre esteve disposto a ajudar, ouvir e conversar. Obrigada por me ensinar e aprender comigo, sempre crescendo juntos. Obrigada por tudo!

Agradeço às minhas amigas Maria Carolina Barreto (Marol) e Amanda Eburneo (Pafrente), minha família rio-clarense, obrigada pela amizade, suporte e por toda alegria que vocês transmitem. Acho justo agradecer pela companhia na cerveja e no pagode também.

E por fim, o meu grande incentivador nesta caminhada, Sr. Osvaldo Aulino, transformando cada momento em experiência e aprendizado, e nos momentos difíceis sempre esteve pronto a me ajudar com uma palavra amiga, ou um “puxão de orelha”. Muito obrigada.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	4
3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA	5
3.1.1. Clima	5
3.1.2. Geologia	5
3.1.3. Geomorfologia	8
3.1.4. Pedologia	10
3.1.5. Vegetação	11
3.2. Paleo-hidrologia e paleoclimatologia	12
4. MÉTODOS E MEIOS	15
4.1. Compartimentação geomorfológica	15
4.2. Caracterização sedimentológica	18
4.3. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE/SAR)	20
5. RESULTADOS	24
5.1. Compartimentos geomorfológicos	24
5.1.1. Unidade 1	28
5.1.2. Unidade 2	29
5.1.3. Unidade 3	31
5.1.4. Unidade 4	32
5.2. Geocronologia dos depósitos fluviais	34
5.3. Sedimentologia	40
5.5. Perfis topobatimétricos e longitudinais	47
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	54
6.1. Correlação com unidades definidas a sul da área estudada	54
6.2. Evolução das unidades geomorfológicas	60
7. CONCLUSÃO	65
8. REFERÊNCIAS	67

FIGURAS

Figura 1 - Localização da Bacia Hidrográfica do rio Paraná e área estudada.....	2
Figura 2 - Mapa geológico da área de ocorrência do Alogruppo Alto Rio Paraná.....	6
Figura 3 - Compartimentos dos depósitos definidos a partir do controle geológico	7
Figura 4 - Geomorfologia da região de Porto Rico/PR	10
Figura 5 - Localização dos pontos de coleta e de observações de campo	19
Figura 6 - Técnica de amostragem para a datação por LOE	20
Figura 7 - Imagem Landsat, composição 5R4G3B, ano de 1985 (antes do barramento)....	24
Figura 8 - Imagem Landsat 8, composição 6R5G4B, ano de 2016	25
Figura 9 - Modelo digital de elevação. Base de dados STRM.	26
Figura 10 - Compartimentos geomorfológicos da planície fluvial e terraços.	27
Figura 11 - Imagens da Unidade 1	28
Figura 12 - Perfil topográfico da Unidade 1.	28
Figura 13 - Foto do Paredão das Araras e imagem das lagoas.....	29
Figura 14 - Imagem da Unidade 2.....	30
Figura 15 - Perfil topográfico da Unidade 2	30
Figura 16 - Ilhas encontradas na Unidade 2.....	31
Figura 17 - Fazenda Cisalpina (CESP) situada na Unidade 3	32
Figura 18 - Unidade 4 a montante da UHE de Porto Primavera	33
Figura 19 - Pontos de coleta de amostras para datações LOE e idades obtidas.....	34
Figura 20 - Gráficos obtidos a partir dos parâmetros utilizados na datação de sedimentos.	36
Figura 21 - Localização dos testemunhos na planície fluvial dos rios Paraná e Aguapeí.....	37
Figura 22 - Localização dos testemunhos na planície rios Paraná, Verde e Peixe	38
Figura 23 - Descrição sedimentológica dos testemunhos dos rios Paraná, Verde e Peixe ..	41
Figura 24 - Descrição sedimentológica dos testemunhos nos terraços do rio Paraná.	42
Figura 25 - Afloramentos de arenitos do Grupo Caiuá.	42
Figura 26 - Perfil faciológico do Paredão das Araras.....	45
Figura 27 - Perfil faciológico do afloramento encontrado no ponto P2.....	46
Figura 28 - Perfis topobatimétricos do rio Paraná do 1 ao 7	49
Figura 29 - Perfis topobatimétricos do rio Paraná do 8 ao 14.....	50
Figura 30 - Perfis topobatimétricos do rio Paraná do 15 ao 21	51
Figura 31 - Perfis longitudinais das unidades identificadas no trecho estudado	52
Figura 32 - Sedimentos em suspensão lançados pelos afluentes	53
Figura 33 - Compartimentação e integração com a área estudada por Stevaux (1993).	56
Figura 34 - Imagem Landsat 5 (1985) com composição 5R4G3B.	57
Figura 35 - MDE com redução de intervalos altimétricos.....	58
Figura 36 - Perfis topográficos transversais ao rio Paraná	59

TABELAS

Tabela 1 - Imagens Landsat 5 de 1985 e Landsat 8 de 2016	16
Tabela 2 - Numeração dos perfis topobatimétricos e numeração utilizada pela CESP	17
Tabela 3 - Idades por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE/SAR)	35

RESUMO

O conhecimento da evolução geomorfológica da planície fluvial do rio Paraná, no trecho a montante da barragem de Porto Primavera, é ainda precário, visto que a maioria dos trabalhos publicados sobre este curso fluvial teve como foco o trecho a jusante da represa. Neste contexto, o objetivo desse estudo foi investigar a sucessão de eventos geológicos responsáveis pela evolução e configuração atual do sistema fluvial do Alto rio Paraná, no trecho entre as Usinas Hidrelétricas de Jupia e Porto Primavera (divisa entre os Estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul). Dados de sensoriamento remoto, sedimentológicos, geocronológicos e perfis topobatimétricos foram utilizados para o desenvolvimento da pesquisa. Quatro compartimentos geomorfológicos foram identificados sendo que três destes compartimentos foram datados: Unidade 1, terraço elevado com presença de lagoas circulares e semicirculares; Unidade 2, terraço intermediário com pequenas lagoas e áreas encharcadas (idade LOE de 60.532 ± 6.068 anos); Unidade 3, terraço baixo com paleocanais preservados (idade LOE de 39.774 ± 2.798 anos); e Unidade 4, planície fluvial atual (idade LOE de 8.884 ± 1.576 anos). As unidades geomorfológicas definidas foram correlacionadas com unidades de trabalhos anteriores localizadas a jusante da área estudada. A Unidade 1, Unidade 3 e Unidade 4 são consideradas extensões das unidades geomorfológicas Taquaruçu, Fazenda Boa Vista e Rio Paraná, respectivamente. A Unidade 2 é um compartimento com características morfológicas singulares, portanto, não correlacionáveis com unidades apresentadas em trabalhos anteriores. Também foram identificadas duas zonas de *knickpoints* que ocorrem, provavelmente, devido a mudanças litológicas no talvegue do rio. Além disso, no trecho estudado o rio Paraná apresenta sinuosidades que podem estar relacionadas com o aporte sedimentar dos afluentes. Registros sedimentares dos depósitos da planície fluvial do rio Aguapeí indicam que o rio apresentava canal com alta energia há aproximadamente 8 mil anos, quando o clima era mais seco que o atual. Posteriormente, cerca 2 mil anos ao presente, a região passa a ter características climáticas semelhantes as atuais.

Palavras-chave: Rio Paraná. Compartimentação geomorfológica. Datação LOE. Depósitos quaternários.

ABSTRACT

The knowledge of the geomorphological evolution of the Paraná River fluvial plain in the stretch upstream of the Porto Primavera dam is still precarious, since most of the published works on this fluvial course focused on the stretch downstream of the dam. In this context, the objective of this study was to investigate the succession of geological events responsible for the evolution and current configuration of the river system of the Upper Paraná River, between the Jupiá and Porto Primavera Hydroelectric Plants (between the States of São Paulo and Mato Grosso do Sul). Remote sensing data, sedimentological, geochronological and topobathymetric profiles were used for the development of the research. Four geomorphological compartments were identified and three of these compartments were dated: Unit 1, raised terrace with circular and semi-circular ponds; Unit 2, intermediate terrace with small ponds and soaked areas (OSL age from $60,532 \pm 6,068$ years); Unit 3, low terrace with preserved paleo canals (OSL age from $39,774 \pm 2,798$ years); and Unit 4, current fluvial plain (OSL age from $8,884 \pm 1,576$ years). The defined geomorphological units were correlated with units of previous works located downstream of the studied area. Unit 1, Unit 3 and Unit 4 are considered extensions of the geomorphological units Taquaruçu, Fazenda Boa Vista and Rio Paraná, respectively. Unit 2 is a compartment with unique morphological characteristics, therefore, not correlated with units presented in previous works. Two zones of *knickpoints* have also been identified that probably occur due to lithological changes in the river thalweg. In addition, in the studied section the Paraná River presents sinuities that may be related to the sedimentary contribution of the tributaries. Sedimentary records of the deposits of the fluvial plain of the Aguapeí River indicate that this river presented a channel with high energy approximately 8 thousand years ago, when the climate was drier than the present one. Later, about 2,000 years to the present, the region will have similar climatic characteristics to the current ones.

Keywords: Paraná River. Geomorphological Zonation. OSL dating. Quaternary Deposits

1. INTRODUÇÃO

O Quaternário, período que se iniciou há cerca de 2.58 Ma e se estendeu até o presente ([Gibbard & Cohen, 2008](#)), é caracterizado por variações climáticas cíclicas de grande amplitude (glacial-interglacial) que produziram significativas mudanças ambientais na vegetação, pedogênese, produção de sedimentos, regime fluvial, entre outras, que moldaram a atual paisagem do Brasil. O estudo dessas mudanças é fundamental para compreender os processos morfogenéticos, definir a sequência dos eventos e assim elaborar modelos geomorfológicos que nos auxiliem no entendimento da origem e evolução das paisagens brasileiras.

Nesta pesquisa, os depósitos fluviais das planícies e dos terraços do rio Paraná, localizados no trecho entre a Usina Hidrelétrica de Jupiá (município de Três Lagoas) e a Usina Hidrelétrica de Porto Primavera (Rosana), divisa entre os Estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul, são utilizados para a interpretação da evolução geomorfológica do Alto rio Paraná ([Figura 1](#)). O reconhecimento das principais unidades geomorfológicas presentes na área, bem como a caracterização dos elementos morfológicos da planície fluvial, contribuirá para a reconstituição da evolução do sistema fluvial e das mudanças ambientais ocorridas no Alto curso do rio Paraná.

Os depósitos sedimentares que compreendem as planícies fluviais são registros que integram mudanças ambientais e processos geomorfológicos na escala da bacia hidrográfica ([Pazzaglia, 2013](#)). Estudos geomorfológicos e sedimentológicos quando combinados com idades absolutas (por exemplo: datação por carbono 14 (^{14}C) ou luminescência opticamente estimulada – LOE) possibilitam usar os depósitos das planícies fluviais como marcadores estratigráficos para a interpretação e correlações de mudanças ambientais regionais ([Bridgland & Westaway, 2008](#)). As causas mais comuns dessas mudanças são respostas da vegetação, hidrológicas e de produção de sedimentos devido a variações climáticas, que no Quaternário são dominadas por ciclos glaciais-interglaciais de aproximadamente 100 mil anos ([Vandenberghe, 2015](#)). No entanto, a resposta do sistema fluvial depende de fatores como controle estrutural, substrato geológico e níveis de base local e regional. Atividades tectônicas modernas também podem influenciar a evolução das planícies fluviais, principalmente no que diz respeito à geometria e ao posicionamento topográfico dos depósitos ([Pazzaglia, 2013](#)). Outro fator importante na evolução de curto-prazo (10 a 10^3 anos) das planícies

[Parolin et al., 2006, 2007](#); [Guerreiro et al 2013](#); [Leli et al, 2017](#)). Neste contexto, esta pesquisa fornecerá informações necessárias para auxiliar na reconstrução da história deste trecho do Rio Paraná, pois a área estudada guarda depósitos sedimentares que evidenciam mudanças ambientais desde o Pleistoceno superior (<126.000 anos).

A bacia hidrográfica do rio Paraná é a segunda maior da América do Sul, superada apenas pela bacia Amazônica, drena uma área de 2,6 milhões de km² (incluindo o Rio Paraguai). O rio Paraná é um dos dez maiores rios do planeta, com uma descarga média anual de 18.000³/s e cerca de 200 x 10⁶ toneladas de carga sedimentar transportada por ano ([Latrubesse et al., 2005](#)). É o principal curso d'água da bacia hidrográfica do rio homônimo e percorre desde sua nascente até a sua foz pelo Brasil, Argentina e Paraguai. O rio Paraná recebe esse nome a partir da confluência dos rios Grande e Paranaíba na divisa dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Mato Grosso do Sul, e sua foz se localiza no estuário da Prata, na divisa entre o Uruguai e a Argentina.

Devido às suas características geológicas e hidrológicas, o rio Paraná pode ser dividido em alto, médio e baixo curso. O segmento correspondente ao “Alto rio Paraná”, estende-se desde a confluência dos rios Grande e Paranaíba até o início do reservatório da UHE de Itaipú, próximo a foz do rio Piquiri, divisa entre Brasil e Paraguai ([Stevaux, 1994](#)). A área estudada localiza-se entre as coordenadas geográficas 22° 30' 26” e 20° 47' 23” de latitude sul e 52° 59' 54” e 51° 20' 32” de longitude oeste ([Figura 1](#)).

2. OBJETIVOS

O escopo desta pesquisa é determinar a sucessão de eventos geológicos responsáveis pela evolução e configuração atual do sistema fluvial do Alto rio Paraná, no trecho entre as Usinas Hidrelétricas de Jupiá e Porto Primavera (divisa entre os Estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul). Os principais objetivos são:

- Compartmentar geomorfologicamente a planície fluvial e terraços;
- Determinar a idade absoluta de deposição dos sedimentos de diferentes compartimentos geomorfológicos por meio da técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE);
- Estabelecer a sucessão de eventos geológicos responsáveis pela construção da planície de fluvial e terraços.

3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA

3.1.1. Clima

A bacia hidrográfica do Alto curso do rio Paraná ocorre por regiões de clima tropical com estação seca no inverno. Conforme os dados climatológicos fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia ([INMET, 2016](#)) do município de Presidente Prudente, durante o período de 1961 a 2009, verifica-se que o trimestre mais frio ocorre em maio, junho e julho, sendo julho o mês mais frio com médias de 19°C. O trimestre mais quente engloba os meses novembro, dezembro e janeiro, com os meses de janeiro e fevereiro sendo os mais quentes, e a temperatura média é de 25°C. A estação mais chuvosa ocorre de dezembro a fevereiro, sendo janeiro o mês mais chuvoso com média mensal de cerca de 220 mm, e a estação mais seca de junho a setembro, sendo agosto o mês mais seco, com média mensal de aproximadamente 40 mm.

3.1.2. Geologia

Unidades estratigráficas quaternárias foram individualizadas a partir da abordagem aloestratigráfica apresentada por [Sallun et al \(2007\)](#), que reuniu os depósitos sedimentares como Alogrupo Alto Rio Paraná, constituído de depósitos coluviais da Aloformação Paranaíba e depósitos fluviais da Aloformação Paraná ([Figura 2](#)).

Os depósitos da Aloformação Paranaíba são compostos por areias muito finas a grossas inconsolidadas, em sua maioria formadas por grãos monocristalinos de quartzo, que exibem coloração avermelhada devido à presença de óxidos e hidróxidos de ferro. Seu limite superior é o horizonte formado por pedogênese atual, e o inferior é representado pelo contato com as rochas mesozoicas da Bacia do Paraná.

A Aloformação Paraná apresenta terraços de origem fluvial associados à paleodrenagem, embutidos na Aloformação Paranaíba. Os terraços situam-se em diversos níveis topográficos (altos, médios e baixos) em ambas margens do Alto rio Paraná e são compostos de depósitos arenáceos e rudáceos, com camadas de areia fina argilosa preta (rica em matéria orgânica) intercalada em camadas arenosas maciças.

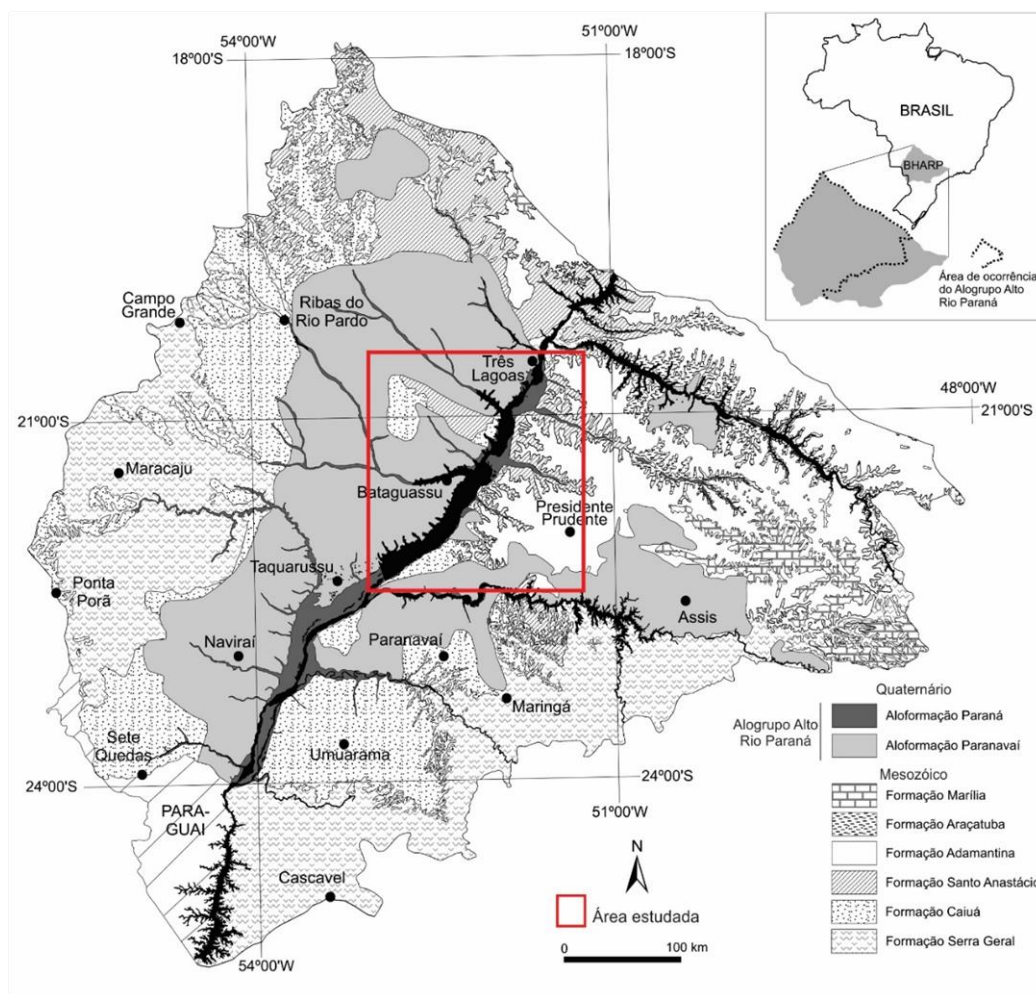


Figura 2 - Mapa geológico da área de ocorrência do Alogrupo Alto Rio Paraná com localização da Bacia Hidrográfica do Alto Rio Paraná (Sallun, 2007).

Conforme Souza Filho & Stevaux (1997), as estruturas geológicas também atuam no controle da distribuição dos depósitos aluvionares. Segundo os autores citados, apesar dos depósitos aluvionares do trecho entre Três Lagoas e Guaíra serem controlados pelas rochas do Grupo Bauru e pelo posicionamento do nível de base proporcionado pelo salto de Sete Quedas, suas disposições decorrem dos recentes sofridos pelos blocos compartimentados pelos alinhamentos estruturais do Guapiara, Amambaí - Rio do Veado e do Rio Piquiri. Souza Filho (1996), propôs três compartimentos associados às estruturas geológicas e seu controle sobre a distribuição dos depósitos aluvionares, para a região do Alto rio Paraná (Figura 3).

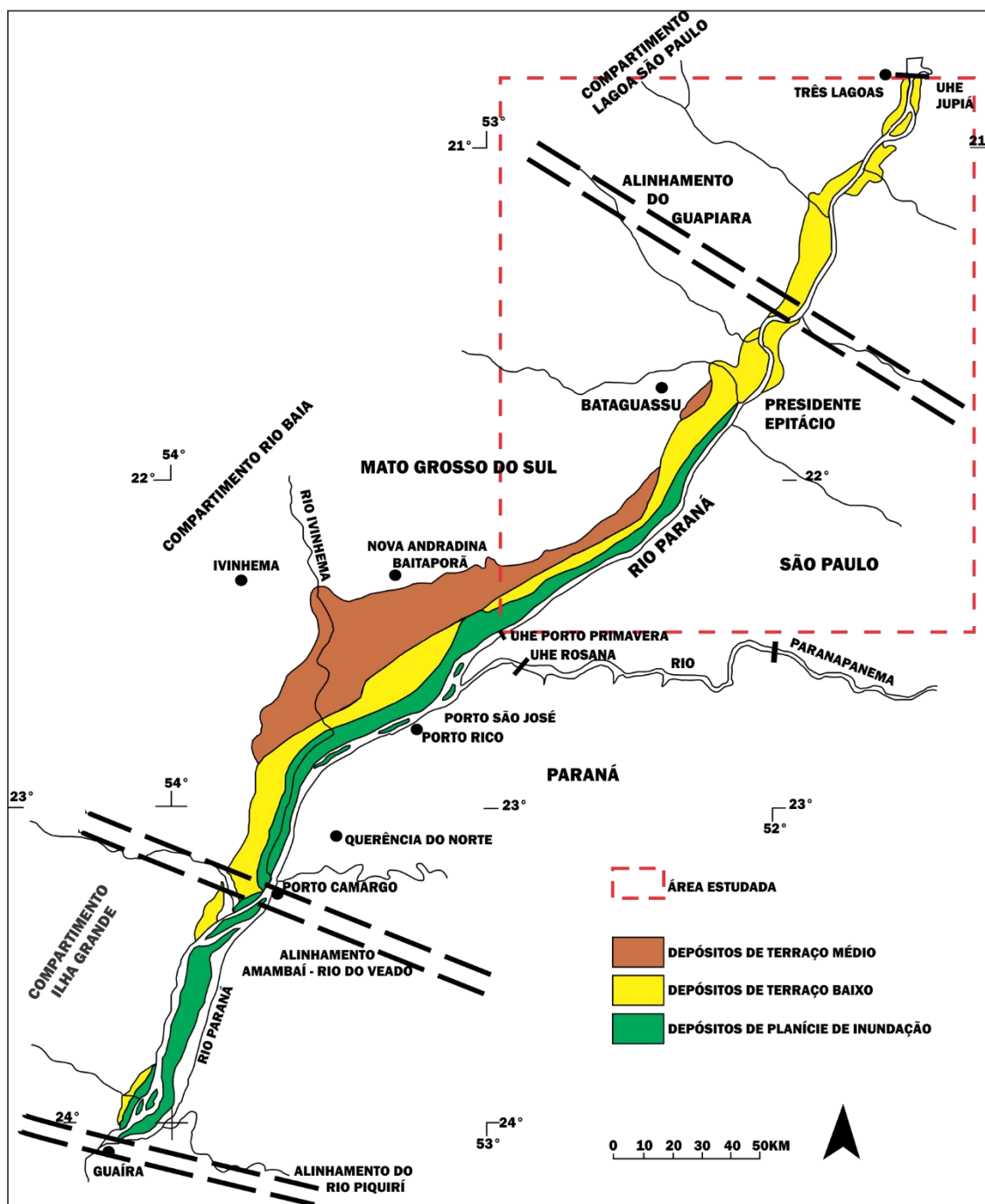


Figura 3 - Compartimentos dos depósitos associados à calha fluvial do Alto rio Paraná, definidos a partir do controle geológico (modificado de [Souza Filho & Stevaux, 1997](#)). Os compartimentos definidos são: Lagoa São Paulo (localizado a norte de Presidente Epitácio), rio Baía (entre Presidente Epitácio até a foz do rio Ivaí) e Ilha Grande (entre a foz do rio Ivaí e o antigo salto de Sete Quedas).

A partir do Alinhamento de Guapiara, que controla o rio Aguapeí, foi delimitado o “compartimento lagoa São Paulo”, localizado a norte de Presidente Epitácio. As falhas do rio Ivaí e do rio Amambai separam um compartimento central chamado de “rio Baía”, do compartimento ao sul, denominado “ilha Grande”. A área estudada estende-se pelo compartimento “lagoa São Paulo” e “Rio Baía” ([Figura 3](#)).

O “compartimento Lagoa São Paulo” está localizado entre Três Lagoas até Presidente Epitácio, possui cerca de 100 km de extensão, com a largura variando de 9 km para montante e de 17 km para jusante. Compõe ambas as margens da calha fluvial, exceto no trecho final, onde ocorre apenas na margem esquerda (na lagoa Feia e paredão das Araras), devido à influência do Alinhamento de Guapiara. É composto por depósitos em terraço baixo, cortados por canais ativos e semi-ativos da planície fluvial. Na parte norte está assentado sobre basaltos da formação Serra Geral, e sul sobre arenitos da formação Santo Anastácio.

O “compartimento Rio Baía” situa-se entre Presidente Epitácio até a foz do rio Ivaí, estendendo-se por pelo menos 250 km. Possui 9 km de largura para montante e 25 para jusante, estreitando-se para 6 km na região da cidade de Anaurilândia e alargando-se para até 30 km na área do rio Ivinheima. Está presente em sua maior parte na margem direita, com exceção no trecho mais a jusante, onde também ocorre na margem esquerda. Esse compartimento é composto por depósitos em terraço médio, baixo e de planície fluvial.

O “compartimento Ilha Grande” com 100 km de extensão, está localizado entre a foz do rio Ivaí e o antigo Salto de Sete Quedas. Apresenta depósitos de planície que ocorrem principalmente na forma de ilhas, as quais se destacam a ilha Grande, com até 10 km de largura e 80 km de extensão, e a ilha dos Bandeirantes, com até 4 por 25 km.

3.1.3. Geomorfologia

Conforme [Soares & Landim \(1976\)](#), o soerguimento das serras do Mar, da Mantiqueira, da Canastra, do Caiapó e de Maracaju, ocorrida entre o fim do Cretáceo e Paleoceno, impôs a configuração da bacia hidrográfica do rio Paraná com relação à calha da bacia. Sendo assim, de acordo com [Souza Filho & Stevaux \(1997\)](#), o rio Paraná ocupa a faixa de junção de dois grandes homoclinais formados pelas rochas da parte superior da bacia sedimentar do Paraná, sendo que o homoclinal de oeste é mais curto, pois, a taxa de ascensão das serras de Maracaju e do Caiapó é menor do que a da serra do Mar do lado leste. Um terceiro homoclinal está localizado a norte, ocupados pelos rios Grande e Paranaíba, e uma quarta área de ascensão está a sul, a partir da região de Guaíra. O homoclinal localizado a sul possui a menor taxa de ascensão entre os quatro citados, e consequentemente o fluxo do rio Paraná ocorre nesse sentido. Ainda o soerguimento dessa área é responsável pela formação do

“canyon” do rio Paraná, das cataratas do Iguaçu, e do salto de Sete Quedas, o qual encontra-se atualmente inundado devido à construção da Usina Hidrelétrica de Itaipu.

Os diferentes substratos rochosos determinam diferentes características a partes diversas do rio. Assim, nas áreas de ocorrências de rochas efusivas da Formação Serra Geral o vale é mais fechado, com rápidas corredeiras e saltos, como os de Urubupungá e de Sete Quedas. Na área de ocorrência dos arenitos do Grupo Bauru o quadro é distinto, pois não há corredeiras, e o vale é bastante largo ([Souza Filho & Stevaux, 1997](#)).

Os afluentes da margem esquerda e da margem direita do rio Paraná apresentam algumas particularidades. Segundo [Souza Filho & Stevaux \(1997\)](#), os principais afluentes da margem esquerda são mais longos, com 400 e 600 km de comprimento, e possuem nascentes em rochas cristalinas aflorantes na serra do Mar; outros cursos importantes são mais curtos, com aproximadamente 250 km, correm apenas em domínios de rochas da bacia sedimentar do Paraná. Os maiores rios pela margem direita não chegam a 400 km de extensão, e todos nascem em área da bacia sedimentar, nas serras de Maracaju e Caiapó. Os formadores do rio Paraná são originários de rochas cristalinas, o rio Paranaíba surge no Planalto Central, e o rio Grande nas serras da Canastra e da Mantiqueira, e ambos superam 750 e 850 km de extensão, respectivamente.

De acordo com [Stevaux \(1993; 2000\)](#), os depósitos sedimentares do Alto rio Paraná, na região de Porto Rico (a jusante da área estudada), podem ser definidos em quatro unidades geomorfológicas ([Figura 4](#)): a) Unidade Porto Rico, corresponde a áreas de depósitos coluviais, apresenta relevo suave e colinas achatadas com caimento sutil em direção a calha do rio Paraná, se estendendo na margem esquerda do rio; está a 280m de altitude do nível do mar e não apresenta depósitos quaternários relacionados ao rio Paraná canal; b) Unidade Taquaruçu, com depósitos colúvio-aluviais e presença de centenas de lagoas de vários formatos, cujos diâmetros variam de 500 a 6.000 m; possui uma superfície coluvial aplainada, estando entre as cotas 245 e 280 m de altitude do nível do mar; c) Unidade Fazenda Boa Vista, constitui um terraço aluvial escavado em antigos depósitos do rio Paraná em condições de fluxo mais energético, situada a uma altitude que varia de 232 a 245 m, ou ainda de 8 a 10 m do nível atual do rio Paraná, possui feições deposicionais preservadas, características de canais entrelaçados e em parte recoberta por leques aluviais

holocênicos; e d) Unidade Rio Paraná, representa a própria planície aluvial ativa do rio homônimo.

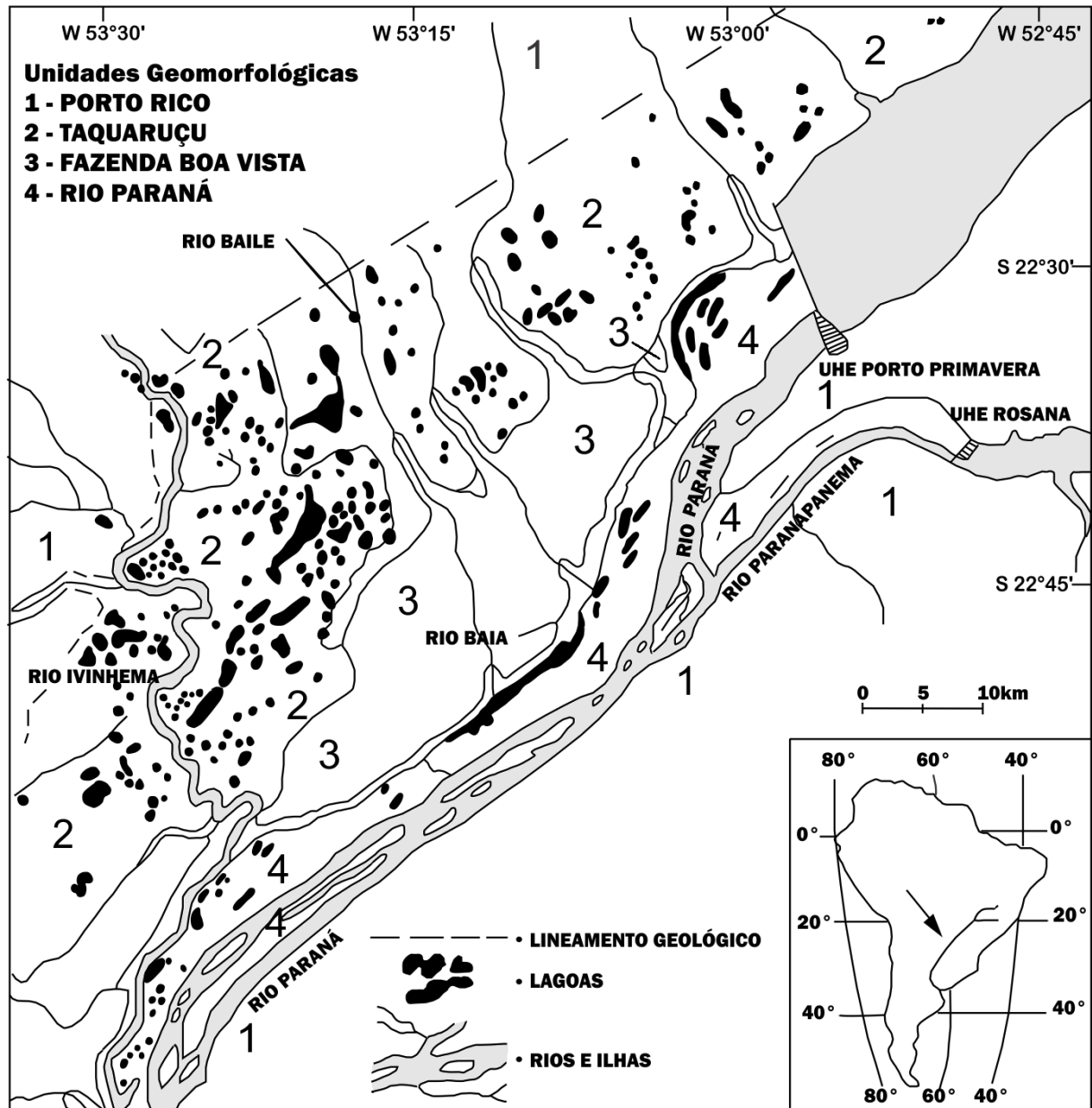


Figura 4 - Geomorfologia da região de Porto Rico/PR (modificado de [Stevaux, 2000](#)).

3.1.4. Pedologia

Solos de seis tipos principais são encontrados na área estudada, conforme [Oliveira et. al. \(1999\)](#) e [IBGE \(2001\)](#): a) Argissolos Vermelhos (PV) e Argissolos Vermelho-Amarelos (PVA): encontrados em relevos suaves, estão presentes na maior parte da área e apresentam textura arenosa/média; b) Gleissolos Háplicos (GX): de coloração cinza são solos hidromórficos, mal drenados, e ocorrem na região estudada em planícies aluviais, limitados a áreas de agradação; c) Latossolos Vermelhos (LV):

apresenta textura argilosa e encontrados em relevo suave ondulado; d) Neossolos Flúvicos (RU): solos aluviais associados a relevo de várzea; e) Neossolos Quartzarênicos (RQ): compostos por areias quartzosas e areias quartzosas hidromórficas, são encontrados em relevo plano e suave ondulado; e) Planossolos, são solos com mudança textural abrupta e horizontal superficial de textura arenoso ou média, predominando cores brunadas e acinzentadas, que refletem a condição da drenagem imperfeita do perfil, decorrente da situação topográfica baixa, com excesso de umidade durante as chuvas. São encontrados Planossolos do tipo Háptico (SX) presentes nos terraços do Rio Aguapeí, e, Hidromórficos (SG) apenas do lado do Estado do Mato Grosso do Sul; e f) Areias Quartzosas: são solos arenosos pouco desenvolvidos constituídos essencialmente por minerais de quartzo, excessivamente drenados, profundos e de baixa fertilidade natural. Sua ocorrência na região estudada limita-se a planícies aluviais, próximas às drenagens atuais e em área com relevo de colinas amplas constituídas por solos colúvio-aluviais arenosos.

3.1.5. Vegetação

A vegetação da área é composta pelos biomas de Cerrado e de Mata Atlântica, nos quais ocorrem formações vegetacionais de Savana (Cerrado), Floresta Estacional Semidecidual, Formações Pioneiras e Áreas de Tensão Ecológica ([PERH-MS 2010](#) e [IBGE 2004](#)). A vegetação de Cerrado apresenta estrutura predominantemente campestre, com pequenas plantas lenhosas até arbóreas e em geral acompanhando as floresta-de-galeria. As áreas de Floresta Estacional Semidecidual, apresentam vegetação com elementos arbóreos que apresentam decidualidade foliar adaptativa à deficiência hídrica ou ao período frio (estação seca ou chuvosa, com acentuada variação térmica). As Formações Pioneiras, compõem vegetações herbácea campestre ou lenhosa ao longo dos rios, sobre áreas pedológicas estáveis. As áreas de Tensão Ecológica, são representadas pelos contatos entre vegetações de diferentes regiões fitoecológicas, e que se manifestam na forma interpenetráveis sem se misturar (formando encaves), e se distribuem de forma generalizada.

3.2. Paleo-hidrologia e paleoclimatologia

As variações ambientais que ocorreram durante o Quaternário Tardio deixaram como registro no Alto rio Paraná depósitos sedimentares de idades e características distintas. Neste contexto, a partir de análises sedimentológicas, fluviais e lacustres de sedimentos das unidades geomorfológicas da planície aluvial do rio Paraná, diversos estudos possibilitaram a interpretação de uma série de mudanças paleohidrológicas e paleoclimáticas ocorridas no sistema fluvial indicando a existência de alternância entre períodos secos e úmidos durante o Pleistoceno Tardio e Holoceno ([Stevaux \(1993, 2000\)](#), [Stevaux et al \(1997\)](#), [Parolin & Stevaux \(2001\)](#), [Kramer & Stevaux \(2001\)](#), [Parolin et al \(2005, 2006, 2007\)](#), [Guerreiro \(2011\)](#), [Guerreiro et al \(2013\)](#), [Leli \(2015\)](#) e [Morais et al \(2016\)](#)).

Conforme [Stevaux \(1993, 2000\)](#), em uma primeira fase marcada por clima árido teria se desenvolvido uma planície fluvial, com contribuição de sedimentos coluviais no Alto rio Paraná. A hipótese de um clima de maior aridez do que o atual para esse evento, é realçada pelas evidências encontradas nos depósitos de canal do rio Paraná, onde fácies de cascalhos arenosos são interpretadas como sendo originadas em um rio de canal entrelaçado, típico de clima seco. Tal condição de aridez também foi verificada nos depósitos basais das lagoas da Unidade Taquaruçu, que apresentaram baixo teor de matéria orgânica, domínio de pólenes de gramíneas e alta porcentagem de grãos arenosos transportados pelo vento ([Stevaux et al, 1997](#)). [Kramer e Stevaux \(2001\)](#) verificaram a ocorrência de cascalheiras basais em contato erosivo com arenitos da Formação Caiuá, e inferiram que a deposição dessas areias tenha se efetuado por processos eólico e/ou fluxo aquoso concentrado (tipo “*flash flood*”) devido a aridez dominante ao final do Pleistoceno. O que confirma a hipótese de [Stevaux \(2000\)](#) quando os depósitos basais da Unidade Taquaruçu teriam sido formados em períodos mais secos no Pleistoceno Tardio. Datações realizadas por [Guerreiro \(2011\)](#) e [Fujita \(2014\)](#) aliadas às realizadas por [Stevaux \(2000\)](#), nos depósitos da unidade Taquaruçu, sugerem que a deposição da Unidade Taquaruçu ocorreu entre aproximadamente 150.000 ± 32.000 a 42.580 ± 1.700 anos AP com tendências semiáridas.

Uma segunda etapa na evolução do sistema fluvial do Alto rio Paraná, de acordo com as interpretações de [Guerreiro \(2011\)](#), está relacionada com o rebaixamento do nível de base do rio Paraná, o que causou a incisão vertical do canal dando origem ao Terraço 1 (correlacionado com a Unidade Taquaruçu). De acordo com [Stevaux](#)

(1993), processos tectônicos provocaram o aprofundamento do canal e a sua migração em direção à margem esquerda.

Posteriormente ocorre a deposição dos sedimentos da Unidade Fazenda Boa Vista, cuja gênese está relacionada a uma ampla planície fluvial construída pelo rio Paraná. De acordo com [Stevaux \(2000\)](#), as associações de fácies da Unidade Fazenda Boa Vista sugerem que os depósitos desta unidade foram formados em um momento em que o rio apresentava padrão entrelaçado, propiciando cascalhos na porção basal e texturas granulométricas arenosas na porção superior da unidade. Os depósitos basais da Unidade Fazenda Boa Vista revelaram idades de 41.580 ± 1.700 a 31.140 ± 760 anos AP em datações realizadas por [Stevaux \(2000\)](#).

Conforme [Guerreiro et al \(2013\)](#), o clima semiárido ainda era predominante entre 26.900 ± 4.800 e 20.600 ± 4.800 anos. Tal fato foi verificado a partir de análises do conteúdo espicular nos depósitos lacustres na Unidade Taquaruçu e datações em seus depósitos basais que indicaram contemporaneidade com fase de clima semiárido reconhecidos para o Alto rio Paraná.

A construção da planície fluvial atual do rio Paraná teria se iniciado entre o Último Máximo Glacial (entre 23.000 e 19.000 anos) e o *Older Dryas* (estimado entre 12.900 e 11.700 anos) ainda no Pleistoceno conforme, [Leli \(2015\)](#). A autora, realizou datações na área jusante à represa de Porto Primavera, as quais revelaram idades para os depósitos das ilhas e da planície fluvial mais jovens até então mencionadas em estudos anteriores realizados por [Stevaux \(1993, 1994, 2000\)](#). A autora constatou a partir de datações por ^{14}C , idades de 8.120 anos AP para os sedimentos obtidos da planície e para os sedimentos das ilhas de avulsão idades de 14.620 anos AP.

Uma fase úmida teria se iniciado em aproximadamente 8.000 anos AP, com limite superior aproximadamente 3.500 anos AP, marcado por uma melhoria climática generalizada (“*optimum*” climático do Holoceno) ([Stevaux, 2000](#)). Nesta fase, o clima úmido e a relativa estabilidade tectônica presente na área, possibilitaram a construção de uma extensa várzea, onde o rio Paraná desenvolvia um padrão de canal meandrante ([Stevaux, 1993](#)).

[Stevaux \(1993\)](#) interpreta uma nova fase com condições semiáridas entre 3.500 a 1.500 anos AP, porém menos intensas se comparadas às do primeiro evento árido. Esse curto período seco foi constatado a partir de análises nos depósitos de lagoa que apresentaram diminuição na matéria orgânica, predomínio de elementos polínicos de campo e aumento na fração arenosa ([Stevaux et al, 1997](#)). Sobre a Unidade

Fazenda Boa Vista, acontece a criação de leques aluviais a partir da drenagem intermitente dos ribeirões Baile e Esperança com material arenoso proveniente da Unidade Taquaruçu ([Stevaux et al. 1997](#)) e a criação do leque aluvial do Córrego Dourado ([Morais, et al. 2016](#)). Ocorre também atividade eólica que propicia a formação de dunas sobre Unidade Fazenda Boa Vista ([Parolin & Stevaux, 2001](#); [Parolin et al., 2006](#)).

A partir de 1.500 anos AP a região passa a ter as características ambientais atuais, com a retomada das condições úmidas, aumento da precipitação e avanço de coberturas vegetais arbóreas e ocorre a interrupção da construção dos leques sobre a Unidade Boa Vista ([Stevaux, 1993](#)).

4. MÉTODOS E MEIOS

4.1. Compartimentação geomorfológica

A compartimentação geomorfológica foi realizada com base na interpretação de imagens de sensores remotos (Sistema Landsat) e dados altimétricos SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), disponibilizados pela NASA, a partir do site <http://glovis.usgs.gov>, da *United State Geological Survey* (USGS). Mapas produzidos anteriormente foram utilizados como material complementar (Stevaux, 1993, Souza Filho & Stevaux, 1997).

O banco de dados geográficos foi organizado no *software* de Sistemas de Informações Geográficas (SIG), o *ArcGis 10.1*. A projeção Universal Transversa de Mercator (UTM) foi o sistema de referência espacial e o georreferenciamento realizado no *datum* WGS84 zona 22S. Os dados foram organizados e agrupados em dados matricial (*raster*) e dados vetoriais (*shapefiles*). O *software Google Earth* foi utilizado para verificar e detalhar o mapeamento das formas geomorfológicas observadas nas imagens Landsat e SRTM.

Foram utilizadas imagens Landsat 5 TM do ano de 1985, período anterior à construção da barragem de Porto Primavera, para identificação de formas e compartimentos geomorfológicos que não são possíveis observar atualmente devido ao represamento da área (Tabela 1). As imagens do sistema Landsat 5 TM possuem resolução espacial de 30 metros, radiométrica com 8 *bits*, temporal de 16 dias e são multiespectrais com 7 bandas.

As imagens do Landsat 8 OLI/TIRS de 2016, possibilitaram observar mudanças, deduzir processos e identificar feições geomorfológicas. Além disso, a partir da interpretação dessas imagens foi possível selecionar os locais para descrição sedimentar e coleta de amostras para datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). As imagens Landsat 8 apresentam resolução espacial de 30 metros, radiométrica de 16 *bits*, temporal de 16 dias e são multiespectrais com 9 bandas, sendo a banda 8 pancromática com 15 metros de resolução espacial. A seguir são apresentadas as imagens referentes ao sistema Landsat 5 e 8, utilizadas neste trabalho com suas respectivas datas de aquisição (Tabela 1).

IMAGENS LANDSAT-5	DATA	IMAGENS LANDSAT-8	DATA
224/74	18/05/1985	224/74	28/09/2016
224/75	18/05/1985	224/75	28/09/2016
224/76	22/08/1985	224/76	28/09/2016
222/74	08/08/1985	222/74	30/09/2016
222/75	08/08/1985	222/75	30/09/2016
222/76	08/08/1985	222/76	30/09/2016
223/74	15/08/1985	223/74	21/09/2016
223/75	15/08/1985	223/75	21/09/2016
223/76	15/08/1985	223/76	21/09/2016

Tabela 1 - Imagens Landsat 5 de 1985 e Landsat 8 de 2016, indicadas pelo sistema de referência baseado em órbitas e pontos e suas respectivas datas.

Processamentos digitais de imagens no software *ArcGis* foram aplicados para realçar as feições geomorfológicas de interesse. Utilizaram-se composições falsa-cor das bandas 5R4G3B e 6R5G4B para as imagens dos anos de 1985 e 2016 respectivamente. Além disso, foram feitos ajustes de brilho, contraste e gama nas imagens a partir da ferramenta *Image Analysis* do *ArcGis*. Foi aplicada a técnica de realce de contraste, conhecida como “*Stretch*” (esticar), que utiliza estatísticas da distribuição de frequência dos valores de *pixels* e aumenta o valor médio e de espalhamento dos tons de cinza da imagem a partir de um histograma. Os tipos de *Stretches* no *ArcGis* incluem opções manuais personalizadas ou métodos padrão. Foi escolhido o método padrão *ESRI* (ESRI, 2017), o qual fornece um bom contraste geral das imagens, evitando que os valores de *pixels* sejam esticados até os extremos. O resultado foi uma imagem mais nítida.

Os dados SRTM/C, utilizados neste trabalho, possuem 3 arcos de segundos de resolução (90 metros e precisão de ± 9 m). Foi utilizada a cena SRTM_26_17, a qual foi processada no software *Global Mapper 15*, na tentativa de realçar feições geomorfológicas de interesse. Os níveis topográficos foram realçados por reclassificação da paleta de cores e os intervalos altimétricos adotados foram utilizados na elaboração do modelo digital de elevação (MDE), análise morfométrica e construção de perfis topográficos (Merino et al., 2015).

Além dos perfis topográficos elaborados a partir dos dados SRMT, também foram utilizados perfis topobatimétricos produzidos pela CESP (Companhia Energética de São Paulo) e utilizados para a construção da UHE de Porto Primavera. O material contendo os perfis topobatimétricos foi cedido pelo Prof. Dr. José Cândido Stevaux e auxiliou na compartimentação das unidades geomorfológicas que estão

submersas devido ao represamento. Os dados foram digitalizados no CEAPLA (Centro de Análise e Planejamento Ambiental) e vetorizados no *software CorelDRAW X7*. Os perfis topobatimétricos foram renumerados em sequência crescente de 1 a 21, no sentido norte a sul, para melhor identificação e visualização das localizações (Tabela 2).

Numeração utilizada neste trabalho	Numeração utilizada pela CESP (1997)
1	87
2	81
3	88
4	82
5	90
6	92
7	83
8	93
9	95
10	97
11	85
12	99
13	100
14	101
15	102
16	103
17	104
18	105
19	106
20	107
21	56

Tabela 2 - Numeração utilizada neste trabalho para os perfis topobatimétricos e numeração utilizada pela CESP (1997).

A compartimentação geomorfológica foi realizada a partir da interpretação em imagens de satélite, orientada pelos métodos fotointepretativos de Soares & Fiori (1976) e Veneziani & Anjos (1982). Esse procedimento possibilitou a caracterização e a delimitação de zonas de elementos morfológicos similares integrados aos dados altimétricos, posteriormente interpretadas como unidades geomorfológicas.

A classificação para as unidades geomorfológicas foi estabelecida a partir de suas características genéticas. A compartimentação foi realizada por interpretação visual dos elementos e unidades geomorfológicas, diretamente na tela do computador. Os critérios principais adotados para compartimentação geomorfológica da área foram: 1) delimitação da planície fluvial e terraços do rio Paraná, no trecho a montante da UHE de Porto Primavera até a UHE de Jupiá, com base em relações morfológicas

reconhecidas em imagens de satélite e dados SRTM; 2) reconhecimento de zonas de elementos morfológicos similares e definição das unidades geomorfológicas, a partir das características texturais semelhantes das imagens de satélite; 3) identificação dos diferentes níveis de terraços, inseridos nas unidades geomorfológicas anteriormente delimitadas. Os terraços foram delimitados a partir de suas características morfológicas: paralelos em relação ao curso fluvial, patamares planos e escarpados. Desta forma, os terraços localizados mais próximos ao canal fluvial e em níveis topográficos mais baixos devem possuir idades mais recentes, enquanto os terraços localizados nas porções mais afastadas do canal e em níveis topográficos mais elevados tendem a ser mais antigos.

4.2. Caracterização sedimentológica

Duas campanhas de campo foram realizadas com o objetivo de verificar a interpretação de produtos de sensoriamento remoto anteriormente realizadas, a caracterização geomorfológica, reconhecimento de níveis altimétricos e a descrever os depósitos sedimentares. Além disto, foram selecionados sítios para amostragem de material sedimentar para datações por LOE.

A área foi percorrida a partir da planície fluvial do rio Paraná, até as planícies de seus tributários: rio Verde, rio Aguapeí e Rio do Peixe. No total foram 12 pontos para amostragens, totalizando 12 amostras coletadas. Os pontos visitados são apresentados na [Figura 5](#).

As amostras foram coletadas na porção superior das unidades geomorfológicas, pois o objetivo foi datar o abandono dos terraços. Além disso, a restrição de afloramentos naturais e o nível da água elevado impossibilitaram a coleta de material em profundidades maiores.

Testemunhos sedimentares foram coletados utilizando técnica de percussão com tubos de PVC opacos e etiquetados. A posição geográfica de cada testemunho foi adquirida por meio de *Global System Position* (GPS). Foi utilizado trado manual para coleta do material em subsuperfície e devido à resistência do material à penetração utilizou-se marreta de 5 kg ([Figura 6](#)).

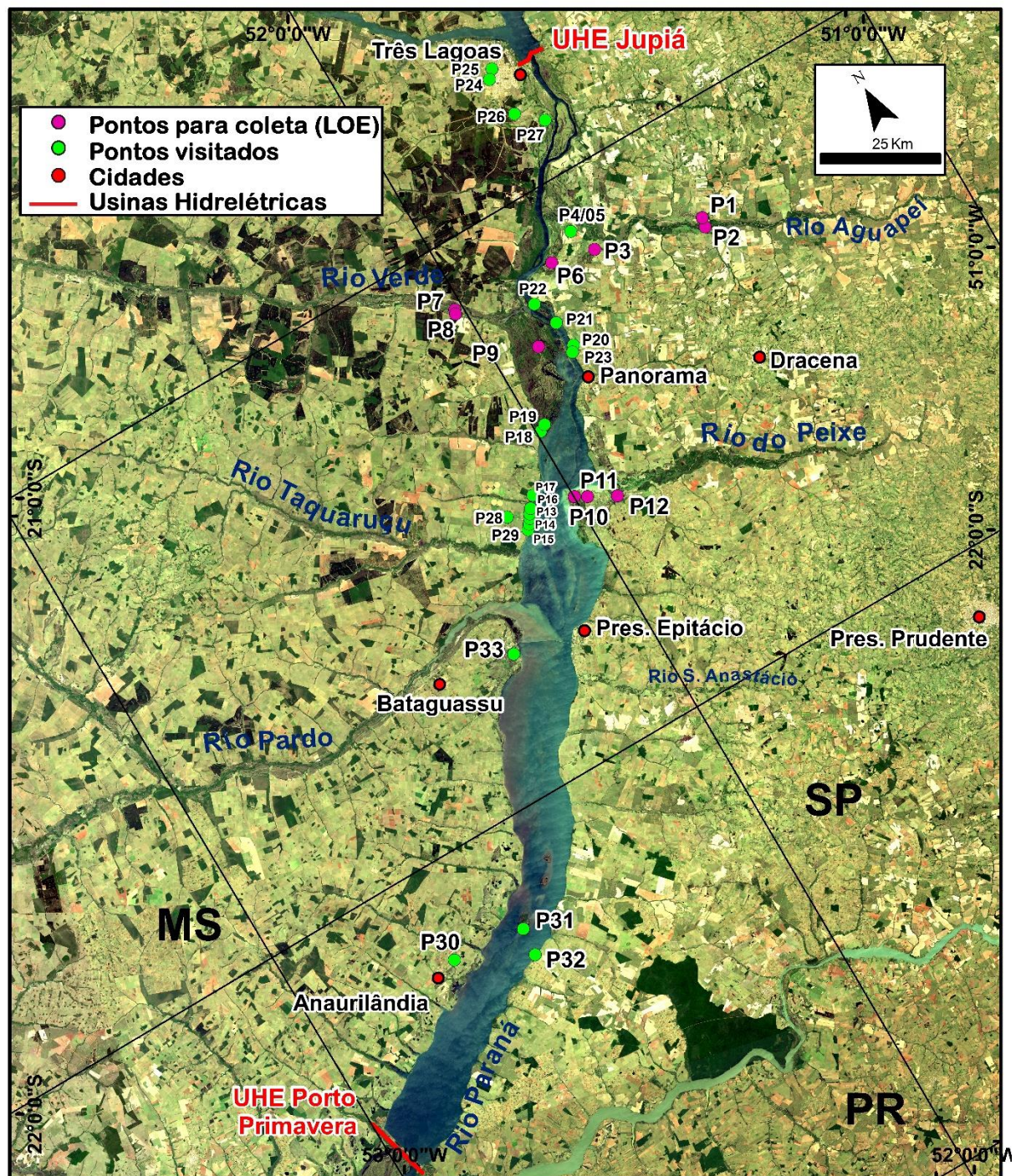


Figura 5 - Localização dos pontos de coleta e de observações de campo. Imagens Landsat 8, composição R4G3B2.

A caracterização sedimentológica foi realizada em campo, baseando-se em testes de classificação: tátil, de plasticidade e resistência do material seco e úmido, buscando identificar características conforme a granulometria, plasticidade, compacidade, consistência, rugosidade e forma, cor e origem.

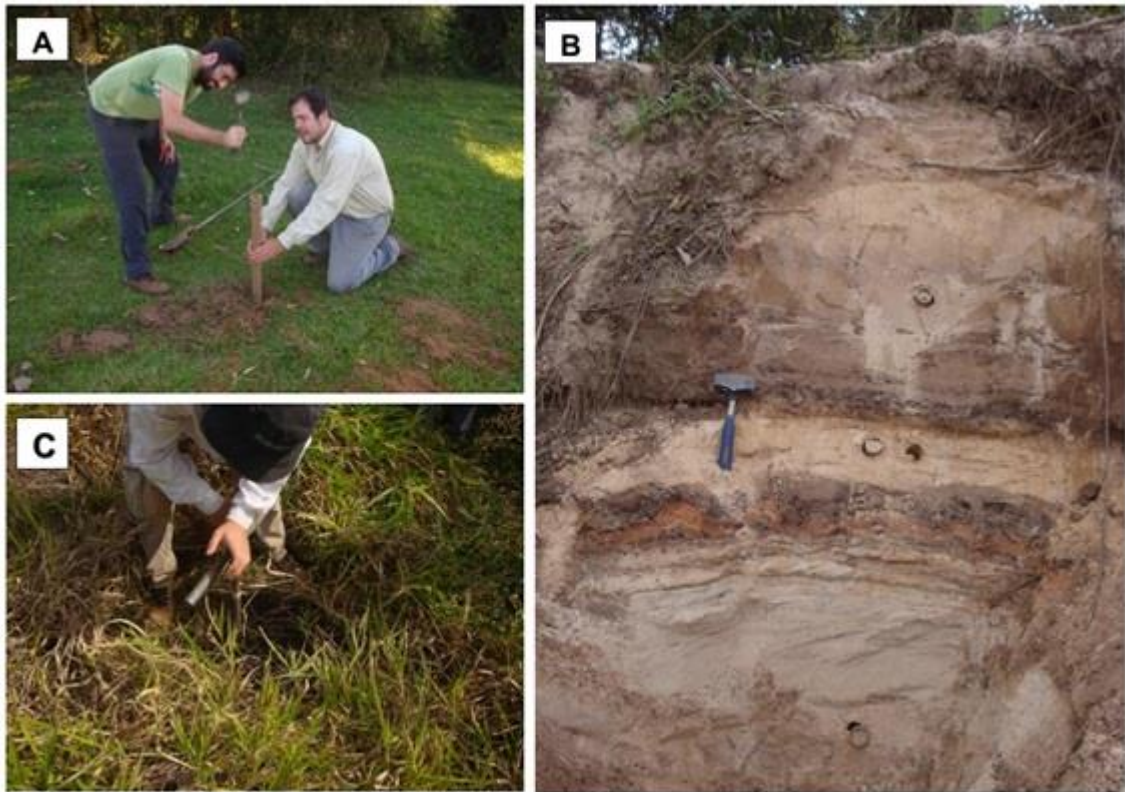


Figura 6 - Técnica de amostragem para a datação por LOE e caracterização sedimentológica. Percussão manual com a utilização de marreta (A). Amostragem em diferentes alturas para determinar a evolução do sistema deposicional (B). Utilização do trado manual (C).

4.3. Datação por Luminescência Opticamente Estimulada (LOE/SAR)

A datação pelo método da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) é uma ferramenta geocronológica que permite determinar a idade de soterramento de sedimentos estabelecendo o tempo decorrido desde quando grãos minerais, como quartzo, foram expostos pela última vez à luz do Sol, ou seja, determina a quantidade total de energia armazenada resultante da exposição do sedimento a dosagem anual de radiação após o dia do soterramento ([Rhodes, 2011](#)).

Após o soterramento dos grãos minerais e proteção da luz do Sol, elétrons ficam armazenados na retícula cristalina dos minerais devido a sua exposição à radiação ionizante proveniente dos sedimentos circundantes e da radiação cósmica. Como resultado de uma nova exposição à luz, são liberados os elétrons aprisionados em forma de fóton. Assim, a luminescência pode ser liberada no espectro visível de luz durante a erosão e transporte do sedimento, ou através de estimulação em laboratório. O sinal da luminescência é liberado durante um curto período de tempo

(normalmente 10 segundos), e sua intensidade será proporcional à radiação recebida, à taxa de dose ambiental e ao tempo decorrido desde a última exposição à luz (Mellet, 2013).

Para determinar a idade de soterramento do mineral é medida a quantidade de radiação que a amostra absorveu desde a última exposição à luz, ou seja, a dose adquirida no ambiente natural do sedimento, denominada dose equivalente ou dose natural (*equivalente dose* - *De*), em Grays (Gy) onde 1 Gy = 1 Joule/kg, dividindo-se pela taxa de dose ambiental (*dose rate* - *DR*), que representa a energia ionizante absorvida anualmente, em Gy/ka (Equação 1):

$$\text{Age (ka)} = \frac{D_E(\text{Gy})}{D_R(\text{Gy ka}^{-1})}$$

Equação 1 – cálculo utilizado para datação por LOE, onde *De* = dose equivalente e *DR* = taxa de dose ambiental.

A coleta das amostras para datação por LOE seguiu as diretrizes definidas por Nelson et al., (2015). Assim, sedimentos para determinação da *De* foram coletados com tubo de PVC escuro e protegidos da luz solar desde a coleta até o laboratório. Para a determinação da *DR* e estimativa do teor de umidade, foram coletados 200-500 gramas de sedimentos num raio de 15 cm ao redor do ponto de amostragem para a *De*. Sempre que possível, foram coletadas amostras no centro das camadas sedimentares, longe de raízes e de locais com acentuado processo pedogenético (como lentes de translocação de argilas, acumulação de carbonatos e bioturbação), evitando misturas de materiais que possam comprometer a homogeneidade das amostras.

Doze amostras de sedimentos foram submetidas à datação pelo método LOE no Laboratório de Espectrometria Gama e Luminescência, do Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (LEGaL-USP). Os procedimentos analíticos foram realizados pela autora, sob supervisão do Prof. Dr. André Oliveira Sawakuchi, em janeiro de 2017.

A preparação das amostras para determinação da *De* foi realizada em sala iluminada por lâmpadas que emitem luz no comprimento de onda do vermelho para preservar o sinal natural de luminescência. Os procedimentos para preparação das amostras consistem em: peneiramento e separação da fração 180 – 250µm, ataque

com H₂O₂ (27%) para eliminação de matéria orgânica; ataque com HCl (10%) para eliminar carbonatos; ataque com HF (40%) por 40 minutos, para eliminar feldspato e a superfície externa dos grãos de quartzo; posteriormente é realizada a separação densimétrica com LMT - *Lithium Metatungstate*, para remoção de minerais pesados (>2,75 g/cm³) e grãos de feldspatos (<2,62 g/cm³). Assim, para cada amostra foram obtidos concentrados de grão de quartzo “puros”. Para determinação da De de cada amostra, foram utilizadas 24 alíquotas do concentrado de quartzo, sobrepostas a discos de alumínio de 1 cm de diâmetro, seguindo o protocolo de alíquotas simples (*single-aliquot regenerative-dose* – SAR) de [Murray & Wintle \(2000; 2003\)](#).

As análises LOE/SAR foram realizadas em um sistema automático Risø (*Risø National Laboratory*). A irradiação por fonte β (90Sr/90Y) foi feita com LED azul (470 nm) e os parâmetros do protocolo SAR utilizado foram os seguintes:

- 1) dose (Di);
- 2) pré-aquecimento a 200°C por 10 s;
- 3) medida LOE a 125°C por 40 s (Ri);
- 4) dose Teste (TDi);
- 5) pré-aquecimento a 160°C por 10 s;
- 6) medida LOE a 125°C por 40 s (Ti);
- 7) cálculo da sensibilidade ao LOE corrigida $Li=Ri/Ti$;
- 8) repetição dos passos 1 a 7.

Foram realizados testes para medição do sinal de luminescência do quartzo e também para verificar se os parâmetros usados no protocolo SAR estão adequados. Os testes realizados foram: 1) Capacidade de recuperação de dose (*dose recovery test*), o qual a diferença entre a dose de laboratório aplicada e dose estimada utilizando o protocolo SAR não deve exceder 10%; 2) Variação de sensibilidade (*recycling ratio test*), visto que, durante as medidas de LOE pode ocorrer alterações na sensibilidade do quartzo devido aos ciclos de irradiação. Assim, as alíquotas devem apresentar valores entre 0,9 e 1,1; 3) Presença de feldspato, para verificar a ausência de feldspato em todas as alíquotas; e 4) Teste de recuperação (*recuperation test*), o qual a dose zero corrigida deve ser inferior a 5% do sinal natural corrigido ([Murray & Wintle, 2003](#)). Apenas as alíquotas aprovadas nos testes foram utilizadas

para a estimativa da De, onde utilizou-se o modelo de idade central (*Central Age Model - CAM*) ([Galbraith et al., 1999](#)).

A taxa de dose proveniente da radiação beta e gama foi determinada a partir da concentração de radionuclídeos (U, Th e K e fatores de conversão apresentados por [Guérin et al., 2011](#)). A preparação das amostras para medir a concentração dos radionuclídeos de ^{232}Th , ^{238}U e ^{40}K e determinar a taxa de dose (DR) das amostras, teve início com pesagem e secagem para medição do teor de umidade da amostra e, logo em seguida, foram embaladas em recipientes plásticos com dimensões conhecidas. Posteriormente, as amostras foram armazenadas por 28 dias para reestabelecer o equilíbrio entre o Radônio (^{222}Rn) e os elementos de sua cadeia de decaimento. A medição da radiação da amostra por espectrometria gama foi realizada em detector de germânio de alta pureza (HPGe, eficiência relativa de 55%) em blindagem *ultralow background*, por doze horas. A avaliação da taxa de dose dos raios cósmicos foi calculada a partir de informações de latitude, longitude, altitude, profundidade e densidade de cada uma das amostras, conforme descrito por [Prescott & Stephan \(1982\)](#).

5. RESULTADOS

5.1. Compartimentos geomorfológicos

A compartimentação geomorfológica possibilitou identificar e caracterizar quatro compartimentos distintos: Unidade 4, planície fluvial atual; Unidade 3, terraço baixo com paleocanais preservados; Unidade 2, terraço intermediário com pequenas lagoas e áreas encharcadas; e, Unidade 1, terraço elevado com presença de lagoas circulares e semicirculares (Figuras 7,8,9 e 10).

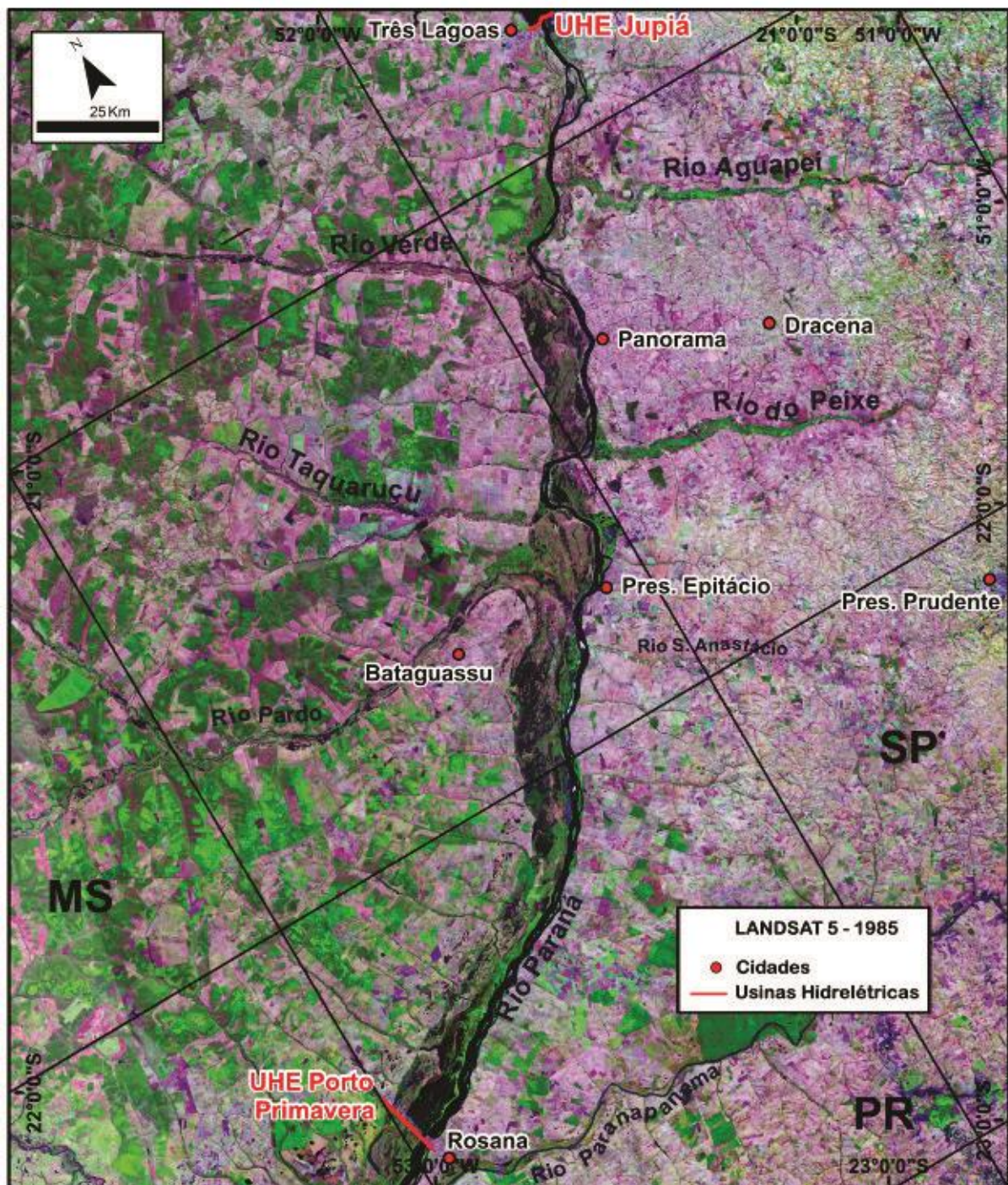


Figura 7 - Imagem Landsat, composição 5R4G3B, ano de 1985 (antes do barramento).

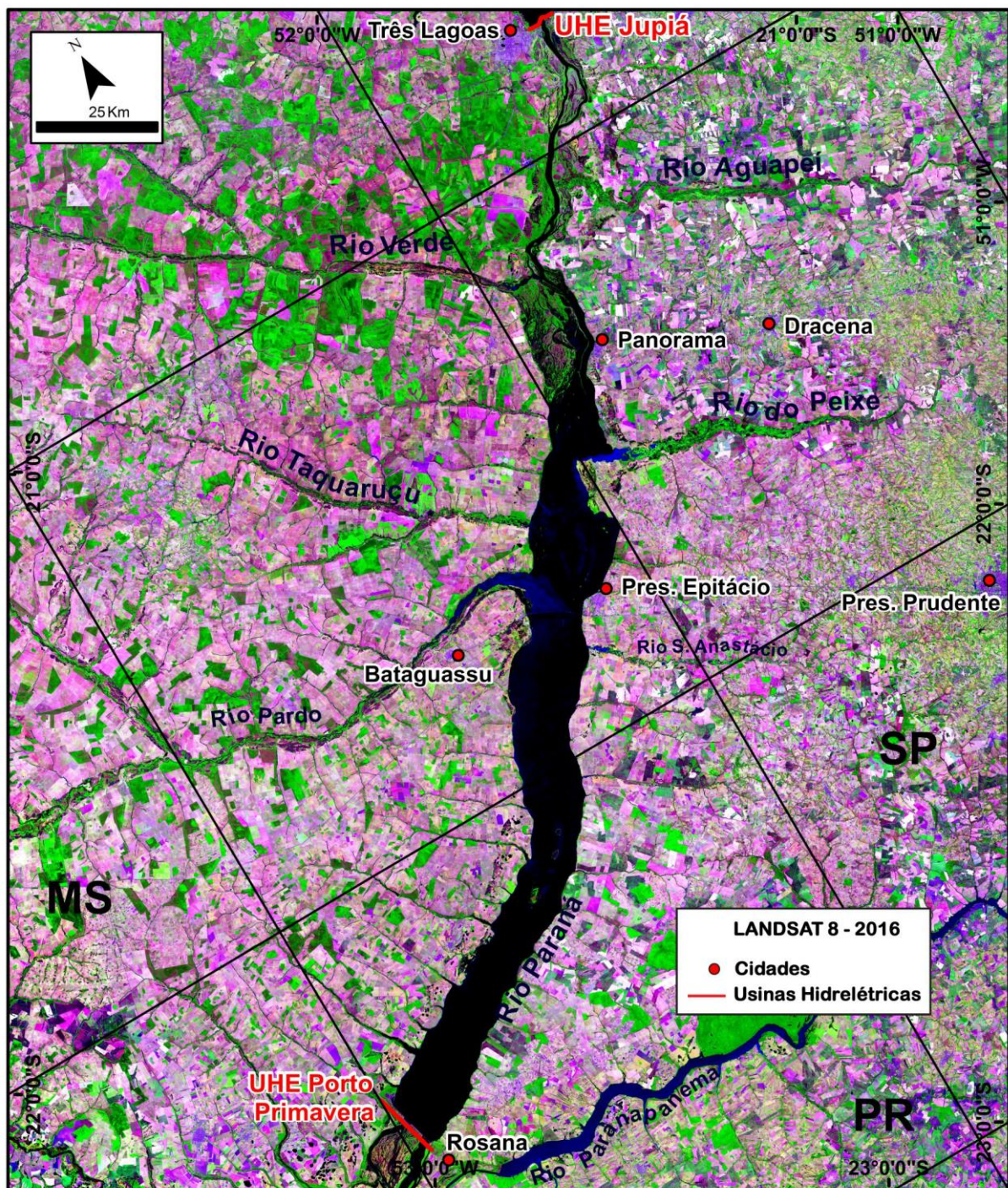


Figura 8 - Imagem Landsat 8, composição 6R5G4B, ano de 2016.

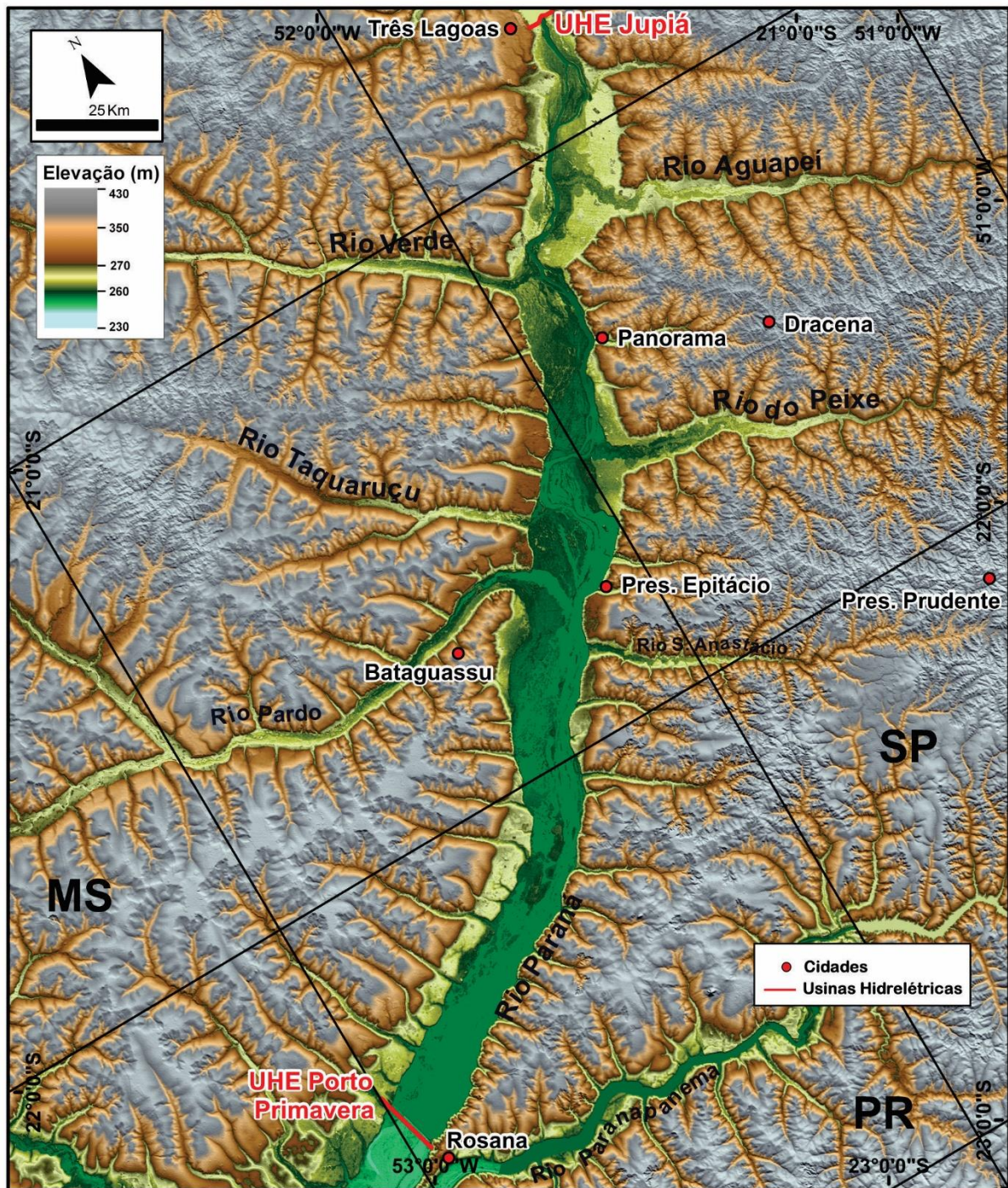


Figura 9 – Modelo digital de elevação com redução de intervalos altimétricos e edição da paleta de cores. Base de dados STRM.

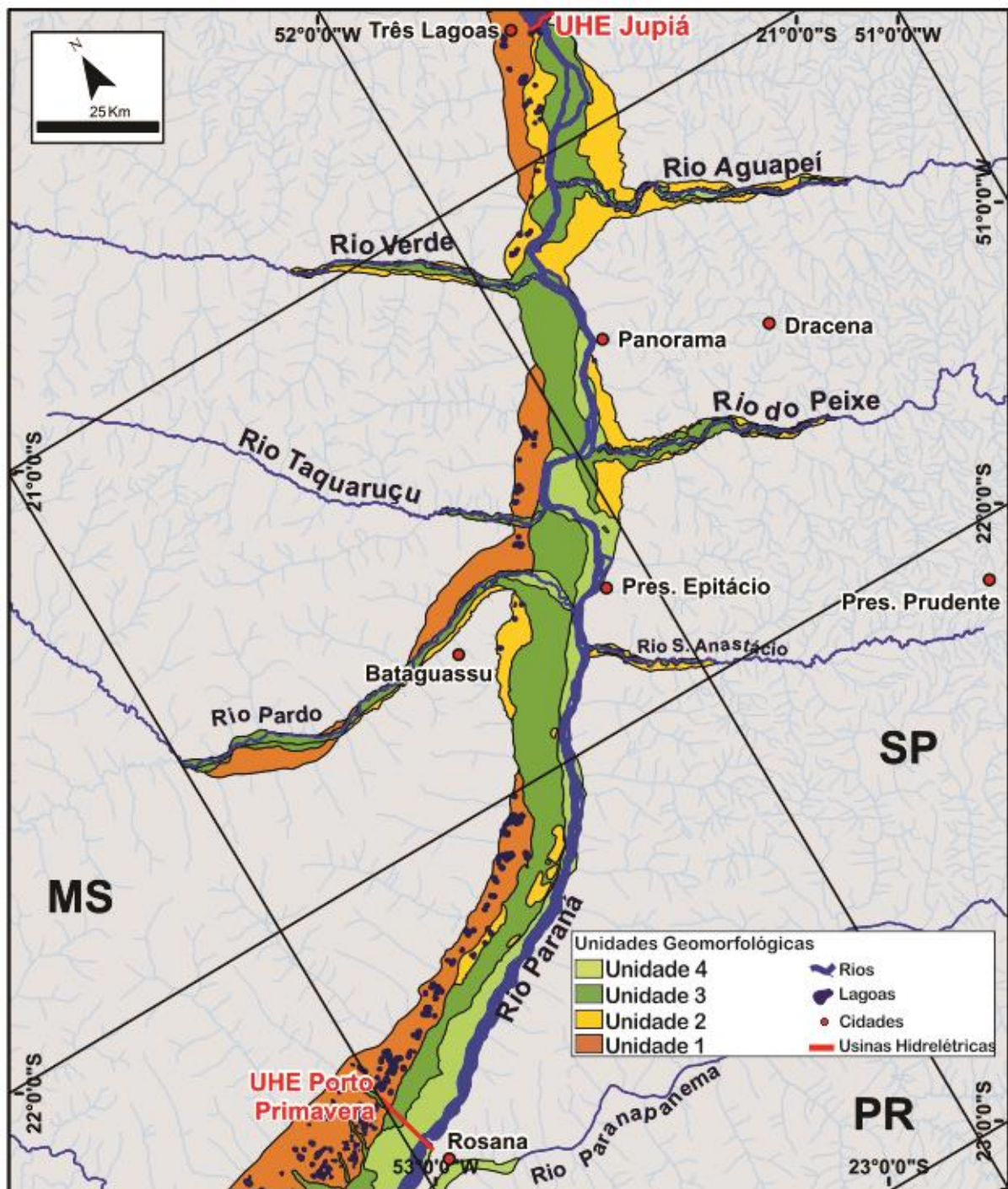


Figura 10 – Compartimentos geomorfológicos da planície fluvial e terraços da região do Alto rio Paraná.

5.1.1. Unidade 1

A Unidade 1 compreende os terraços altos marcados pela presença de lagoas. A altitude varia entre 280 m a partir da barragem de Porto Primavera até 320 m na região de Três Lagoas-MS, sendo a unidade mais alta entre as quatro identificadas, portanto, mais antiga (Figuras 11 e 12).

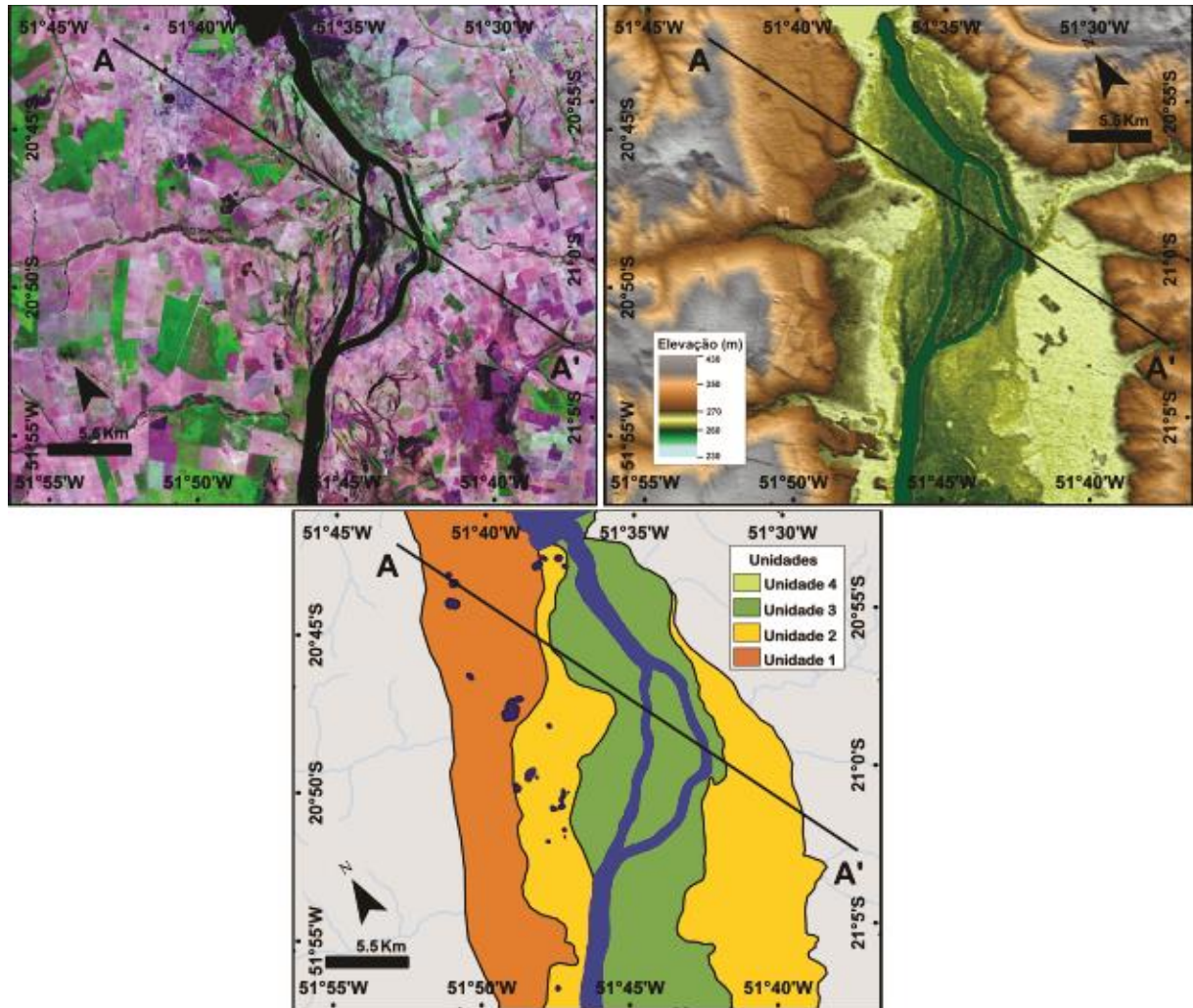


Figura 11 - A) Imagem Landsat 5 (1985) composição 5R4G3B. B) Modelo Digital de Elevação (MDE) para realce das características geomorfológicas da área estudada e compartimentação dos terraços. A Unidade 1 está em destaque com tons de marrom; C) Compartimentação da área com a Unidade 1 em marrom.

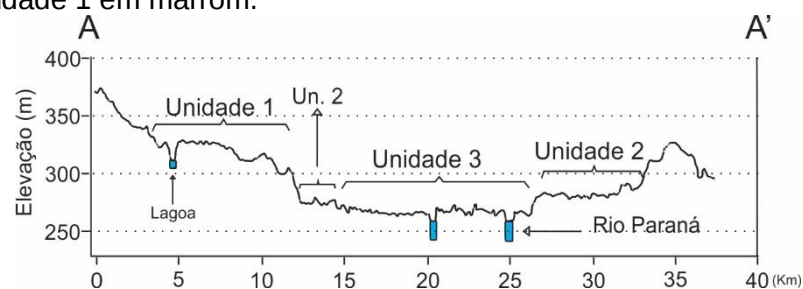


Figura 12 - Perfil A-A' (ver localização na Figura 11) da Unidade 1, com níveis altimétricos de aproximadamente 320 metros e lagoa do município de Três Lagoas.

Esta unidade se desenvolve predominantemente do lado direito do rio Paraná, e entre 0,5 a 13 km da margem do rio Paraná. É possível observar o limite da Unidade 1 com a margem direita do rio Paraná, no segmento próximo ao rio Taquaruçu, formando o “Paredão das Araras” (Figura 13).

O “Paredão das Araras” está localizado a jusante da foz do rio Verde, na margem direita do rio Paraná. Trata-se de um paredão de arenito no qual a altura varia de aproximadamente 10 a 30 m. Sua extensão é de aproximadamente 35 km e sua visitação só é possível por meio de barcos (Figura 13a).

Atualmente, devido ao represamento da UHE de Porto Primavera as águas do rio Paraná encobriram parte da Unidade 2, fazendo com que a Unidade 1 fique próxima às margens do rio, com exclusão da área próxima à Três Lagoas, quando se encontra adjacente a Unidade 2.

O limite da Unidade 1 com a Unidade 2 é marcado por desníveis topográficos de aproximadamente 20 m, sendo bastante expressivo, quando realçado em MDE devido ao contraste topográfico, e bem visível em perfis topográficos (Figuras 9 e 11b).

A principal característica desta unidade são as lagoas com formatos circulares e semicirculares, com diâmetros que variam de 50 a 1000 m, podendo ser isoladas e interconectadas (Figura 13b).

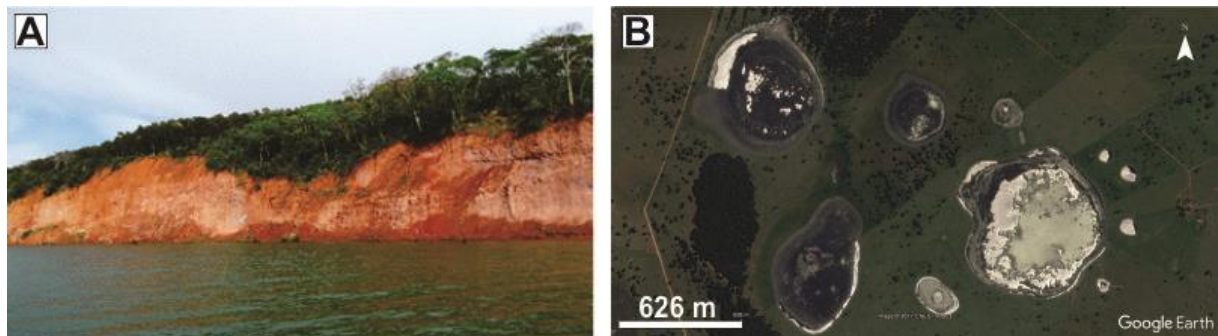


Figura 13 - A) Foto do Paredão das Araras na margem direita do rio Paraná. B) Lagoas com formatos circulares encontradas na Unidade 1 localizadas a ~60 km a montante da UHE de Porto Primavera (Imagem adquirida pelo [Google Earth™](#), CNES/Airbus, 2017).

5.1.2. Unidade 2

A Unidade 2 representa um terraço intermediário com lagoas pequenas e áreas de charcos. Esta unidade encontra-se entre aproximadamente 260 m à 280 m de altitude e sua largura varia de 1km estendendo-se a 10 km próximo a foz dos afluentes Aguapeí e Peixe (Figuras 14 e 15).

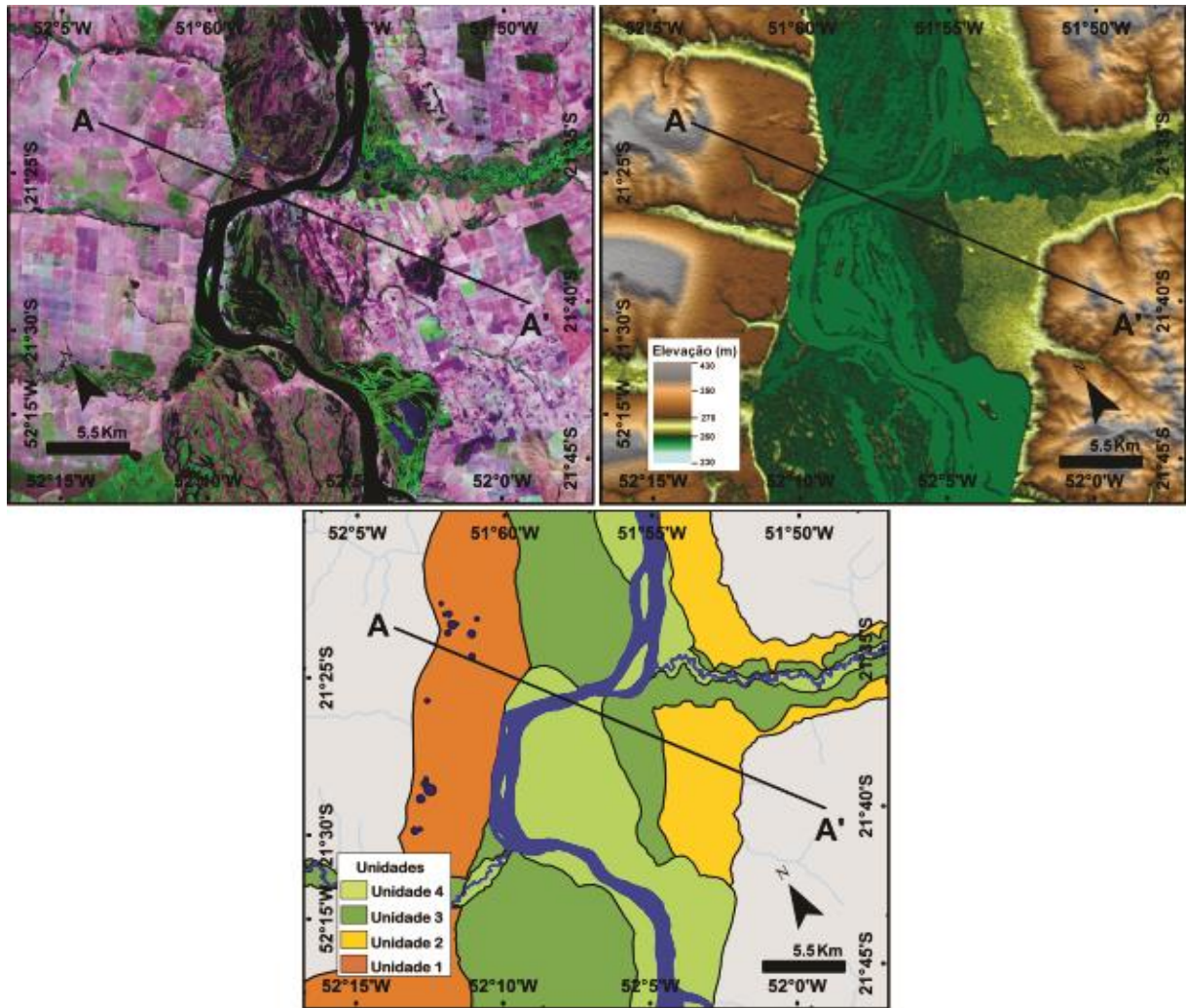


Figura 14 - Localização da Unidade 2. A) Imagem Landsat 5 (1985) composição 5R4G3. B) Modelo Digital de Elevação (MDE) elaborado a partir de dados SRTM; C) Compartimentação da área com a Unidade 2 em amarelo.

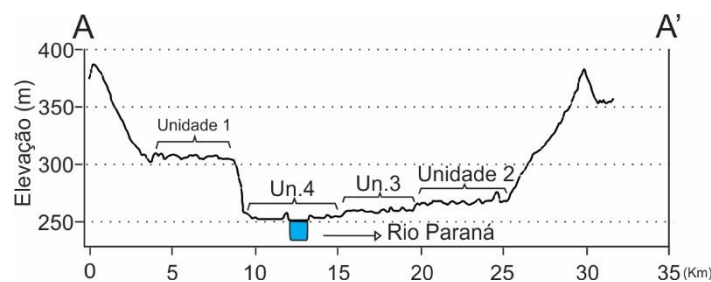


Figura 15 - Perfil A-A' (ver localização na [Figura 14](#) da Unidade 2, com níveis altimétricos de aproximadamente 260 metros.

Nas imagens analisadas e em perfis topobatimétricos realizados pela [CESP \(1997\)](#) foi possível reconhecer esta Unidade em algumas ilhas localizadas a aproximadamente 52 km a montante da barragem de Porto Primavera. Estas ilhas estão em posição topográfica mais elevada do que a Unidade 4 (planície fluvial) e a

Unidade 3 (terraço baixo), porém encontra-se em patamar topográfico mais baixo que a Unidade 1 (Figura 16).

Outra característica desta unidade são as lagoas encontradas nas margens do rio Paraná ou dentro de ilhas. Estas lagoas são diferentes daquelas encontradas nas unidades 1 e 3, sendo menores e irregulares.

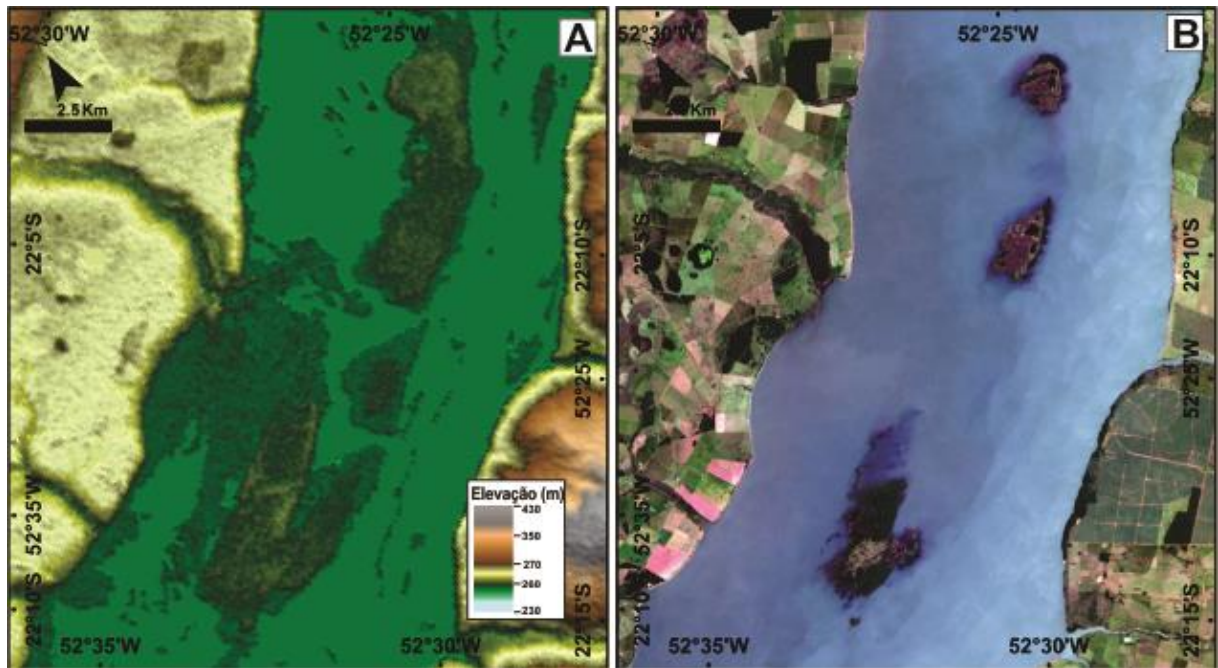


Figura 16 - Ilhas encontradas na Unidade 2 localizadas a aproximadamente 52 km a montante a barragem de Porto Primavera. A) MDE que realça a textura da Unidade 2 (verde escuro). As ilhas estão em posição topográfica mais elevada que a Unidade 4 (verde claro) e mais baixo que a Unidade 1 (amarelo); B) Imagem Landsat 8, composição 4R3G2B. Após o represamento da UHE de Porto Primavera, os vestígios da Unidade 2 ficaram preservados como ilhas.

5.1.3. Unidade 3

A Unidade 3 representa o nível de terraços baixos do rio Paraná, marcada por grande quantidade de paleocanais e áreas encharcadas. A largura varia de 1 a 12 km e a altitude entre 245 e 270 m, sendo topograficamente mais alta nas porções norte da área estudada. Encontra-se 5 a 10 m mais elevada que a Unidade 4 (Figuras 10 e 9).

Esta unidade apresenta feições geomorfológicas preservadas, características de rio com padrão multicanal, como paleobarras e lagoas claramente associadas a canais abandonados (paleocanais) com dimensões e morfologias distintas daquelas exibidas pelo canal atual, ou seja, padrões de sistemas fluviais anteriores. Devido a

esses paleocanais preservados, a morfologia da Unidade 2 apresenta ondulações em sua superfície, sendo que os diques marginais são secos e com vegetações herbáceas e arbóreas (Figura 17).

Os paleocanais localizados a jusante da foz do rio Verde encontram-se parcialmente inundados em função da elevação do nível hidrométrico do rio Paraná no reservatório da UHE Porto Primavera. Essas áreas pertencem a Reserva Particular de Patrimônio Natural (RPPN) Fazenda Cisalpina (CESP) e é conhecida como área dos “labirintos” pelos pescadores locais, devido as curvas formadas pelos paleocanais entre os diques preservados (Figura 17).

A elevação do nível hidrométrico do rio Paraná também afetou as ilhas da Unidade 3, as quais em campo foi possível observar que estão parcialmente inundadas.

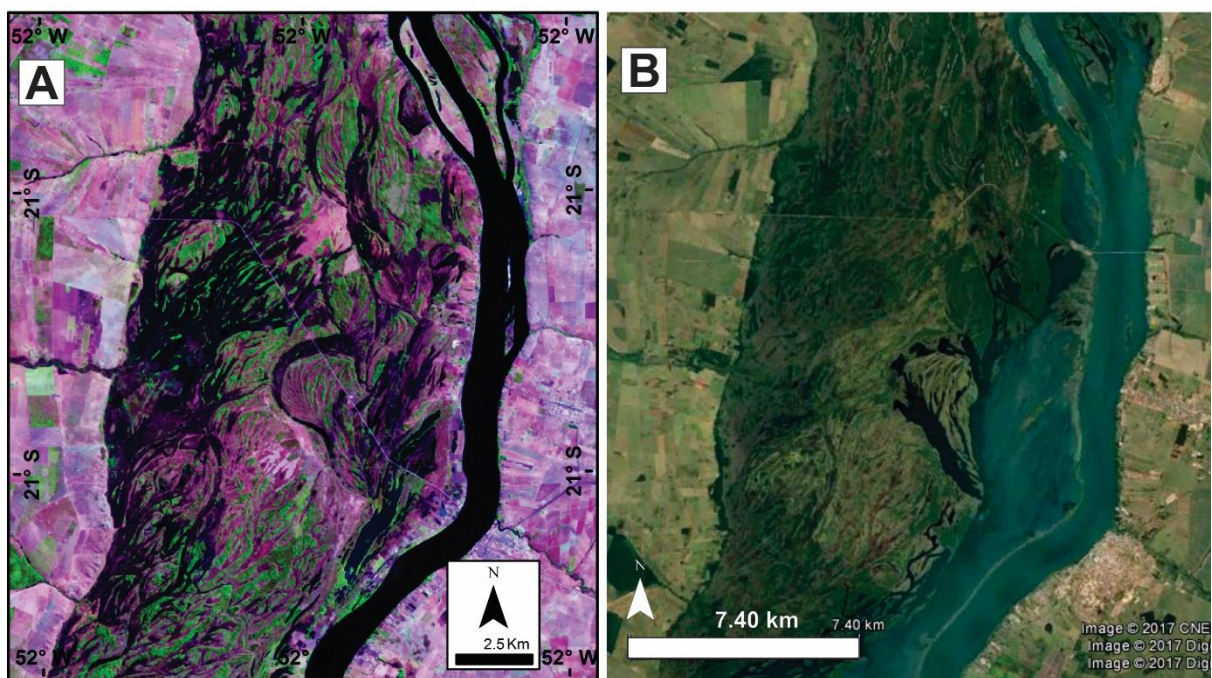


Figura 17 - Reserva Particular de Patrimônio Natural (RPPN) Fazenda Cisalpina (CESP) situada na Unidade 3. Possui feições geomorfológicas preservadas como paleobarras e lagoas claramente associados à paleocanais com dimensões e morfologias distintas daquelas exibidas pelo canal atual. A) Imagem Landsat 5 (1985) composição 5R4G3B; B) Imagem adquiridas pelo *Google Earth™*, CNES/Airbus 2017 e *DigitalGlobe* 2017.

5.1.4. Unidade 4

No trecho estudado o canal do rio Paraná possui 288 km de comprimento e a largura varia entre 20 km próximo a UHE de Porto Primavera a 1 km próximo a UHE de Jupiá. O rio Paraná apresenta baixíssima sinuosidade com tendência retilínea,

escoando encaixado à margem esquerda, enquanto a maior parte da planície fluvial está situada na margem direita (Figura 10).

A Unidade 4 consiste na planície fluvial mais recente do rio Paraná, a qual possui de 0,1 até 8 km de largura, contudo, atualmente encontra-se submersa devido a UHE de Porto Primavera. Possui geometria estreita, alongada e paralela ao canal ativo. É possível observar em imagens Landsat-5 do ano de 1985 que esta unidade apresentava vegetação de várzea e ciliar (Figura 18).

Ainda, é possível observar que as principais características da Unidade 4 são paleocanais com padrões mais retilíneos do que aqueles observados na Unidade 3, paleobarras e lagoas alongadas, semelhantes ao padrão do canal atual. De montante para jusante, esta unidade varia entre as cotas altimétricas 265 a 240 m.

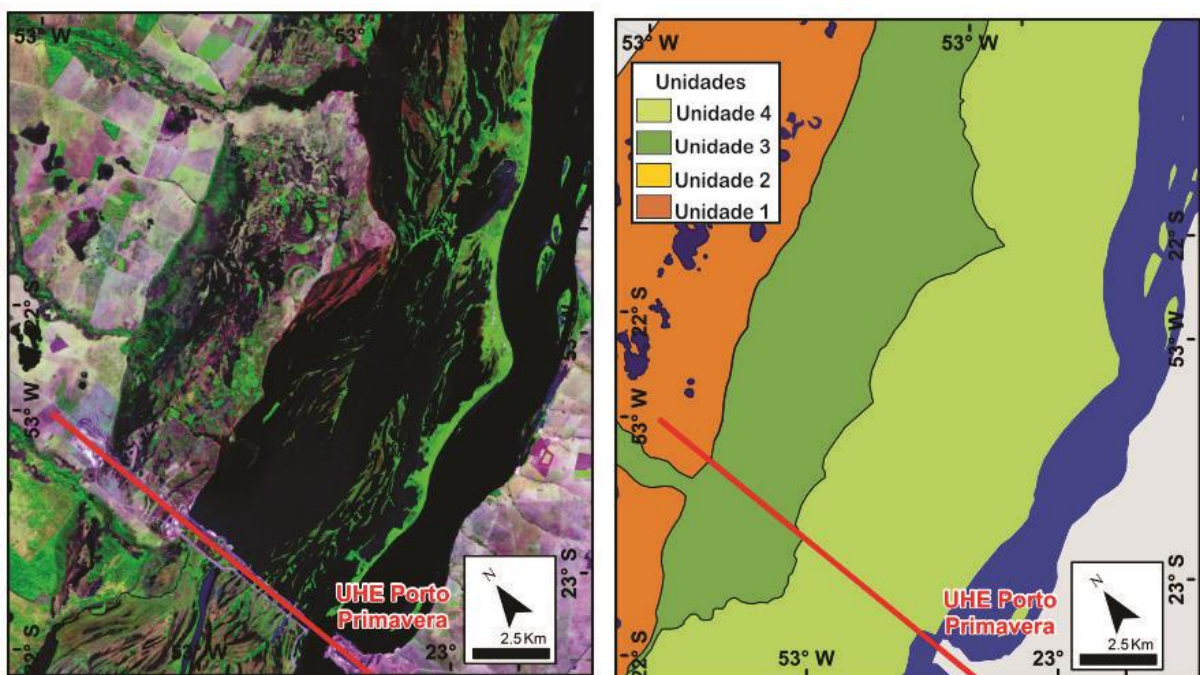


Figura 18 - Unidade 4 a montante da UHE de Porto Primavera, paleocanais mais retilíneos e planície bem marcada, diferenciando-se da Unidade 2. A) Imagem Landsat 5 (1985) composição 5R4G3B; B) Compartimentação geomorfológica com Unidade 3 em verde claro.

5.2. Geocronologia dos depósitos fluviais

Datação LOE/SAR de 12 amostras de sedimentos indicaram idades de 60.532 ± 6.068 anos a 710 ± 99 anos para os depósitos fluviais do Alto rio Paraná e seus tributários, Rio Aguapeí, Rio do Peixe e Rio Verde. A [Figura 19](#) apresenta a distribuição dos pontos de coleta e idades obtidas em cada ponto. As doses equivalentes, as taxas de dose e as idades de LOE são mostradas na [Tabela 3](#).

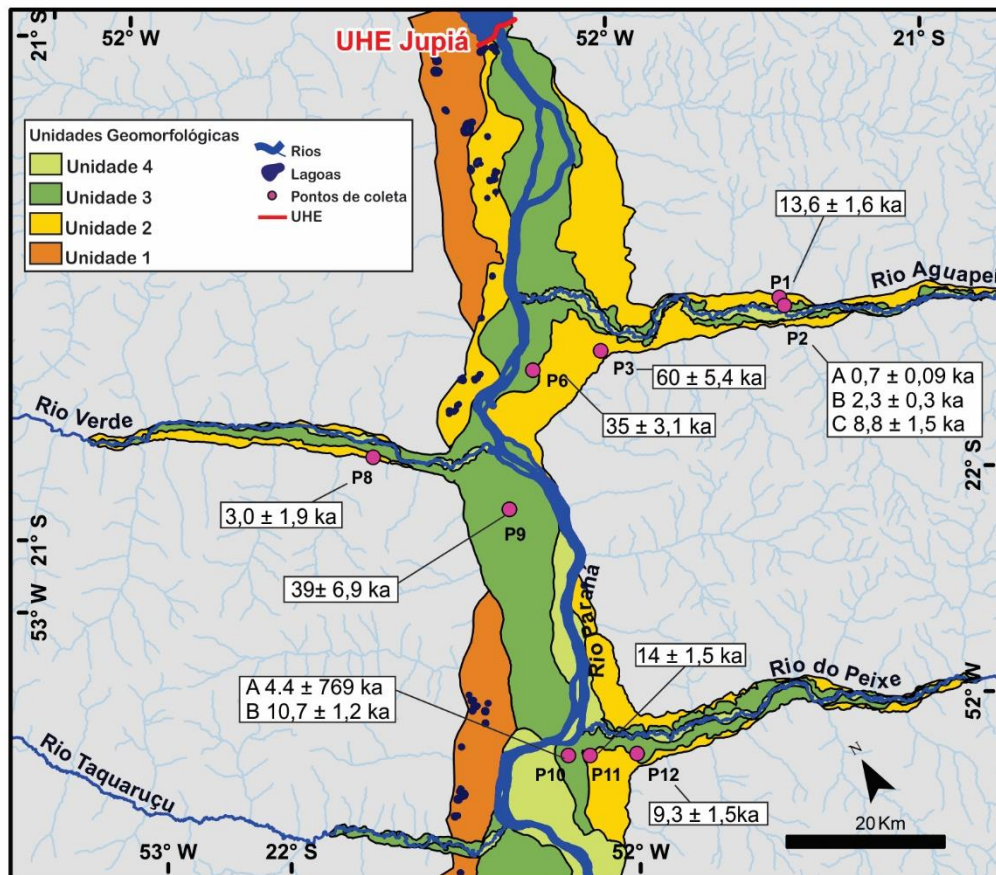


Figura 19 - Localização dos pontos de coleta de amostras para datações LOE e idades obtidas.

O teste realizado para verificar a quantidade de feldspato em todas as alíquotas mostrou baixo IR, ou seja, o sinal LOE indicou alíquotas com predomínio de grãos de quartzo e ausência de feldspato ([Figura 20a](#)). O teste de reciclagem (*recycling ratio test*) apresentou valores entre 0,9 e 1,1 na maior parte das alíquotas analisadas, portanto, está dentro do padrão estabelecido. O teste de recuperação de dose (*recuperation test*) mostrou bons resultados, com sinal inferior a 5% do sinal natural corrigido, conforme [Murray & Wintle \(2000; 2003\)](#).

Tabela 3 - Idades por Luminescência Opticamente Estimulada com o uso do protocolo de alíquotas simples (LOE/SAR) em sedimentos da planície fluvial do rio Paraná e afluentes, incluindo informações sobre a profundidade, a taxa de dose e os dados de dose equivalente utilizados para o cálculo da idade.

Amostra ID	Lab. ID	Latitude	Longitude	Ele (m)	Prof (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Taxa Dose Cósmica (Gy/ka)	Água	Taxa de Dose Total (Gy/ka)	Dose Equivalente (Gy)	OD (%)	Idade LOE (anos)	Unidade
P1	L0781	-21.207756	-51.494521	280	1±0.5	0.843±0.035	6.158±0.213	0.438±0.019	0.179±0.090	0.153	1.099±0.114	15±0.9	29.9	13.647±1.632	Unidade 1
P2A	L0782	-21.2194517	-51.4962655	270	1±0.5	0.741±0.032	4.650±0.173	0.868±0.037	0.193±0.097	0.124	1.408±0.138	1±0.1	53.7	710±99	Unidade 4
P2B	L0783	-21.2194517	-51.4962655	270	1.55±0.5	0.342±0.018	1.883±0.085	0.336±0.015	0.166±0.055	0.044	0.699±0.072	1.6±0.2	48.5	2.288±371	Unidade 4
P2C	L0784	-21.2194517	-51.4962655	270	2.3±0.5	0.225±0.014	0.825±0.051	0.283±0.013	0.151±0.035	0.082	0.518±0.047	4.6±0.7	54.2	8.884±1.576	Unidade 4
P3	L0780	-21.1560823	-51.7128136	279	1.25±0.5	1.232±0.049	10.370±0.333	0.498±0.022	0.173±0.070	0.173	1.450±0.116	87.8±5.3	29.1	60.532±6.068	Unidade 1
P6	L0778	-21.1358909	-51.7994167	253	1.1±0.5	1.351±0.053	8.967±0.298	0.618±0.027	0.176±0.081	0.185	1.481±0.124	53.1±1.5	13.3	35.855±3.172	Unidade 3
P8	L0788	-21.126893	-52.0182022	283	0.51±0.5	0.189±0.014	0.409±0.040	0.050±0.004	0.191±0.188	0.149	0.298±0.188	0.9±0.1	20.8	3.019±1.936	Unidade 3
P9	L0790	-21.2596451	-51.9090204	260	0.9±0.5	0.528±0.025	2.918±0.120	0.182±0.009	0.181±0.101	0.142	0.626±0.107	24.9±0.7	14.2	39.774±6.893	Unidade 3
P10A	L0779	-21.596451	-51.9966555	266	0.67±0.5	0.476±0.023	2.170±0.099	0.548±0.024	0.187±0.140	0.040	0.979±0.157	4.3±0.3	32.2	4.394±769	Unidade 3
P10B	L0789	-21.5398878	-51.9966555	266	1.165±0.5	0.554±0.026	2.963±0.125	0.574±0.025	0.175±0.076	0.168	0.950±0.097	10.2±0.5	21.3	10.737±1.217	Unidade 3
P11	L0785	-21.5500873	-51.9768033	266	1±0.5	1.179±0.047	11.568±0.366	0.512±0.022	0.179±0.090	0.176	1.524±0.133	22.3±1.3	26.9	14.630±1.531	Unidade 1
P12	L0786	-21.5781766	-51.9257812	256	0.725±0.5	0.525±0.024	2.090±0.095	0.643±0.028	0.186±0.129	0.186	0.947±0.142	8.8±0.6	29.2	9.289±1.527	Unidade 3

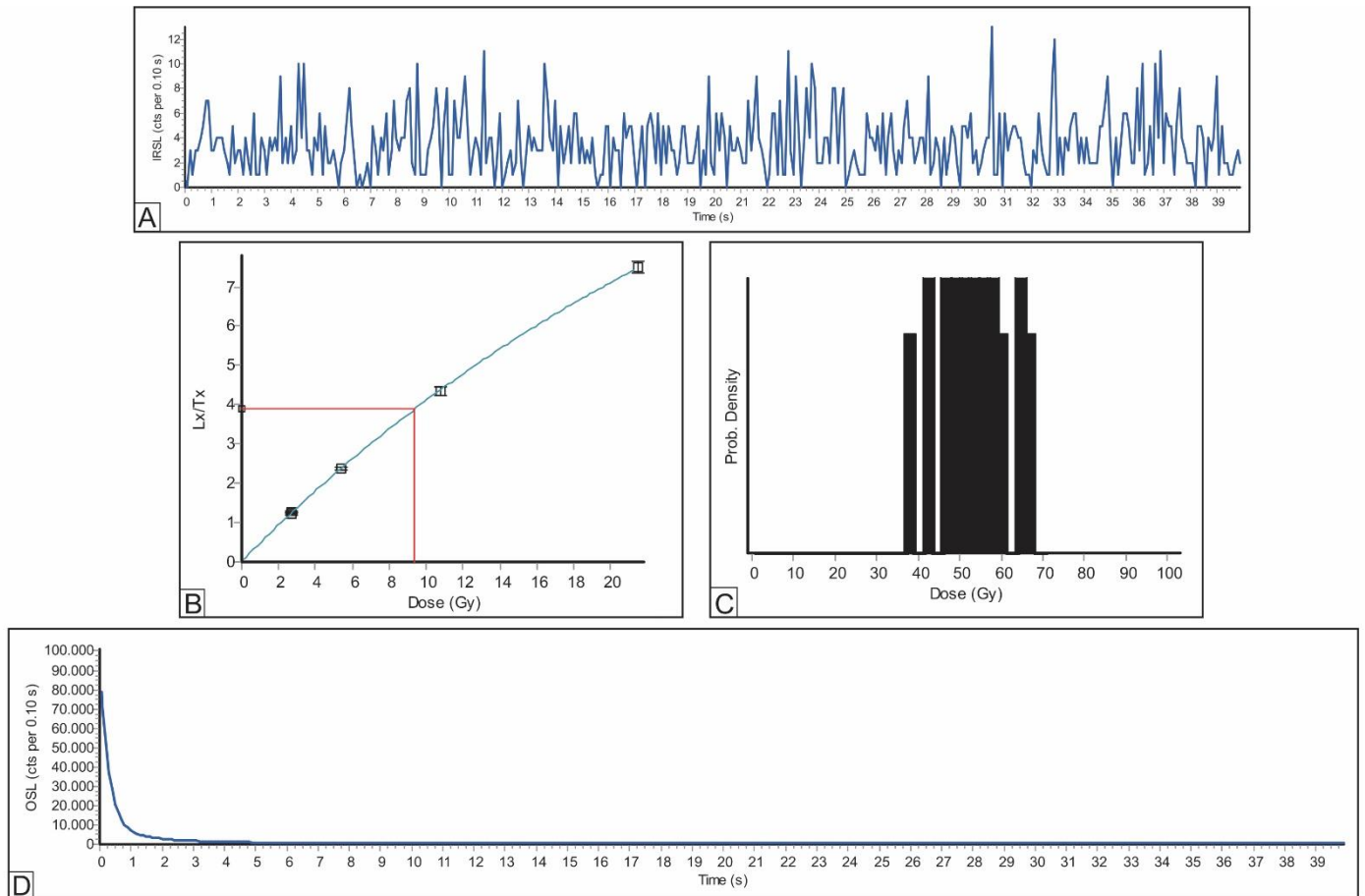


Figura 20 - Gráficos obtidos a partir dos parâmetros utilizados na datação de sedimentos: A) Sinal IR natural obtido em sedimentos coletados no ponto P2A, sinal indicativo de ausência de resposta de feldspato; B) Curva de dose resposta característico dos depósitos fluviais do rio Paraná, sendo Lx/Tx o sinal LOE corrigido no teste de recuperação de dose (amostra P2B); C) Histograma de idades para interpretar a variação na amostra coletada no ponto P6 (foram utilizadas 24 alíquotas); D) Sinal natural característico das alíquotas de quartzo analisadas, com decaimento exponencial rápido, que ocorrem após 5s.

Nos depósitos fluviais da Unidade 4 foram datadas três amostras nos pontos: P2A, P2B, P2C ([Figura 21a](#)). Os depósitos predominantemente arenosos, coletados na margem do rio Aguapeí em profundidades de 1m, 1,55m e 2,3 m, apresentam idades de 710 ± 99 , 2.288 ± 371 e 8.884 ± 1.576 anos respectivamente.

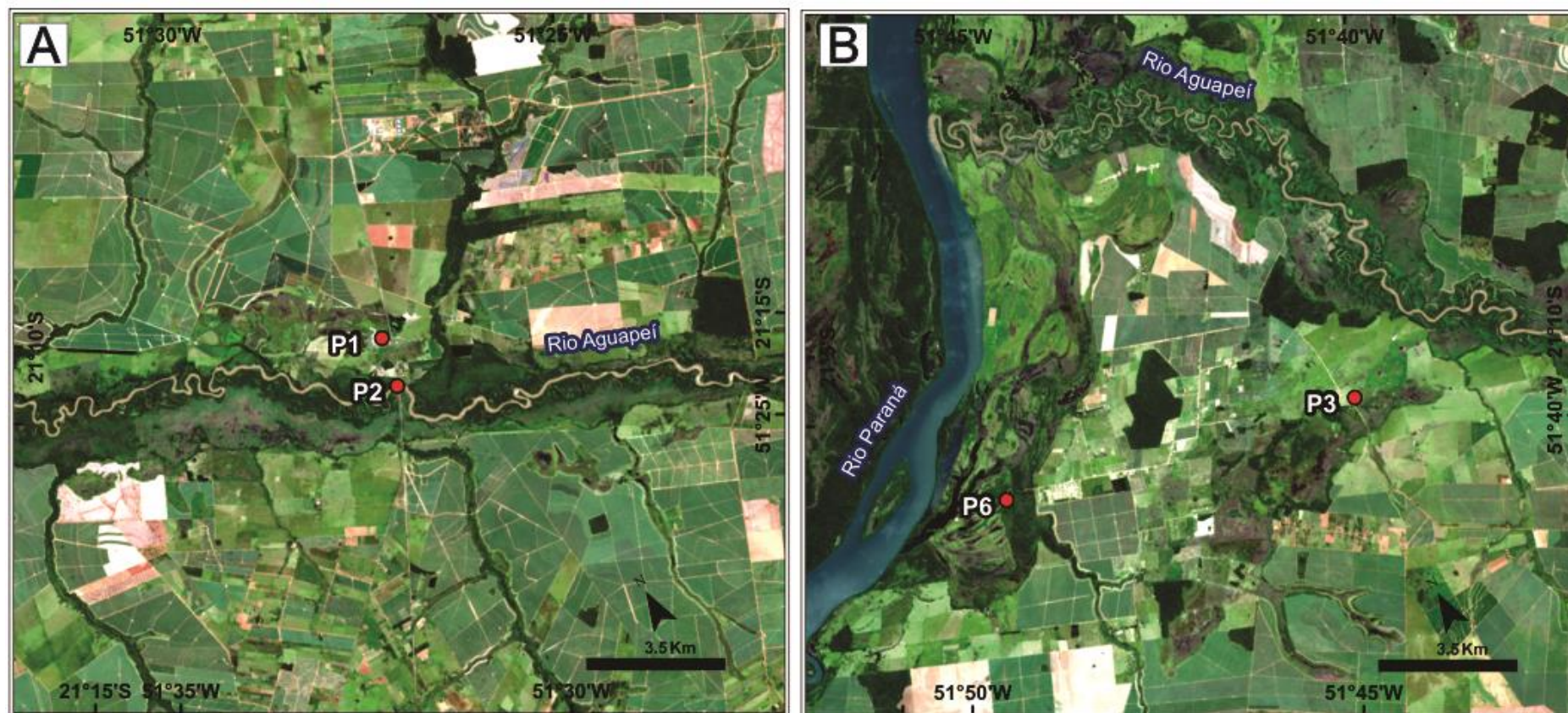


Figura 21 - Localização dos testemunhos sedimentares coletados na planície fluvial e terraços dos rios Paraná e Aguapeí. A) Pontos P1 e P2 próximos à margem do Rio Aguapeí; B) Pontos P3 e P6 próximos a foz do Rio Aguapeí. Imagens Landsat 8 (2016), composição 4R3G2B.

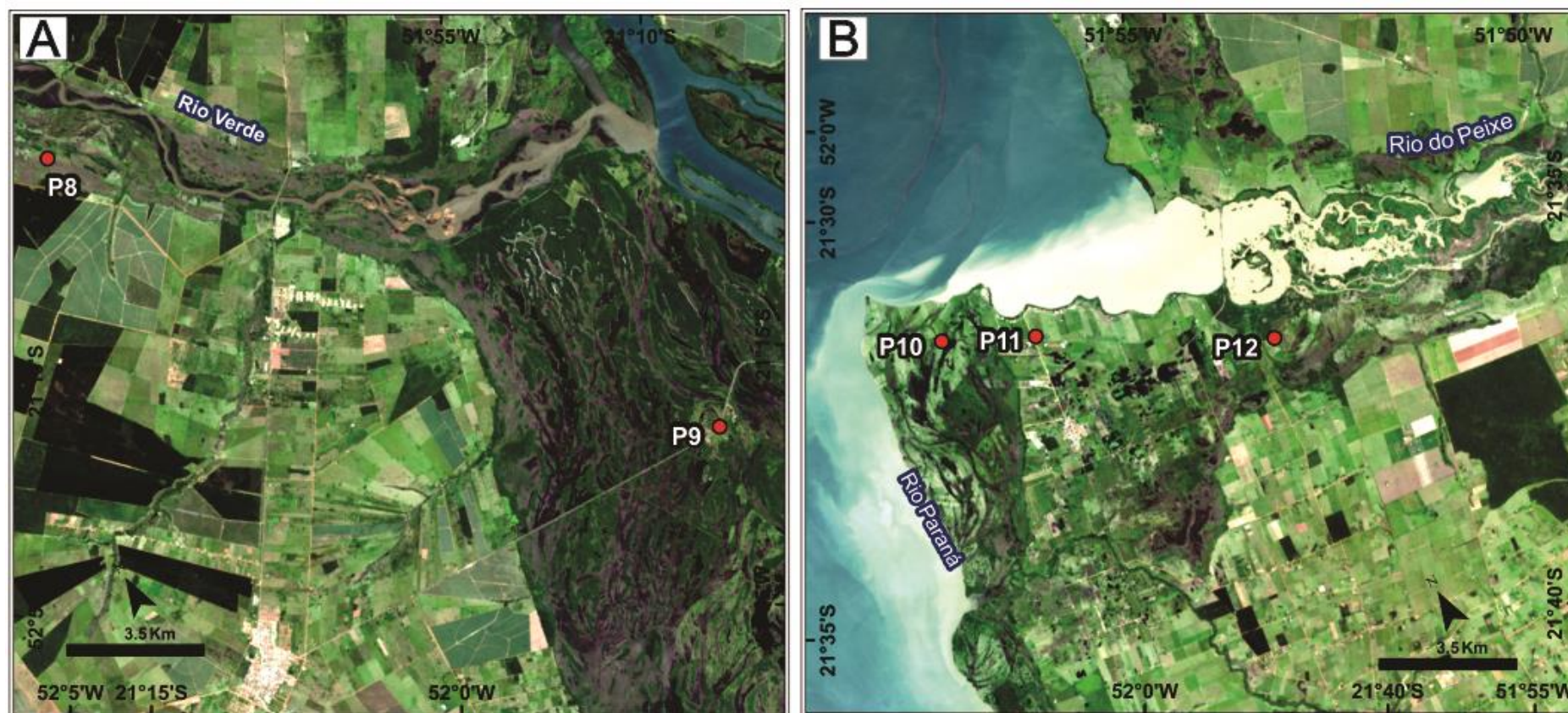


Figura 22 - Localização dos testemunhos sedimentares coletados na planície fluvial e terraços dos rios Paraná, Verde e Peixe. A) Ponto P8 próximo à margem do Rio Verde e P9 próximo ao rio Paraná; B) Pontos P10, P11 e P12, próximos a margem do Rio do Peixe. Imagens Landsat 8 (2016), composição 4R3G2B.

Para Unidade 3 foram analisadas sete amostras correspondentes aos pontos: P6, P8, P9, P10A, P10B e P12 ([Figuras 21 e 22b](#)). O intervalo de deposição dos sedimentos de areias finas e argilas ocorre em aproximadamente 1 m de profundidade e apresentou idade máxima de 39.774 ± 2.798 anos (ponto P9) e idade mínima de 3.019 ± 1.936 anos (ponto P8) ([Tabela 3](#)).

Na Unidade 2 foram coletadas três amostras nos pontos: P1, P3 e P11 em que apresentaram as respectivas idades 13.647 ± 1.632 , 60.532 ± 6.068 e 14.630 ± 1.531 anos ([Figuras 21 e 22b](#)). Os sedimentos de areia fina e argila foram coletados em aproximadamente 1 m de profundidade ([Tabela 3](#)).

As amostras coletadas nos pontos P1, P8, P10, P11 e P12, apresentaram idades divergentes das unidades associadas a elas. Os sedimentos coletados nestes pontos, provavelmente, resultam de processos de retrabalhamento e/ou deposição provenientes de terrenos circundantes.

5.3. Sedimentologia

Os depósitos sedimentares correspondentes as diferentes unidades geomorfológicas mapeadas foram descritos em função das suas características sedimentológicas, totalizando 20 pontos analisados ([Figuras 23 e 24](#)). A localização dos pontos de coleta pode ser encontrada na [Figura 5](#).

Os depósitos descritos das margens do Rio Paraná foram caracterizados por pouca variabilidade granulométrica e composicional, com predomínio de grãos de quartzo na fração areia média, areia fina e argila, ocorrendo localmente nódulos ferruginosos e fragmentos orgânicos milimétricos (carvão). Os pontos descritos foram: [P3](#), [P6](#), [P9](#), [P10](#), [P11](#), [P19](#), [P22](#), [P25](#), [P27](#), [P30](#), [P31](#) e [P33](#).

Nos depósitos localizados na margem esquerda do rio Paraná, entre os municípios de Panorama e Paulicéia (ponto P20), foram encontrados afloramentos da Formação Santo Anastácio (Grupo Caiuá), constituídos por arenitos finos a muito finos, essencialmente quartzosos e maciços. Os arenitos são pobremente selecionados e não possuem estruturas aparentes ([Figura 25a](#)).

Na margem esquerda do rio Paraná, próximo a barragem de Porto Primavera (ponto P32), também foram encontrados afloramentos, característicos da Formação Rio Paraná (Grupo Caiuá). Os arenitos são bem selecionados, com estratificação cruzada característica de médio a grande porte ([Figura 25b](#)).

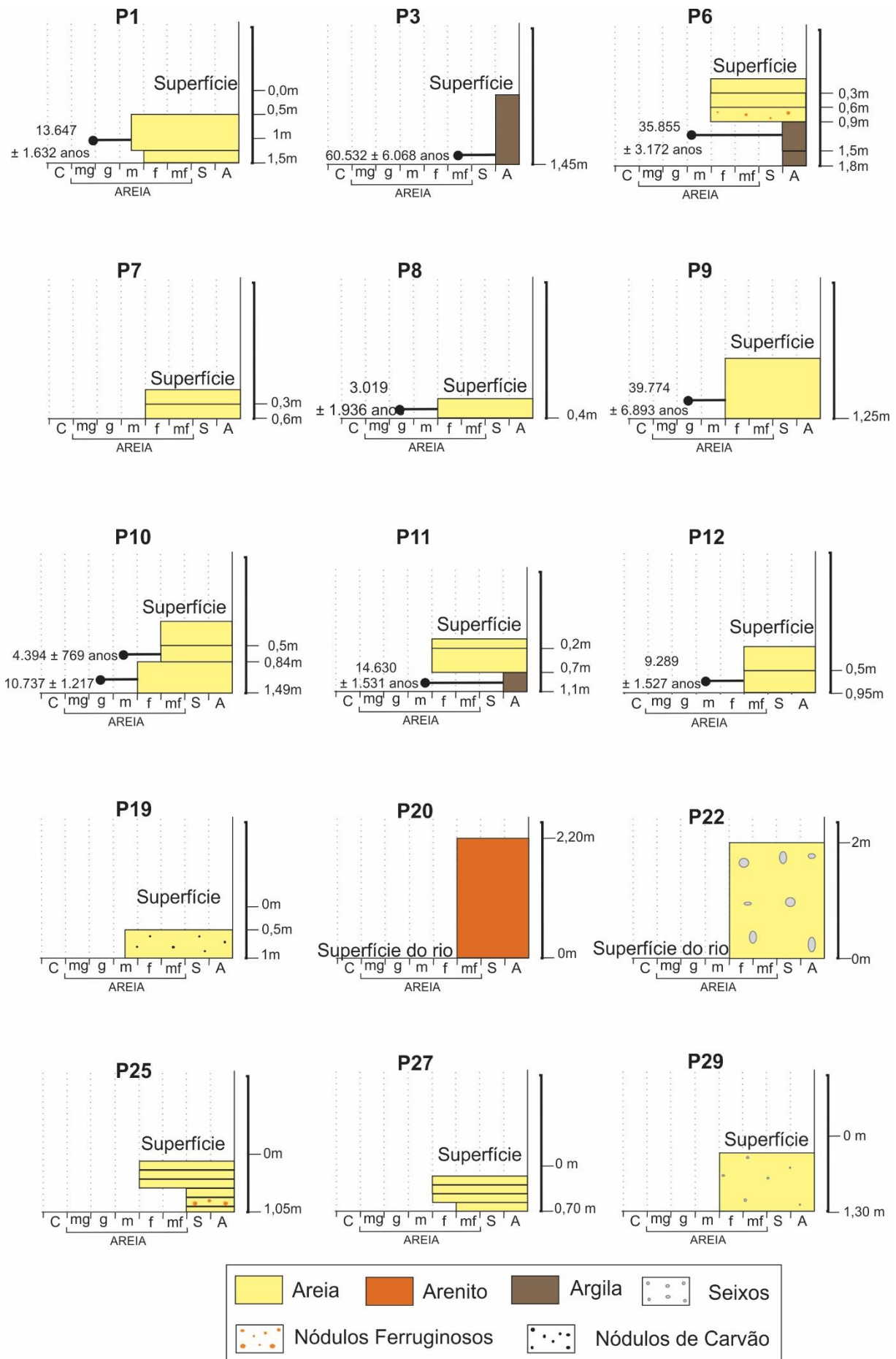


Figura 23 – Descrição sedimentológica dos testemunhos coletados nas planícies e terraços dos rios Paraná, Rio Verde e Rio do Peixe. Os testemunhos apresentam predomínio de areia fina.

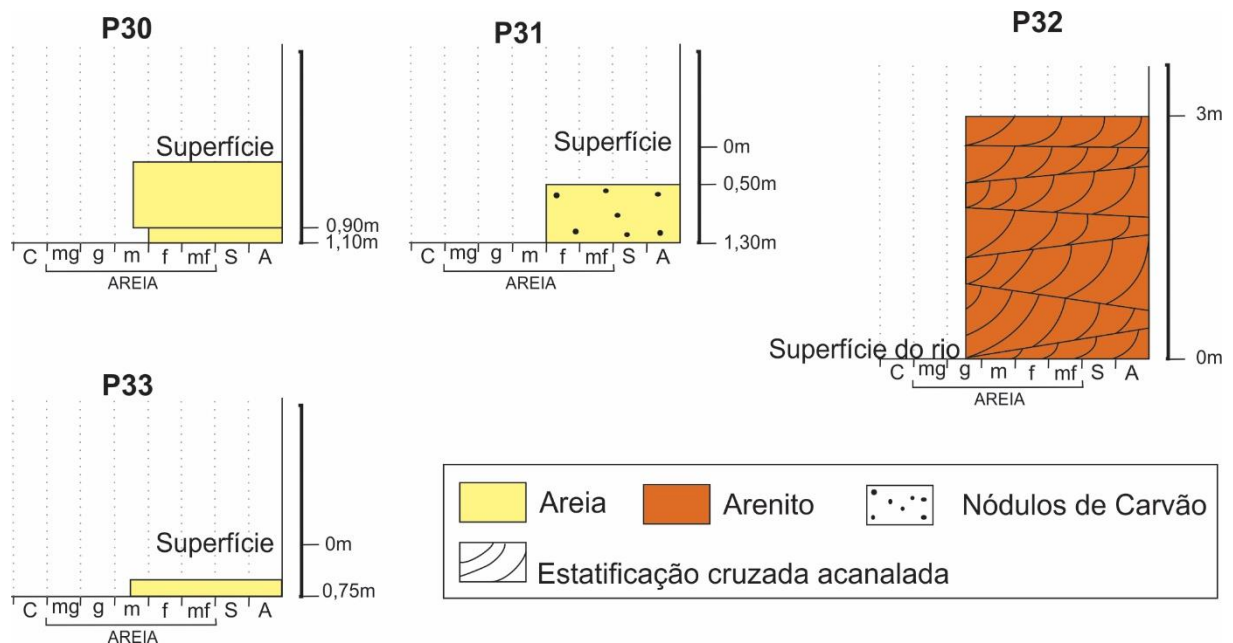


Figura 24 - Descrição sedimentológica dos testemunhos coletados nos terraços do rio Paraná.



Figura 25 - Afloramentos de arenitos do Grupo Caiuá encontrados nas margens do rio Paraná. A) Arenito característico da Formação Santo Anastácio (ponto P20), localizado entre os municípios de Paulicéia e Panorama; B) Arenito associado a Formação Rio Paraná (Grupo Caiuá), próximo a barragem de Porto Primavera (P32).

A jusante do rio Verde, na margem direita do rio Paraná, tem-se o “Paredão das Araras” (pontos P13, P14, P15, P16, P17 e P29) [Figura 5](#). Este afloramento varia de 10 m até 30 m de altura em alguns locais e estende-se pela margem direita do rio Paraná por aproximadamente 35 km. O Paredão das Araras é composto por sedimentos siliciclásticos e foram identificados três pacotes sedimentares distintos, sendo eles da base para o topo: pacote inferior - arenito quartzoso vermelho, com seleção moderada a boa e grãos subarredondados a arredondados, com laminações *pinstripes* e estratificações cruzadas métricas, as vezes mal definidas; pacote intermediário - depósitos de areia fina a média de cor cinza claro, mal selecionada e com seixos dispersos, inconsolidada, com níveis e lentes conglomeráticas, ocorre

pontualmente estratificação cruzada acanalada métrica, com seixos arredondados (milimétricos a centimétricos) na base do *foresets*, níveis de seixos centimétricos também são observados; pacote superior - areia fina a média, de cor marrom avermelhado, com grãos subangulares, quartzosos, seleção moderada a ruim, com baixo teor de argila; contém seixos arredondados milimétricos dispersos e sem estrutura sedimentar evidente (Figura 26).

Em campo é possível observar nitidamente o limite entre essas unidades sedimentares, sendo diferenciadas principalmente em relação as cores, que mudam abruptamente de uma unidade para outra. Além disto, o depósito intermediário apresenta níveis de seixos na base e no topo desta unidade, marcando o limite com a unidade inferior e a superior (Figura 26).

Pode-se concluir sobre o Paredão das Araras, a partir de suas características sedimentológicas, que o arenito da base se refere ao depósito eólico do Grupo Caiuá e o material inconsolidado acima, com linhas de seixos centimétricos imbricados entre camadas com estratificações cruzadas, são de ambiente fluvial com alta energia. Portanto, interpretamos que o material no topo pode ser caracterizado como um depósito colúvio-aluvionar (Figura 26).

Nas margens do Rio Verde, os depósitos fluviais são dominados por areias finas bem selecionadas, ricas em matéria orgânica, de coloração predominantemente marrom a marrom escuro, com alguns níveis locais de coloração acinzentada (Figura 23, pontos P7 e P8).

Nos depósitos fluviais do Rio do Peixe foram encontradas areias finas a muito finas, quartzosas de coloração cinza (P12).

Nas margens do Rio Aguapeí predominam areias finas, bem arredondadas e bem selecionadas, apresentando localmente laminações cruzadas e níveis centimétricos de argila. As amostras do Rio Aguapeí foram coletadas nos pontos P1 e P2 (Figuras 23 e 27).

O afloramento na margem do rio Aguapeí no ponto P2 (Figura 27) apresenta da base para o topo: areia média, com estratificação cruzada acanalada, bem selecionada, bom arredondamento, com intraclastos de argila de 1 até 15 cm; areia fina com laminação cruzada e níveis de argila nos *foresets*; argila com níveis de areia fina deformada; areia fina com laminação cruzada com argila nos *foresets*, intercalações centimétricas de areia fina com matriz argilosa; areia fina maciça e solo derivado de sedimentos aluviais e que apresenta caráter flúvico.

Com base nas características dos sedimentos do afloramento (ponto P2) da margem do rio Aguapeí, interpreta-se que: a camada de areia média com estratificação cruzada acanalada com intraclastos indica que o rio apresentava canal com alta energia; posteriormente a deposição de argila caracteriza o abandono do canal e a formação de depósito de inundação; em seguida ocorreu a deposição de areia fina com laminação cruzada e argila nos *foresets*, o que representa canal com baixa energia; depois, a argila e a areia maciças provavelmente estão associadas ao abandono do canal e formação do dique marginal atual; por fim, ocorre o desenvolvimento solo no topo do depósito.

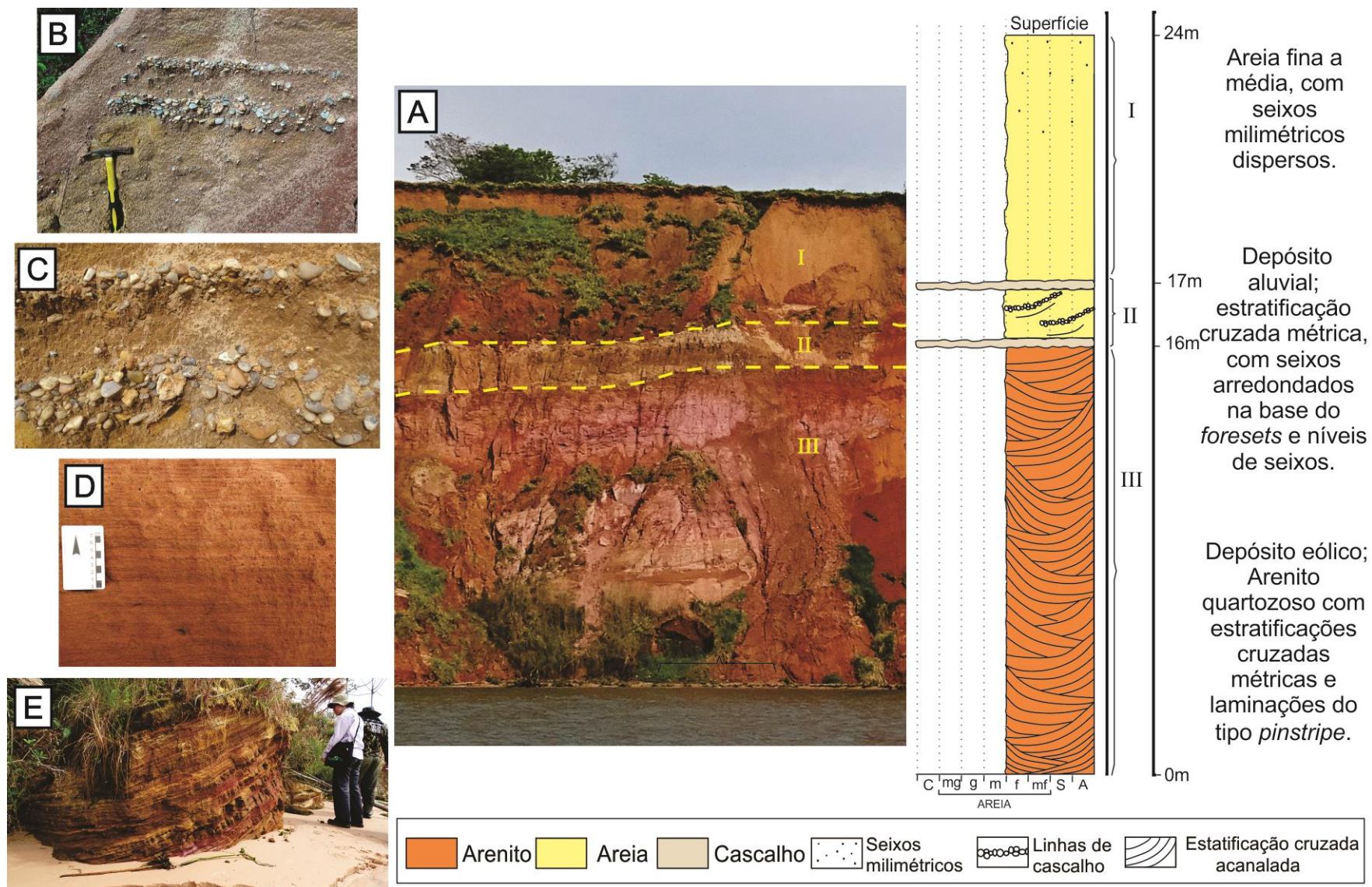


Figura 26 - Perfil faciológico do Paredão das Araras (localizado a jusante da foz do rio Verde, na margem direita do rio Paraná); A) Foto do Paredão das Araras com linhas tracejadas marcando discordâncias; B) Linhas de cascalhos marcando níveis de estratificação cruzada; C) Seixos imbricados; D) Laminações *pinstripes*; e E) Estratificações cruzadas características do Grupo Caiuá.

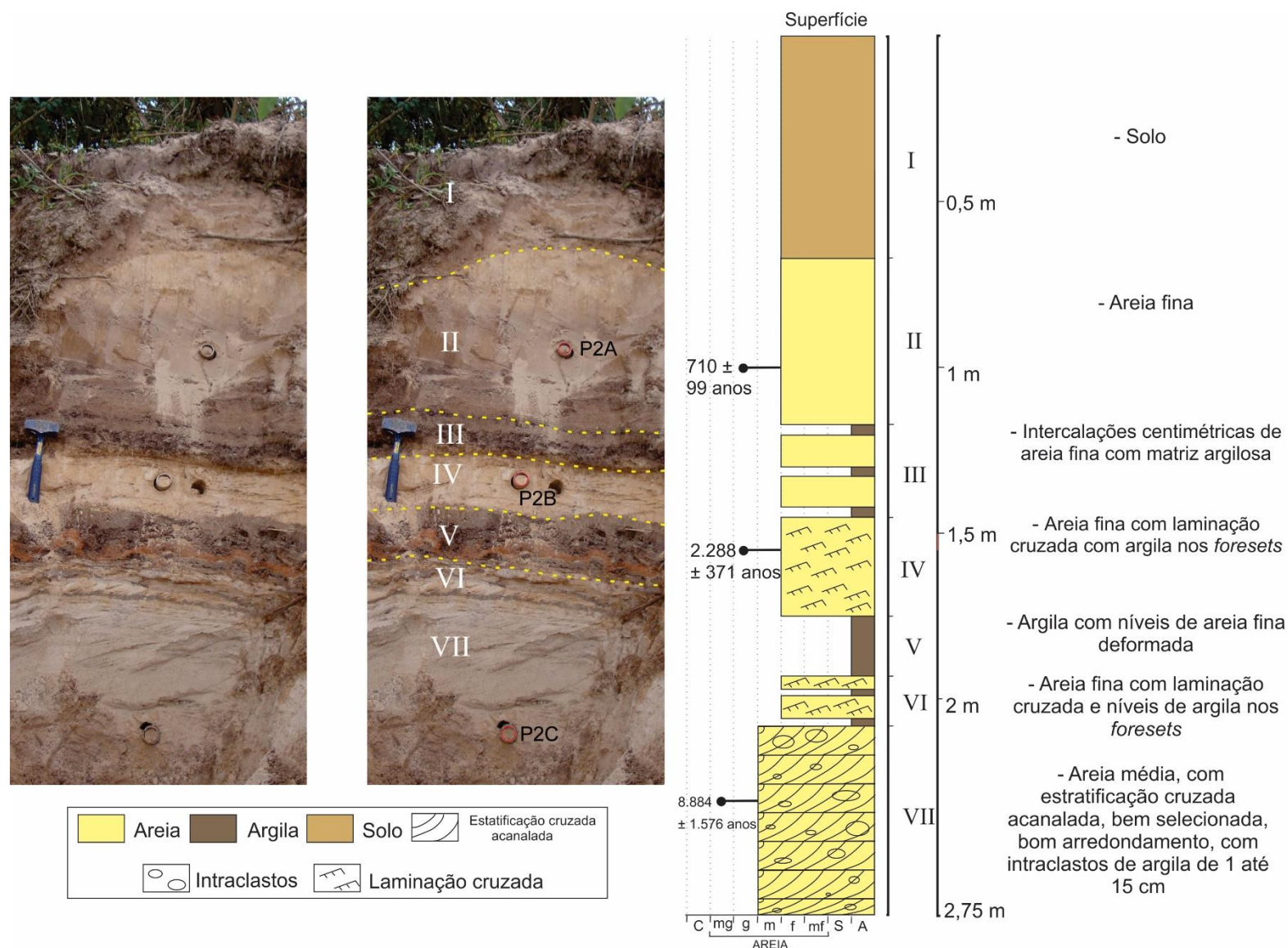


Figura 27 - Perfil faciológico do afloramento encontrado no ponto P2, localizado na margem do rio Aguapeí.

5.5. Perfis topobatimétricos e longitudinais

Com base nos dados dos perfis topobatimétricos elaborados pela CESP (1997), (Figuras 28, 29 e 30) e dados altimétricos adquiridos pelo *software Google Earth*, foi elaborado um quadro comparativo com perfis longitudinais do rio Paraná (da superfície da água em estágio de vazão normal e do fundo do canal) e das unidades encontradas no trecho estudado (Figura 31).

Conforme Stevaux & Latrubesse (2017), o perfil longitudinal dos rios sobre rocha é, de modo geral, semelhante ao dos rios aluviais, ou seja, regular e côncavo. Contudo, pode apresentar frequentes pontos com aumento abrupto do gradiente topográfico (*knickpoints*), relacionados a controle estrutural (falhas ou deformações) ou litológicos, ou seja, provocado por erosão diferencial entre dois tipos rochosos. Neste contexto, os *knickpoints* encontrados no trecho estudado ocorrem, provavelmente, devido a mudanças litológicas entre as rochas sedimentares do Grupo Caiuá e as rochas mais resistentes da Formação Serra Geral (Figura 31).

Na área estudada, próximo à foz do rio Verde tem-se a primeira zona de *knickpoint*, que se apresenta como corredeira e é conhecido popularmente como “Jupiazinho”. A segunda zona de *knickpoint* está localizada a jusante da foz do rio Santo Anastácio, próxima a barragem de Porto Primavera (Figura 31).

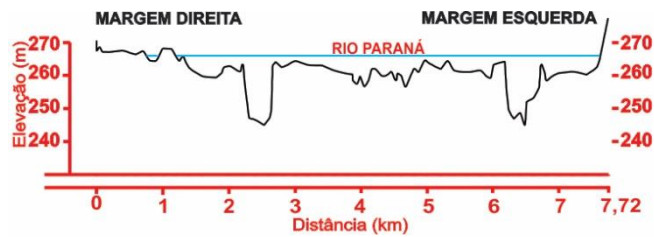
Estas corredeiras de fundo rochoso formadas pelos *knickpoints* propiciam fluxos turbulentos que causam vórtices de eixos verticais ou horizontais. Os turbilhões contendo material abrasivo como grãos de areia, seixos e blocos são responsáveis pela erosão do leito do rio, provocando irregularidades no fundo do canal (Stevaux & Latrubesse, 2017).

Como já mencionado anteriormente (capítulo 3.1.2) o rio Paraná apresenta baixíssima sinuosidade com tendência retilínea, encaixado à margem esquerda (paulista), enquanto a maior parte da planície fluvial está situada na margem direita (sul-mato-grossense). Entretanto, exceção ocorre na foz do rio do Peixe quando o rio Paraná faz uma curva abrupta para o lado direito da margem e passa a erodir o sopé do Paredão das Araras. A partir desta curva o rio Paraná corre junto à margem direita por aproximadamente 10 km, quando retorna para a margem esquerda. Esta sinuosidade do rio Paraná, em forma de U na desembocadura do Rio do Peixe, provavelmente está controlada pelo aporte sedimentar deste afluente, ou seja, o Rio do Peixe possui maior carga sedimentar, o que ocasiona o deslocamento da calha principal do rio Paraná para a margem direita. O mesmo processo parece ocorrer com

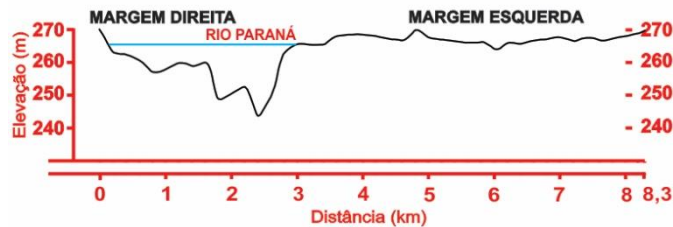
os rios Pardo e Verde, na margem direita, contudo estes afluentes direcionam o rio para a margem esquerda. Este comportamento do rio Paraná subordinado pelos afluentes a partir do aporte sedimentar destes, foi observado em imagens de satélites (Landsat-5 e Landsat-8) nas quais foi possível diferenciar a carga sedimentar lançada por estes afluentes no rio Paraná e que após suas confluências estes rios se misturam somente quilômetros a jusante ([Figura 32](#)).

Conforme [Biron & Lane \(2008\)](#), pequena diferença de densidade sedimentar tem um impacto marcante na camada de mistura entre os dois afluentes. Quando o tributário é mais denso ele empurra o outro fluxo próximo ao leito, enquanto que na superfície o fluido mais leve desliza acima do tributário, orientando para o lado esquerdo ([Figura 32](#)).

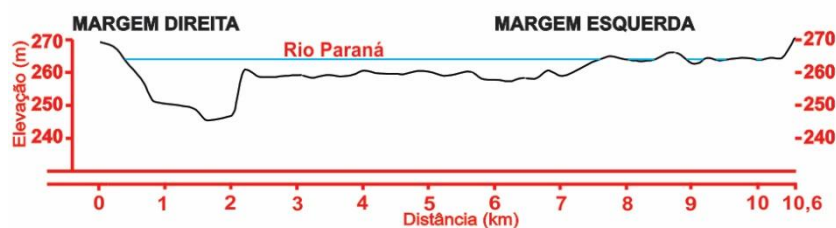
Ainda, neste contexto, nas desembocaduras dos principais afluentes do rio Paraná (Pardo, Verde, Aguapeí e Peixe) com altas cargas sedimentares, as planícies fluviais abrem-se de forma triangular e desenvolvem deltas. Os sedimentos depositados pelos afluentes nas desembocaduras destes rios são depositados nas planícies fluviais e podem ser liberados quando ocorre a migração do canal através de sua planície fluvial, erodindo os sedimentos anteriormente depositados que serão transportados para jusante ([Charlton, 2008](#)). Desta forma, os sedimentos depositados adjacentes as margens foram retrabalhados pelos afluentes, o que pode explicar as idades recentes obtidas próximas aos afluentes Aguapeí e Rio do Peixe.



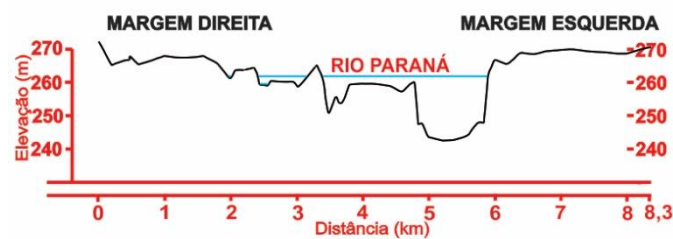
Perfil CESP 1
Régua 86-87 L



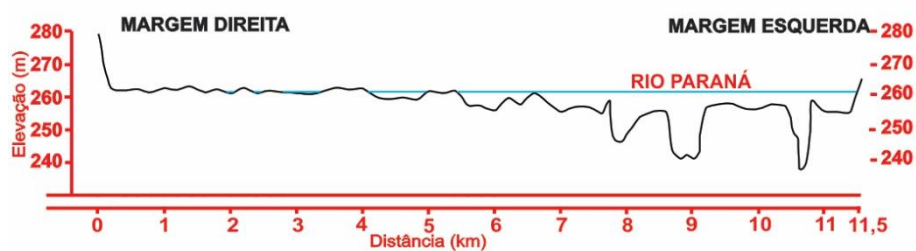
Perfil CESP 2
Régua 81 L



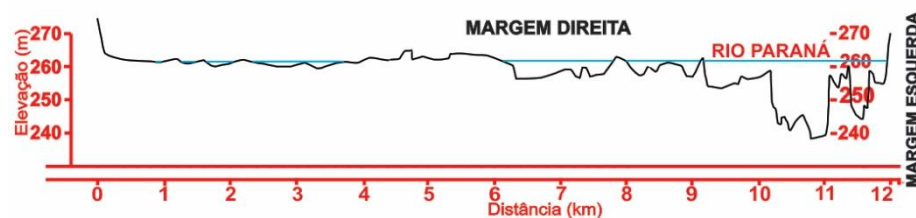
Perfil CESP 3
Régua 88 L



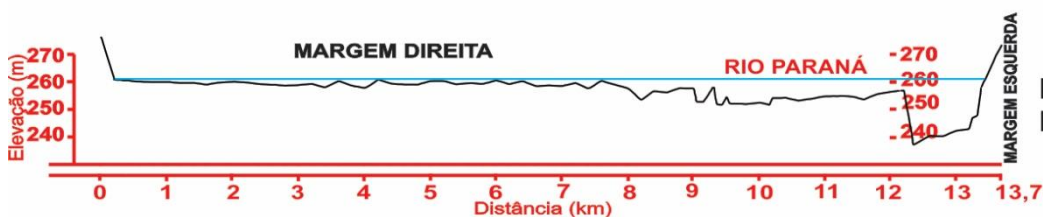
Perfil CESP 4
Régua 82 L



Perfil CESP 5
Régua 90 L



Perfil CESP 6
Régua 92 L



Perfil CESP 7
Régua 83 L

Figura 28 - Perfis topobatimétricos do rio Paraná do 1 ao 7, realizados pela CESP (1997) – ver localização na [Figura 31](#).

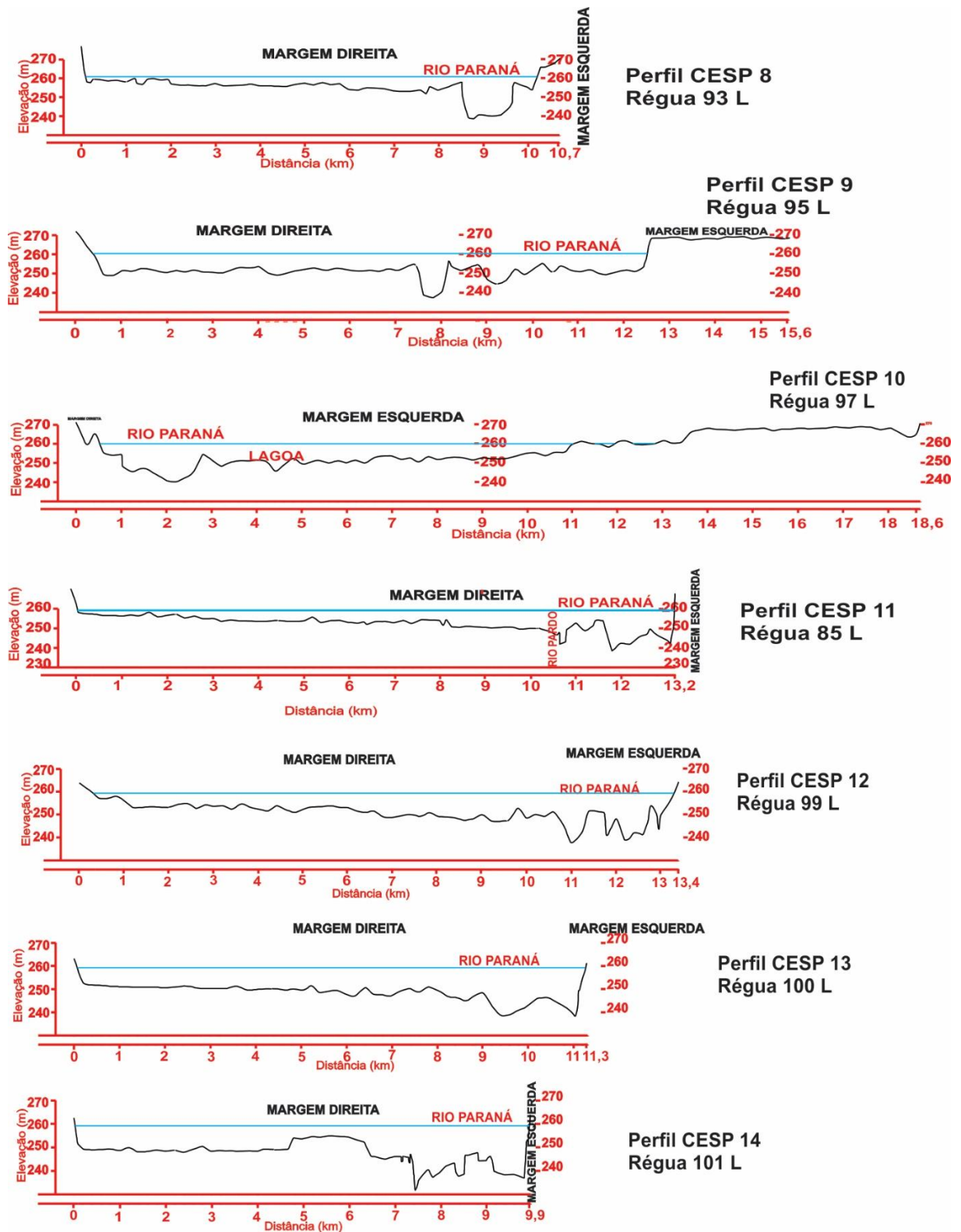


Figura 29 - Perfis topobatimétricos do rio Paraná do 8 ao 14, realizados pela CESP (1997) - ver localização na Figura 31.

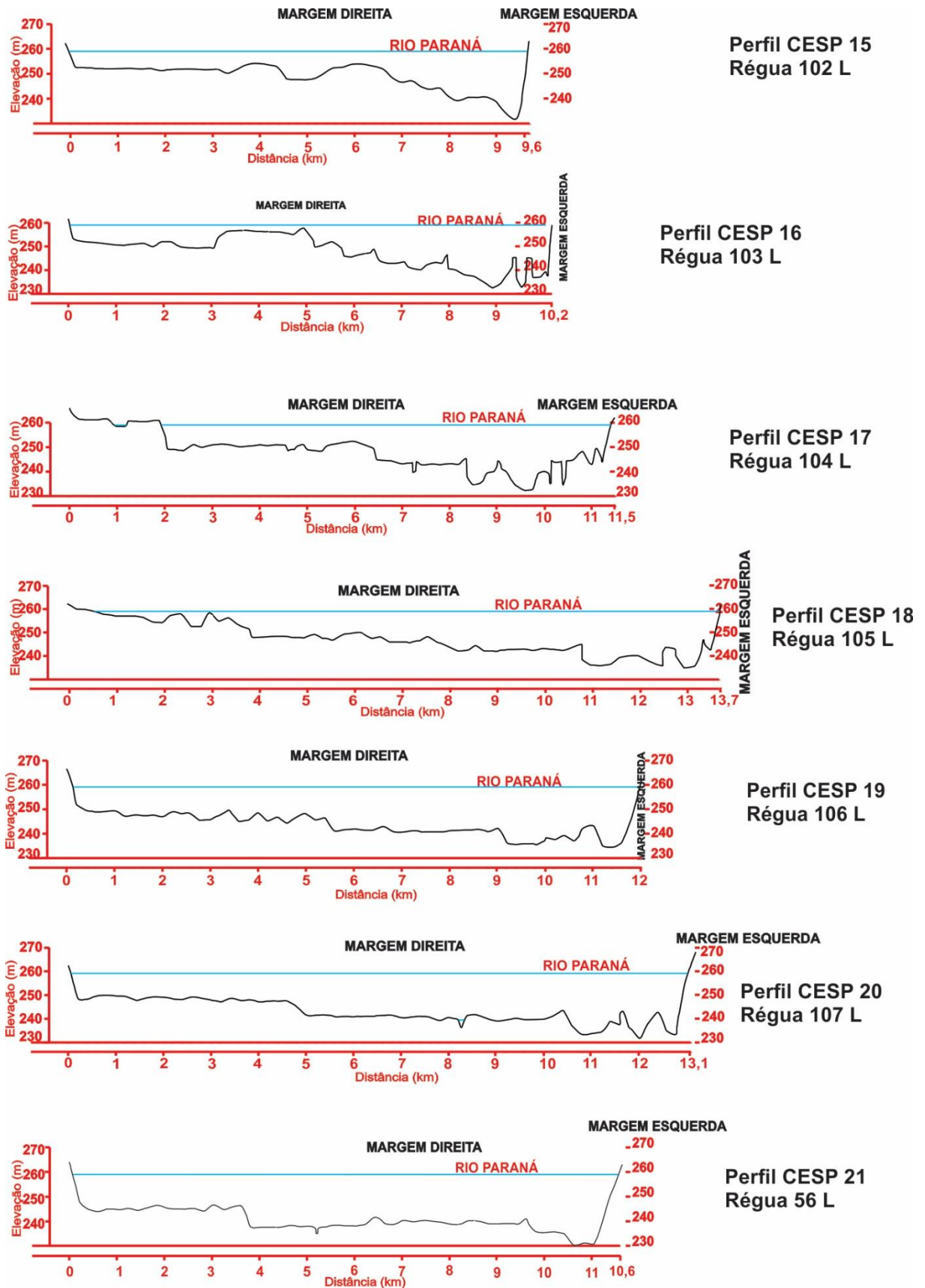


Figura 30 - Perfis topobatimétricos do rio Paraná do 15 ao 21, realizados pela CESP (1997) - ver localização na [Figura 31](#).

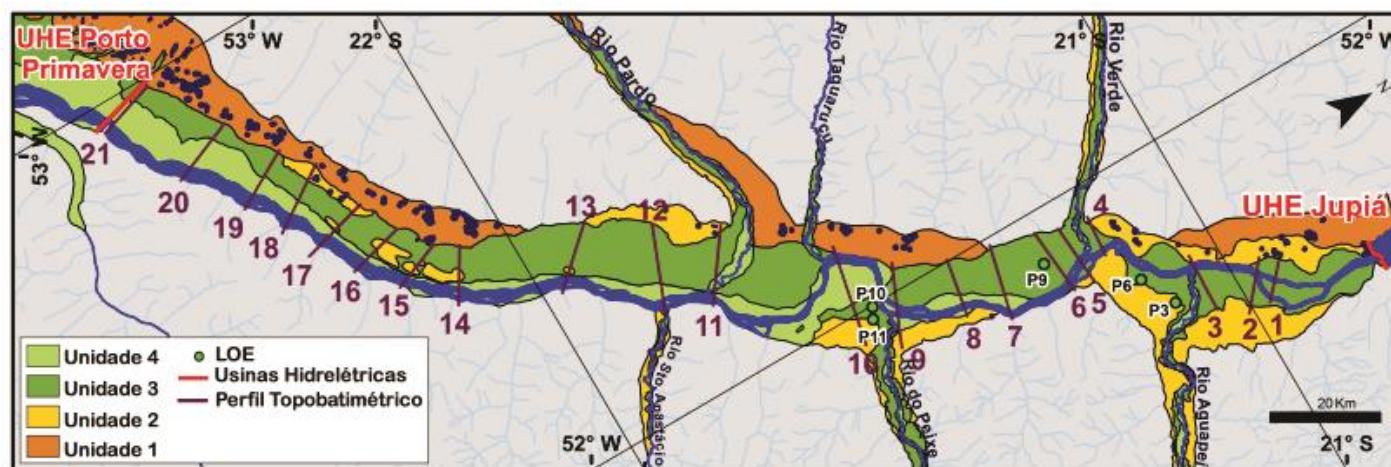
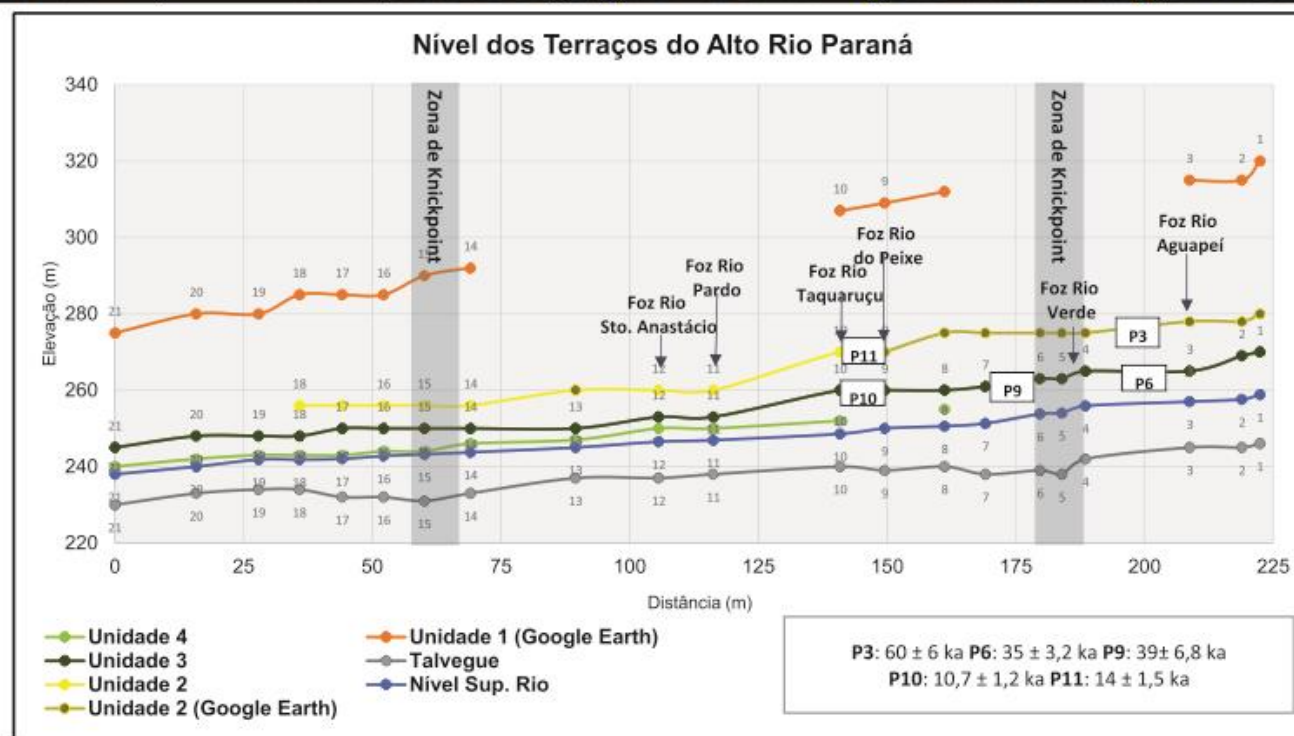


Figura 31 - Perfis longitudinais das unidades identificadas no trecho estudado. Os dados foram obtidos a partir das seções topobatimétricas elaboradas pela CESP (1997) e dados obtidos a partir do software Google Earth. *Knickpoints* foram identificados com base no perfil do talvegue atual.



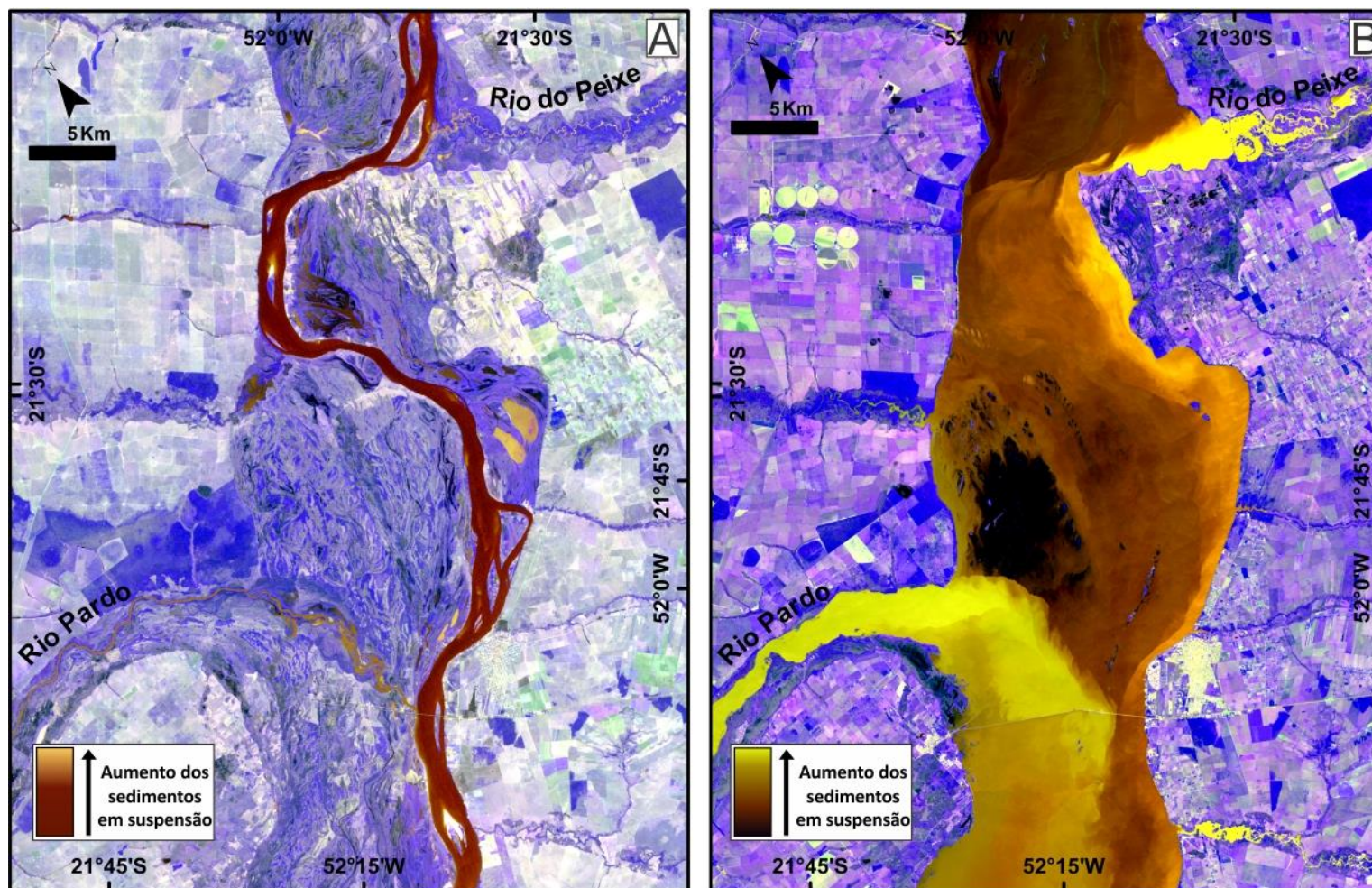


Figura 32 – É possível observar nas imagens o contraste entre as cores bege/amarelo claro que representam os sedimentos em suspensão lançados pelos afluentes, e os tons marrons que indicam a diminuição ou ausência dos sedimentos em suspensão no rio Paraná. A) Imagem Landsat – 5, composição 2R3G4B (anterior a barragem); B) Imagem Landsat – 8, composição 3R4G5B.

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1. Correlação com unidades definidas a sul da área estudada

A partir dos resultados apresentados verifica-se que as unidades geomorfológicas identificadas apresentam correlação com unidades definidas por [Stevaux \(1993\)](#), localizadas a jusante da área estudada ([Figura 4](#)). Desta forma, apresenta-se aqui o mapa integrado das unidades geomorfológicas do Alto rio Paraná ([Figuras 33, 34, 35 e 36](#)).

A partir das imagens de satélite foi possível constatar que a Unidade 1 apresenta características similares a Unidade Taquaruçu, definidas por [Stevaux \(1993\)](#). É a unidade mais alta entre as três identificadas naquele estudo, localizada entre as cotas altimétricas 245 m a 280 m, com valores mais altos para norte. Além disso apresenta lagoas de diâmetros variados e formas circulares que reforçam a correlação destes compartimentos geomorfológicos.

Os depósitos da base da Unidade Taquaruçu foram interpretados por [Stevaux \(1993\)](#) e [Kramer e Stevaux \(2001\)](#) como decorrentes de períodos secos ou semiáridos no Pleistoceno Tardio. Apesar dessa pesquisa não ter obtido idades dos sedimentos dessa unidade, datações LOE/MAR (método *multiple-aliquot regenerative-dose*) realizadas por [Guerreiro \(2011\)](#) na base da Unidade Taquaruçu, possibilitaram estimar que a idade de deposição esteja entre 150.900 ± 32.400 e 50.300 ± 7.900 anos.

A Unidade 2 é um terraço intermediário com características morfológicas distintas e não correlacionáveis com unidades apresentadas em trabalhos anteriores. Esta unidade foi identificada em perfis topobatimétricos nos quais apresentam uma proeminência distinguindo esta unidade das unidades adjacentes. A partir disso, foi constatado que as ilhas localizadas próximas a UHE de Porto Primavera são vestígios desta unidade. A posição topográfica da Unidade 2 indica que a sua formação ocorreu após a formação da Unidade 1 e antes da Unidade 3.

A Unidade 3 deste trabalho apresenta feições morfológicas e posicionamento topográfico que possibilitam sua correção com a Unidade Fazenda Boa Vista, definida por [Stevaux \(1993\)](#). Ambas as unidades são caracterizadas como terraço com feições fluviais preservadas, com paleobarras e lagoas claramente associados à paleocanais com morfologias distintas do canal atual.

[Stevaux \(2000\)](#) interpretou que uma ampla planície fluvial foi construída em episódios semiáridos pelo rio Paraná, o qual estabeleceu um padrão entrelaçado em

seu alto curso entre o Pleistoceno Tardio e o início do Holoceno (42.000 e 8.000 anos A. P.).

Depósitos da planície fluvial atual dos rios Paraná, Rio do Peixe, Rio Verde e rio Aguapeí, foram associados à Unidade 4. As datações obtidas nestes depósitos revelaram idades de aproximadamente 8.000 anos até o presente. A principal característica desta unidade são paleocanais com padrões retilíneos e lagoas alongadas preservadas. Os depósitos apresentam, predominantemente, sedimentos do tamanho depósitos de argila e areia fina, e estão situados em cotas altimétricas, entre 265 a 240m. Esta unidade pode ser correlacionada com a Unidade Rio Paraná, a qual consiste na própria planície aluvial do rio homônimo.

Os resultados permitem considerar as unidades 1, 3 e 4 como extensões das unidades geomorfológicas Taquaruçu, Fazenda Boa Vista e Rio Paraná, respectivamente. A Unidade 2 é um compartimento com características morfológicas singulares, portanto, não correlacionáveis com unidades apresentadas em trabalhos anteriores.

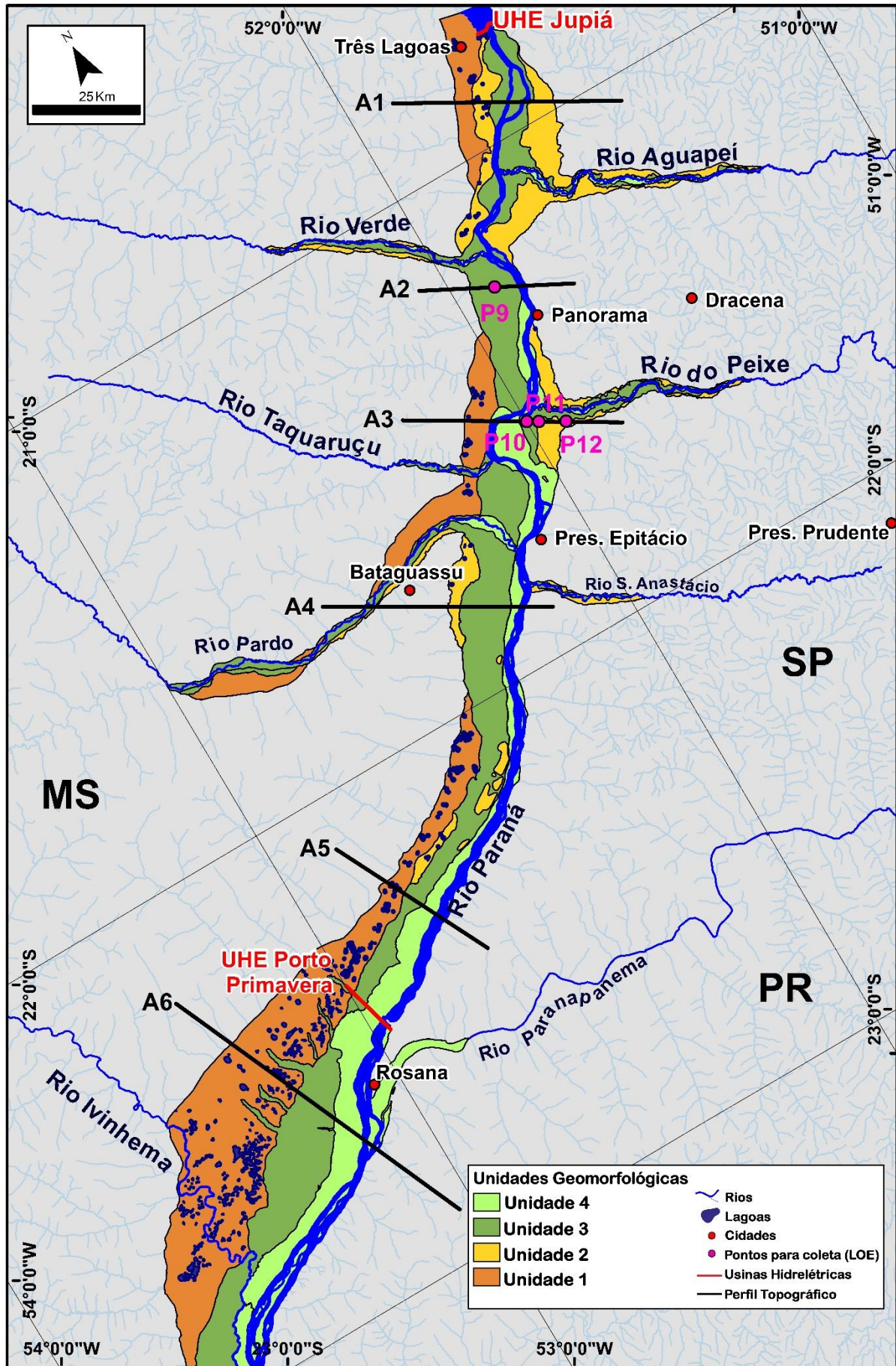


Figura 33 - Compartimentação da área estudada e integração com a área estudada por Stevaux (1993).

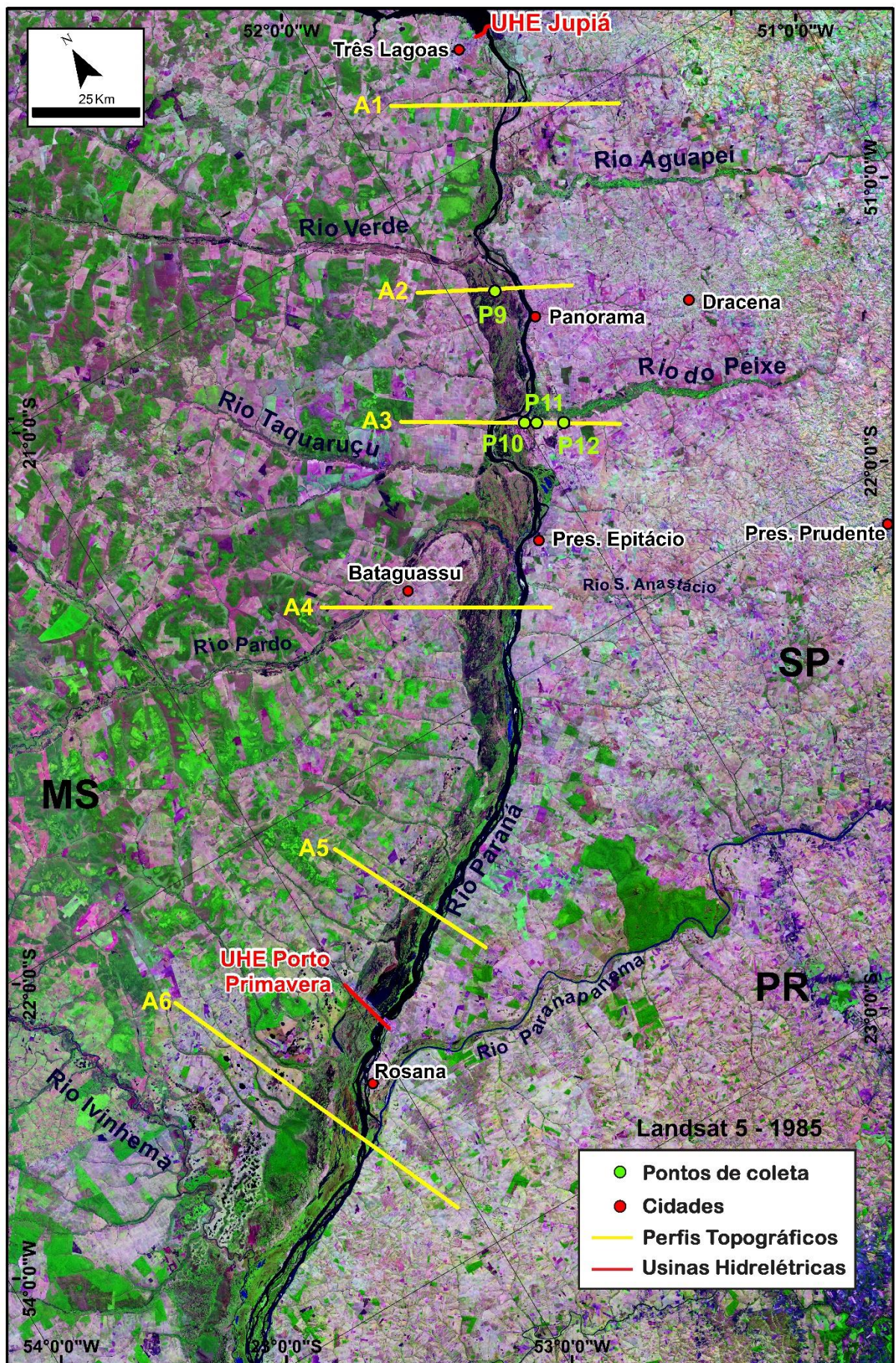


Figura 34 - Imagem Landsat 5 (1985) com composição 5R4G3B.

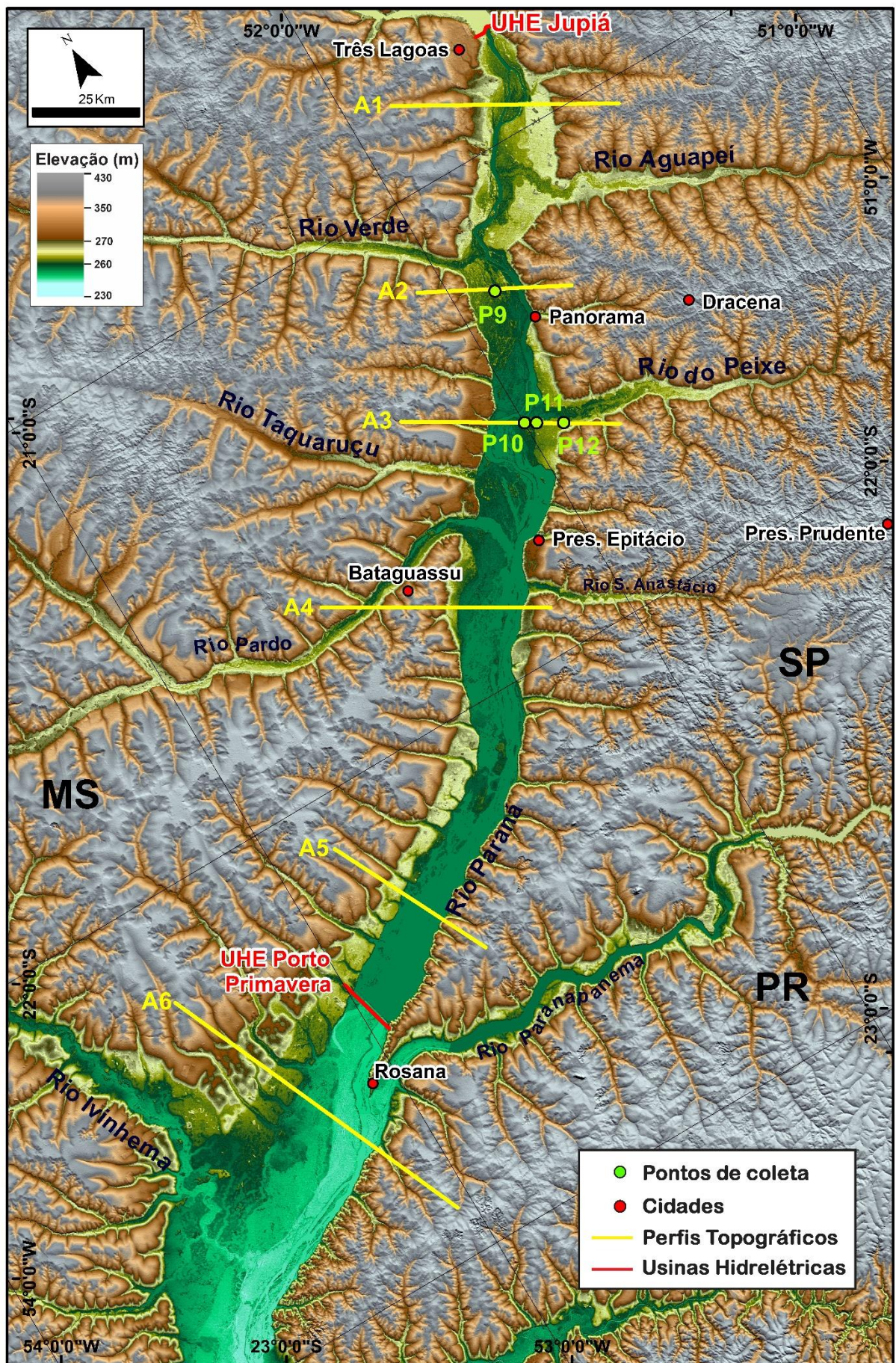


Figura 35 - MDE com redução de intervalos altimétricos e edição da paleta de cores.

Perfis Topográficos

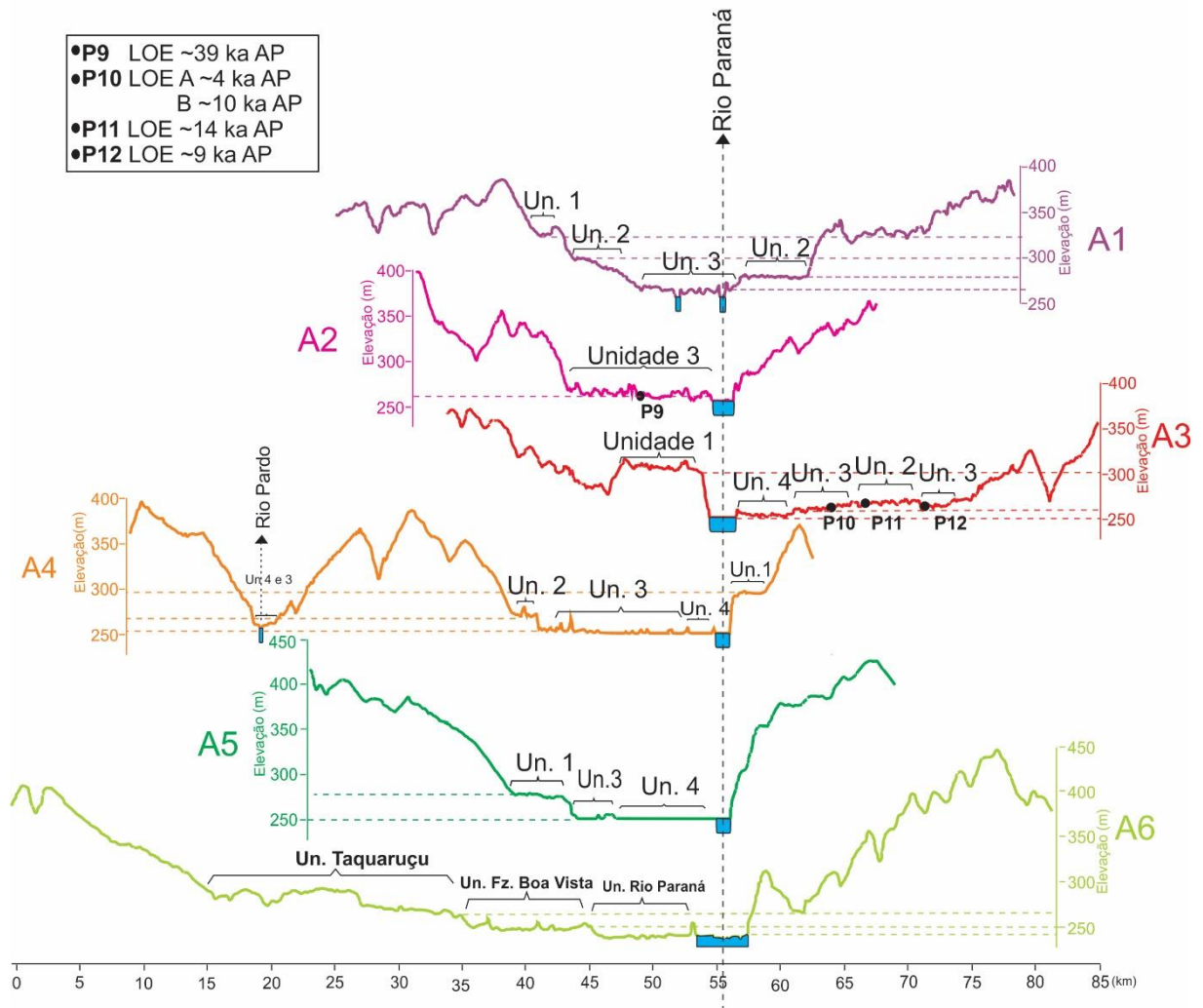


Figura 36 - Perfis topográficos transversais ao rio Paraná, sendo A1 o perfil localizado mais a norte (próximo ao município de Três Lagoas), e A7 o perfil localizado a jusante da área estudada, próximo a UHE de Porto Primavera. Os perfis facilitam a correlação entre as unidades identificadas nesta pesquisa com as unidades definidas por [Stevaux \(1993\)](#).

6.2. Evolução das unidades geomorfológicas

A análise conjunta de dados morfológicos, altimétricos, sedimentológicos, e das idades de deposição de sedimentos, permitiu a interpretação de eventos geomorfológicos determinantes para a evolução da paisagem do Alto rio Paraná durante o Pleistoceno tardio e o Holoceno. Assim, foram identificadas quatro unidades geomorfológicas representadas por depósitos fluviais associados a diferentes eventos deposicionais: Unidade 1, terraço elevado com presença de lagoas circulares e semicirculares; Unidade 2, terraço com pequenas lagoas e áreas encharcadas; Unidade 3, terraço com paleocanais preservados e Unidade 4, planície fluvial atual.

A Unidade 1 é formada por terraços altos marcados pela presença de lagoas (cota 280 - 320 m). As lagoas possuem formatos circulares e semicirculares, com diâmetros que variam de 50 a 1000 m, podendo ser isoladas ou interconectadas. A identificação da Unidade 1 foi de modo geral fácil, sendo bastante visível em perfis topográficos e em imagens de satélites.

Outra particularidade da Unidade 1 é sua localização predominantemente do lado direito do rio Paraná. Nota-se que, o rio Paraná segue encaixado à margem esquerda (paulista), enquanto a planície fluvial predomina na margem direita (sul-mato-grossense). A margem paulista é mais elevada, com notáveis afloramentos do Grupo Caiuá, ao contrário da margem oposta, sul-mato-grossense com terraços baixos e ampla planície fluvial (fato já mencionado por outros autores, entre os quais [Stevaux, 1993](#), [Pires Neto et al., 1994](#), [Fulfaro et al. 2005](#)).

Tal assimetria foi explicada por [Potter & Stevaux \(1988\)](#) apud [Stevaux \(1993\)](#), como consequência de tectonismo gerado por bloco com basculamento ascendente (meio-graben local) como controle para esses alargamentos locais de áreas associadas à planície aluvial do rio Paraná. Os autores [Justus \(1985 e 1990\)](#) e [Justus et al. \(1985\)](#) (apud [Stevaux, 1993](#)), atribuíram a presença de planícies da margem esquerda do rio Paraná e a assimetria de seu canal às condições climáticas. Segundo esses autores, o clima do Mato Grosso do Sul foi, durante a história quaternária da bacia, mais árido que o da borda leste, promovendo o transporte mais efetivo de sedimento pelos tributários ocidentais do rio Paraná. Tais rios, com alta descarga sólida construíram deltas em suas desembocaduras, empurrando o rio Paraná para a margem esquerda e desenvolvendo as largas planícies da margem sul-mato-grossense.

Contudo, exceção se faz no Paredão das Araras, quando o rio Paraná migra para o lado direito onde ocorre margem erosiva rochosa coberta por depósitos da Unidade 1. Interpreta-se que esta curva abrupta provavelmente está influenciada pelo aporte sedimentar do rio do Peixe, que direcionou o rio Paraná para o lado sul-mato-grossense e erodiu o terraço da Unidade 1, formando o Paredão das Araras. A grande quantidade de sedimento lançada pelo Rio do Peixe no rio Paraná desenvolve delta em sua desembocadura. O mesmo processo parece ocorrer com os outros principais afluentes do rio Paraná na área estudada (Rio Verde, Rio do Peixe, Rio Aguapeí e Rio Pardo).

Interpretação alternativa para a explicação dessa mudança de direção do canal foi postulada por [Fulfaro et al. \(2005\)](#), que argumentou que o Paredão das Araras se originou por processos neotectônicos, após episódio de reativação quaternária tardia, no qual o Lineamento NW-SE Guapiara, em seu ponto de cruzamento com a Zona de Suturas de Três Lagoas, resultou no Paredão das Araras.

A Unidade 1 é correlacionada com a Unidade Taquaruçu ([Stevaux, 1993](#)), onde uma ampla planície fluvial, com contribuição de sedimentos colúvio-aluviais teria se desenvolvido no Alto rio Paraná, por volta de $\sim 150.900 \pm 32.400$ anos atrás ([Guerreiro, 2011](#)). Os depósitos basais desta unidade teriam sido formados em períodos mais secos com tendências semiáridas no Pleistoceno Tardio, conforme [Kramer e Stevaux \(2001\)](#).

A Unidade 2 representa um terraço com lagoas pequenas e áreas de charcos (cota 260 - 280 m). Esta unidade não possui características que permitam correlacioná-la com unidades apresentadas em trabalhos anteriores, sendo, portanto, uma unidade inédita apresentada neste trabalho. O nível topográfico da Unidade 2 indica que a sua formação ocorreu após a formação da Unidade 1 e antes da Unidade 3. As idades obtidas para esta unidade variaram entre de 60.532 ± 6.068 (próximo a foz do rio Aguapeí) e 13.647 ± 1.632 anos (na margem do rio Aguapeí). O assincronismo entre as idades obtidas não permite correlacionar tais depósitos com eventos climáticos regionais, sugerindo que sua gênese deve estar condicionada por processos autogênicos relativos a dinâmica hidrológica e sedimentar das desembocaduras dos principais tributários. Novas datações e estudos sedimentológicos mais detalhados são necessários para o aprofundamento no entendimento da formação dos depósitos que constituem a Unidade 2.

A Unidade 3 representa o nível de terraços baixos do rio Paraná, marcada por grande quantidade de paleocanais e áreas encharcadas (cota 245 a 270m). Esta unidade apresenta paleocanais com dimensões e morfologias distintas daquelas exibidas pelo canal atual, portanto, feições relictas de sistemas fluviais anteriores. A implantação da UHE de Porto Primavera promoveu a elevação dos níveis hidrométricos do canal. Assim, durante períodos de cheias ocorre alagamento da várzea e reativação parcial de paleocanais, que podem se comportar como lagoas (ambientes lânticos) ou como canais (ambientes lóticos), conforme os padrões atuais de conectividade hidrológica com o sistema atual do rio Paraná e do abastecimento pela vertente direita ([Rocha et al., 2008](#)).

O período de deposição da Unidade 3 provavelmente ocorreu entre 39.774 ± 2.798 e 35.855 ± 3.172 anos, quando uma extensa planície fluvial foi construída pelo rio Paraná com padrão entrelaçado dando origem a Unidade 3, correlacionada com a Unidade Fazenda Boa Vista com base em suas características geomorfológicas. Segundo [Stevaux \(1993\)](#), a região passaria a episódios semiáridos entre o Pleistoceno Tardio e o início do Holoceno (42.000 e 8.000 anos AP).

A Unidade 4 corresponde à planície fluvial atual do rio Paraná. Esta unidade é estreita, alongada e paralela ao canal ativo (cota 265 – 240m). O rio Paraná é um rio com leito misto (*bedrock e alluvial river*), desta forma os diferentes substratos rochosos impõem características distintas em diferentes trechos do rio ([Souza Filho & Stevaux, 1997](#)). Nas áreas de ocorrência do Grupo Bauru o vale é aberto com ampla planície fluvial, ao contrário das áreas de ocorrências de basaltos, onde o canal é mais fechado e em alguns pontos são encontrados *knickpoints*. [Pires Neto et al. \(1994\)](#), refere-se ao *knickpoint* a montante da foz do Rio Verde como uma anomalia estrutural significativa em que os afloramentos de basalto do leito do rio formam corredeiras.

A unidade 4 foi correlacionada com a Unidade Rio Paraná definida a sul da área estudada por [Stevaux \(1993\)](#). Sua principal característica são paleocanais com padrões mais retilíneos, paleobarras e lagoas alongadas, semelhantes ao padrão do canal atual. A deposição da planície fluvial atual do rio Paraná ocorre a partir de aproximadamente 8.000 anos, conforme os resultados de datação por LOE obtidos neste trabalho, que corroboram com os resultados apresentados por [Leli \(2015\)](#), que constatou idades de idades de 8.120 anos AP para os sedimentos obtidos da planície e para os sedimentos das ilhas de avulsão idades de 14.620 anos AP.

As ilhas encontradas próximas a barragem da UHE de Porto Primavera são vestígios desta unidade, preservados de eventos erosivos posteriores que promoveram incisão pelo aprofundamento e migração lateral do canal do rio. [Leli \(2015\)](#), identificou que os depósitos da ilha Bandeirantes (jusante da área estudada) possuem 18.000 A.P., provavelmente quando o Paraná percorria o terraço do Boa Vista, deixou um pequeno trecho recortado na parte mais baixa da área estudada. Ainda segundo a autora, a planície adjacente do rio Paraná (neste trabalho identificada como os terraços correspondentes as Unidades 3, 2 e 1) 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*; 2) segunda fase, o canal recua para a esquerda deixando uma faixa de planície fluvial na margem direita; 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, o 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 fluvial. Desta forma, processo semelhante pode ter ocorrido na área estudada, em que as migrações do canal principal para esquerda e direita podem ter deixado trechos recortados da unidade anterior, que ficaram preservados como ilhas.

Registros sedimentares dos depósitos da planície fluvial do rio Aguapeí indicam que o rio apresentava canal com alta energia há aproximadamente 8 mil anos, quando o clima era mais seco que o atual. Posteriormente, cerca 2 mil anos ao presente, a região passa a ter características climáticas semelhantes as atuais. No rio Aguapeí ocorre a deposição de areia fina com laminação cruzada e argila nos *foresets*, o que sugere canal com baixa energia, provavelmente meandrante, visto que em imagens de satélites é possível observar as formas meandantes atuais e pretéritas.

Conclui-se que a evolução da planície e terraços deste trecho do rio Paraná foi condicionada tanto a fatores alogênicos como a fatores autogênicos. As características sedimentares e cronologia dos depósitos aluviais que constituem as Unidades 1, 3 e 4 deste trabalho puderam ser correlacionados com unidades descritas por [Stevaux \(1993, 2000\)](#) para um trecho do rio Paraná mais a jusante da área, sugerindo que suas gêneses estão ligadas a mudanças nas condições climáticas e hidrológicas ocorridas no Alto rio Paraná durante o Quaternário Tardio. O

assincronismo entre as idades obtidas para os depósitos da Unidade 2 não permitem correlacionar tais depósitos com as unidades descritas por [Stevaux \(1993, 2000\)](#) e tão pouco com eventos climáticos regionais. Assim, interpreta-se que a gênese dos depósitos que formaram a Unidade 2 deve estar relacionada à processos autogênicos, que envolve o posicionamento de *knickpoints* que geram níveis de base locais e a dinâmica hidrossedimentológica do canal principal (rio Paraná) e seus tributários. Observa-se que existe a necessidade de uma quantidade maior de datações para uma correlação mais precisa entre mudanças climáticas regionais, dinâmica hidrossedimentológica do sistema e origem dos depósitos aluviais na planície do Alto rio Paraná.

7. CONCLUSÃO

Diante dos resultados apresentados neste trabalho, pode-se chegar às seguintes conclusões:

- Os depósitos fluviais do Alto rio Paraná, no trecho entre as UHE de Jupia e Porto Primavera foram agrupados em quatro compartimentos geomorfológicos: Unidade 1, terraço elevado, com presença de lagoas circulares e semicirculares; Unidade 2, terraço intermediário com pequenas lagoas e áreas encharcadas; Unidade 3, terraço baixo com paleocanais preservados; e Unidade 4, planície fluvial atual;
- Idades absolutas de deposição dos sedimentos de três unidades geomorfológicas foram determinadas por meio da técnica de Luminescência Opticamente Estimada (LOE), e revelaram idades de: 60.532 ± 6.068 para a Unidade 2; 39.774 ± 2.798 a 35.855 ± 3.172 anos para a Unidade 3; 8.884 ± 1.576 a 710 ± 99 anos para a Unidade 4;
- A análise dos resultados mostra que há boa correlação geomorfológica com unidades definidas a sul da área estudada. Os dados altimétricos e as características morfológicas indicam correlação das Unidade 1, Unidade 3 e Unidade 4, respectivamente com as unidades Taquaruçu, Fazenda Boa Vista e Rio Paraná;
- A Unidade 2 é um compartimento com características morfológicas singulares, portanto, não correlacionável com unidades apresentadas em trabalhos anteriores;
- Duas zonas de *knickpoints* foram identificadas no trecho estudado, podendo refletir mudanças litológicas ao longo do talvegue do rio;
- A sinuosidade do rio Paraná pode estar influenciada, em alguns trechos, pelo aporte sedimentar dos afluentes, que desloca o canal do rio tanto para o lado sul-mato-grossense como para o lado paulista;
- Depósitos sedimentares da planície fluvial do rio Aguapeí indicam que o rio apresentava canal com alta energia há aproximadamente 8 mil anos, quando o clima era mais seco que o atual. Posteriormente, de cerca 2 mil anos ao presente, a região passou a ter características climáticas semelhantes às atuais;

- Embora o número de datações seja insuficiente para definir a cronologia das unidades de forma conclusiva, bem como dos eventos geológicos, a caracterização da planície do rio Paraná a norte da barragem de Porto Primavera e a correlação das unidades identificadas com a jusante, permitiram delinear a evolução geomorfológica quaternária do Alto rio Paraná.

8. REFERÊNCIAS

- Biron, P.M., Lane, S.N., 2008. Modelling hydraulics and sediment transport at river confluence. In: Rice, S.P., Roy, A., Rhoads, B.L. River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network. England, p. 17–37
- Bridgland, D.; Westaway, R. (2008). Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, **98**(3), 285-315.
- Brierley, G.; Stankoviansky, M. (2002). Geomorphic responses to land use change: lessons from different landscape settings. *Earth Surface Processes and Landforms*, **27**(4), 339-341.
- CESP- Companhia Energética de São Paulo. 1997. *Seções batimétricas do Rio Paraná no trecho entre Porto Primavera e Jupia*. Ref. CESP CT/ERC/3011/97.
- Charlton, R. (2008). *Fundamentals of fluvial geomorphology*. New York: Routledge, 234p.
- ESRI – Environmental Systems Research Institute. 2017. *Improving the display of raster data*. (<http://desktop.arcgis.com/en/arcmap/10.3/manage-data/raster-and-images/improving-the-display-of-raster-data.htm>).
- Fujita, R. H. 2014. *Geomorfologia e Evolução Quaternária da Calha do Alto Rio Paraná, no segmento livre de barramentos, entre os reservatórios de Porto Primavera e Itaipu*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 120 p.
- Fulfaro, V. J.; Etchebehere, M. L.; Saad, R. A.; Perinotto A. J. 2005. The Araras Escarpment in the upper Paraná River: implications to fluvial neotectonics on the Paraná drainage net evolution. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **6**(1), 115-122.
- Galbraith, R. F.; Roberts, R. G.; Laslett, G. M.; Yoshida, H.; Olley, J. M. 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry*, **41**: 339-364.
- Guerin, G.; Mercier, N.; Adamiec, G.; 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, **29**(1), 5-8.
- Guerreiro, R. L. 2011. *Evolução Geomorfológica e Paleoambiental dos Terraços da Margem Esquerda do Alto Rio Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 67p.
- Guerreiro, R. L.; Stevaux, J. C.; Parolin, M.; Assine, M. L. 2013. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of the Upper Paraná River, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **16** (1), 39-46.

- Gibbard, P., Cohen, K. M. (2008). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes*, **31**(2), 243-247.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2001. *Mapa de Solos do Brasil*. IBGE/EMBRAPA. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais – Diretoria de Geociências; Embrapa – Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Mapa escala 1:5.000.000. Rio de Janeiro: IBGE. (<http://mapas.ibge.gov.br/tematicos/solos>).
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2004. *Mapa de vegetação do Brasil*. Coordenação de Cartografia e Mapa e Recursos Naturais e Estudos Ambientais – Diretoria de Geociências. Mapa escala: 1: 5.000.000. Rio de Janeiro: IBGE. (<http://mapas.ibge.gov.br/tematicos/vegetacao>).
- INMET - Instituto Nacional de Meteorologia. 2016. *Períodos de Maiores e Menores Temperaturas e Pluviosidades Climatológicas*. (<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/mestempo>).
- Justus, J. O; 1985. *Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar*. Dissertação de mestrado. Universidade Federal da Bahia, 204p.
- Justus, J. O. 1990. Hidrologia da Região Sul. In: IBGE, Geografia do Brasil, **2**, 189-216.
- Justus, J. O; Brasil, A. E; Herrman, M. L. 1985. *Projeto Geomorfologia*. RADAMBRASIL, folha SF22 Paranapanema. Rio de Janeiro.
- Kramer, V. M. S.; Stevaux, J. C. 2001. Mudanças climáticas na região de Taquaruçu (MS) durante o Holoceno. *Boletim Paranaense de Geociências*, **49**, 79-91.
- Latrubesse, E. M.; Stevaux, J. C.; Santos, M. L.; Assine, M. L. 2005. Grandes sistemas fluviais: geologia, geomorfologia e paleohidrologia. In: Souza, C. R. G., K. Suguio, A. M. S. Oliveira & P. E. Oliveira (eds.). *Quaternário no Brasil*. Ribeirão Preto, Holos Editora, 276-297.
- Leli, I. T. 2015. *Gênese, evolução e geomorfologia das ilhas e planície de inundação do Alto rio paraná, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Meio Ambiente, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 123p.
- Leli, I. T.; Stevaux, J. C.; Assine, M. L. 2017. Genesis and sedimentar recordo of blind channel and islands of the anabranching River: An evolution model. *Geomorphology*, **293**, 110-130.
- Martins, D. P.; Stevaux, J. C. 2005. Formas de leito e transporte de carga de fundo do alto rio Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **6** (2): 43-50.
- Mellet, C. L. 2013. Luminescence Dating. Geomorphological Techniques. *British Society for Geomorphology*. **4** (2.6): 1-11.

- Merino, E. R.; Pupim, F. N.; Macedo, H. A.; Assine, M. L. 2015. Realce e integração de imagens orbitais óticas com dados SRTM para mapeamento e estudo de grandes planícies fluviais: exemplos de aplicação no Pantanal. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, **16** (1), 49-62.
- Morais, E. S.; Santos, M. L.; Cremon, E. H.; Stevaux, J. C. 2016. Floodplain evolution in a confluence zone: Parana and Ivai rivers. *Geomorphology*, **257**, 1-9.
- Murray, A.S.; Wintle, A. G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurement*, **32**, 57–73.
- Murray, A. S.; Wintle, A. G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements*, **37**, 377-381.
- Nelson, M. S.; Gray, H. J.; Johnson, J. A.; Rittenour, T. M.; Feathers, J. K; Mahan, S. A. 2015. User Guide for Luminescence Samplings in Archaeological and Geological Contexts. *Advances in Archaeological Practic*, **3** (2), 166-177.
- Oliveira, J.B.; Camargo, M.N.; Rossi, M.; Calderano Filho, B. 1999. *Mapa Pedológico do Estado de São Paulo, escala: 1:500.000*. Campinas: IAC.
- Parolin, M., Stevaux, J. C. 2001. Formação de Dunas Eólicas Durante o Holoceno Médio em Taquaruçu, Mato Grosso do Sul. *Pesquisas em Geociências*, **28** (2), 43-46.
- Parolin, M; Volkmer, C; Stevaux, J. C. 2005. Mudanças ambientais durante o Holoceno e final do Pleistoceno indicadas por espongofacies na região de Taquarussu, MS, Brasil. In: IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA, Guarapari, *Anais IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA*, **1**, 180-180.
- Parolin, M.; Medeanic, S.; Stevaux, J.C. 2006. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS). *Revista Brasileira de Paleontologia*, **1**, 137-148.
- Parolin M.; Volkmer-Ribeiro C.; Stevaux J. C. 2007. Sponge spicules in peaty sediments as paleoenvironmental indicators of the Holocene in the upper Paraná River, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **10**(1): 17-26.
- Pazzaglia, F. J. 2013. Fluvial terraces. In: Shroder, J. (org.). *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego: 379-412.
- PERH-MS. 2010. *Plano estadual de recursos hídricos de Mato Grosso do Sul*. Secretaria de Estado de Meio Ambiente, do Planejamento, da Ciência e Tecnologia e Instituto de Meio Ambiente de Mato Grosso do Sul, Campo Grande, EMS, 194 p.
- Pires Neto, A. G; Bartorelli, A. Vargas. M. S. 1994. A planície do rio Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, **42**, 217-229.

- Prescott, J. e Stephan, L. 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. Latitude, altitude and depth dependences. *Pact*, **6**, 17-25.
- Potter, P. E.; Stevaux, J. C. 1988. Stratigraphy and sedimentation of the alluvial plain of the Paraná River, State of Paraná, Brazil: comprehensive, three-dimensional sedimentary model for a tropical river. A proposal to The Petroleum Research Fund.; American Chemical Society. Washington D. C., 9p.
- Rocha, P. C; Bombonato, A. C; Silva, L. M; Brandão, F. Andrade, I. R. A. (2008) Geomorfologia e reativação de paleocanais em uma área de influência do reservatório da UHE Porto Primavera, Planície do rio Paraná, Centro-Sul do Brasil In: VII Sinageo /II Encontro Latino-Americano de Geomorfologia, Belo Horizonte, *Anais do VII Sinageo*.
- Rhodes, E. J. 2011. Optically stimulated luminescence dating of sediments over the past 200,000 years. *Annual Review of Earth and Planetaty Sciences* **39**: 461-488.
- Sallun, A.E.M.; Suguio, K.; Stevaux, J.C. 2007. Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS). *Geologia USP, Série Científica*, **7**: 49-70.
- Santos M. L.; Stevaux, J. C. 2000. Facies and Arquitectural analysis of channel Sandy macroforms in the Upper Paraná river. *Quaternary Internacional*, Inglaterra, **72** (1), 87-94.
- Soares, P. C.; Fiori, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, **16** (32): 71-104.
- Soares, P. C.; Landim, P.M.B. 1976. Depósitos cenozoicos na região centro-sul do Brasil. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, **16** (31): 17-39.
- Souza Filho, E. E. 1996a. Evolução geológico geomorfológica dos depósitos do rio Paraná na região de Porto Rico (PR-MS). In: 39 Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário – SBG, Salvador, *Anais 39 Congresso Brasileiro de Geologia – SBG*, (2): 462-464
- Souza Filho, E. E. 1996. Unidades de mapeamento da planície do rio Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia. In: 39 Congresso Brasileiro de Estudos do Quaternário – SBG, Salvador, *Anais 39 Congresso Brasileiro de Geologia – SBG*, (2): 465-467.
- Souza filho E. E.; Stevaux J. C. 1997. Geologia e geomorfologia do complexo rio Baía, Curutuba, Ivinheima. In: Vazzoler A. E. A. M, Agostinho A. A. e Hahn N. S. A planície de inundação do Alto rio Paraná: aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos. Maringá: EDUEM, 3-46.

- Stevaux, J. C. 1993. *O rio Paraná: Geomorfogênese, sedimentologia e evolução quaternária de seu curso superior*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 142 p.
- Stevaux, J. C. 1994. Upper Paraná River (Brazil) Geomorphology and Paleoclimatology. In: *Quaternary International*, **21**, 143-161.
- Stevaux, J.C. 2000. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Paraná River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. *Quaternary International*, **72**: 73-85.
- Stevaux, J. C; Latrubesse, E. M. 2017. *Geomorfologia Fluvial*. São Paulo: Oficina de Textos. 336p.
- Stevaux, J. C; Souza Filho, E.E. e Jabur, I. C. 1997. A História quaternária do rio Paraná em seu alto curso. In Vanzzoler A. E. A. M, Agostinho A. A. e Hahn N. S. A planície de inundação do Alto rio Paraná: aspectos físicos, biológicos e socioeconômicos. Maringá: EDUEM, 47-72.
- Stevaux, J. C; Souza, I. A. 2004. Floodplain construction in an anastomosed river. *Quaternary International*, **114**, p. 55–65.
- Vandenberghe, J. 2015. River terraces as a response to climatic forcing: formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. *Quaternary International*, **370**, 3-11.
- Veneziani, P.; Anjos, C. E. 1982. Metodologia de interpretação de dados de sensoriamento remoto e aplicações em geologia. São José dos Campos: INPE, 54 p.