UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Campus de Presidente Prudente

FORMAS, PROCESSOS E EVOLUÇÃO NO PADRÃO DE CANAL MEANDRANTE EM DIFERENTES ESCALAS GEOMORFOLÓGICAS: O RIO DO PEIXE, SP

Eduardo Souza de Morais

Presidente Prudente

2015

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
Campus de Presidente Prudente

FORMAS, PROCESSOS E EVOLUÇÃO NO PADRÃO DE CANAL MEANDRANTE EM DIFERENTES ESCALAS GEOMORFOLÓGICAS: O RIO DO PEIXE, SP

Tese de doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia como requisito a obtenção do título de Doutor em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Paulo Cesar Rocha

Presidente Prudente

2015

FICHA CATALOGRÁFICA

Morais, Eduardo Souza de.
M825f Formas, processos e evolução no padrão de canal meandrante em diferentes escalas geomorfológicas : o rio do Peixe, SP / Eduardo Souza de Morais - Presidente Prudente: [s.n], 2015
212 f. : 57 il.

Orientador: Paulo Cesar Rocha
Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista, Faculdade de Ciências e Tecnologia.
Inclui bibliografia

1. Rio meandrante. 2. Escala geomorfológica. 3. Rio do Peixe. I. Morais, Eduardo Souza de. II. Rocha, Paulo César. III. Universidade Estadual Paulista. Faculdade de Ciências e Tecnologia. IV. Formas, processos e evolução no padrão de canal meandrante em diferentes escalas geomorfológicas: o rio do Peixe, SP.

unesp UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JÚLIO DE MESQUITA FILHO"
CAMPUS DE PRESIDENTE PRUDENTE
FACULDADE DE CIENCIAS E TECNOLOGIA DE PRESIDENTE PRUDENTE

ATA Nº_____

ATA DA DEFESA PÚBLICA DA TESE DE DOUTORADO DE EDUARDO SOUZA DE MORAIS, DISCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA, DO(A) FACULDADE DE CIENCIAS E TECNOLOGIA DE PRESIDENTE PRUDENTE.

Aos 23 dias do mês de abril do ano de 2015, às 14:00 horas, no(a) Anfiteatro II, reuniu-se a Comissão Examinadora da Defesa Pública, composta pelos seguintes membros: Prof. Dr. PAULO CESAR ROCHA do(a) Departamento de Geografia / Faculdade de Ciencias e Tecnologia de Presidente Prudente, Prof. Dr. ARCHIMEDES PEREZ FILHO do(a) Departamento de Geografia / Universidade Estadual de Campinas, Profa. Dra. ISABEL CRISTINA MOROZ CACCIA GOUVEIA do(a) Departamento de Geografia / Faculdade de Ciencias e Tecnologia de Presidente Prudente, Prof. Dr. MANOEL LUIZ DOS SANTOS do(a) Departamento de Geografia / Universidade Estadual de Maringá, Profa. Dra. DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI do(a) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, sob a presidência do primeiro, a fim de proceder a arguição pública da TESE DE DOUTORADO de EDUARDO SOUZA DE MORAIS, intitulado "Formas, processos e evolução no padrão de canal meandrante em diferentes escalas geomorfológicas: o Rio do Peixe, SP". Após a exposição, o discente foi arguido oralmente pelos membros da Comissão Examinadora, tendo recebido o conceito final: aprovado . Nada mais havendo, foi lavrada a presente ata, que, após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Examinadora.

Prof. Dr. PAULO CESAR ROCHA

Prof. Dr. ARCHIMEDES PEREZ FILHO

Profa. Dra. ISABEL CRISTINA MOROZ CACCIA GOUVEIA

Prof. Dr. MANOEL LUIZ DOS SANTOS

Profa. Dra. DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI

Com amor,

para Karina

Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Paulo Cesar Rocha pela orientação, lições e amizade;

Ao Prof. Dr. Manoel Luís dos Santos manifesto minha gratidão pela oportunidade inicial na academia, a amizade ao longo destes 10 anos, ensinamentos e inspiração;

A Prof[a]. Ph.D. Janet Hooke pela oportunidade de estágio na University of Liverpool, a supervisão de parte desta tese, inspiração e a harmoniosa estádia;

A equipe do Laboratório de Geologia, Geomorfologia e Recursos Hídricos da FCT-UNESP e demais integrantes da pós-graduação: Rodrigo Vitor, Renata Prates, Aline Silva, Lucinete Andrade, Tainá Suizu, Jhonathan Lazlo, Afonso Júnior e Márcio Zelinka, agradeço o apoio, principalmente nos trabalhos de campo;

A equipe do Laboratório de Sedimentologia e Análise de Solos da FCT-UNESP, em especial ao Prof. Dr. João Osvaldo Rodrigues Nunes, agradeço a atenção e o auxílio com o empréstimo de materiais,

Aos pesquisadores e técnicos do Grupo de Estudo Multidisciplinares do Ambiente-UEM, meu muito obrigado, pelo convívio e a crítica formação sobre as questões geomorfológicas. Aos Profs. Drs.: Edvard Elias Filho, Nelson Lovatto, Marta Luzia Souza, Edison Fortes, em especial ao Manoel Luís dos Santos e o José Cândido Stevaux, por também contribuírem com o empréstimo de equipamentos para esta pesquisa e ao técnico Vanderlei pelo apoio no laboratório.

Aos egressos do GEMA, que mesmo dispersos pelo Brasil, foram sempre prestativos e contribuíram com discussões e críticas, especialmente os amigos Maurício Meurer, Hiran Zani, Otávio Montanher e, ao Édipo Cremon também pela ajuda com o trabalho de campo;

Aos proveitosos trabalhos de campo realizados com o Prof. Dr. Arquimedes Perez Filho e acadêmicos de pós-graduação da Unicamp, Daniel Storani e Fred Trivellato;

À Fundação de Amparo á Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), crucial para o desenvolvimento desta pesquisa; externo minha admiração pela eficiência, suporte e investimentos, nos projetos locais e no exterior;

Ao Parque Estadual do Rio do Peixe, em especial ao chefe do parque Eng. Amb. Jeferson Bolzan, pela atenção e o suporte logístico nos trabalhos em campo;

A Companhia de Energia do Estado de São Paulo (CESP), pela disponibilização de dados hidrológicos e fotografias aéreas;

A Agência Nacional de Águas (ANA) e ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pela crucial e eficiente política de distribuição gratuita de dados;

Ao Laboratório de Sensoriamento Remoto da USP, pelas fotografias aéreas e, em especial a pós-graduanda Karen Silva pelo apoio e envio do material.

A comunidade da República Garimpo, aos fantásticos momentos e apoio dos queridos integrantes;

Aos amados familiares e amigos da querida e saudosa Minas Gerais;

Agradeço o amor, alicerce, carinho, incentivo, paciência e dedicação dos meus amados pais, Edísio e Erci e também a minha irmã Nadeje – fontes de inspiração e motivação;

Ao meu amor, Karina Fidanza, pela paciência, intensas discussões e companheirismo. Também a nossa filha, Maria Carolina, tão amada, que já vem chegando.

Por fim o essencial, a transpiração concebida é também resultado de muita energia positiva emanada, sou muito grato a Deus, por desfrutar de uma vida de muitos prazeres.

"*A reta é uma curva que não sonha*"

Manoel de Barros

RESUMO

Esta tese tem por objetivo apresentar o estudo de formas e processos fluviais associados à dinâmica meandrante em distintas escalas temporais e espaciais. As avaliações foram realizadas no baixo curso do rio do Peixe, oeste do estado de São Paulo, em segmento de 40 km do vale aluvial e também em trechos do canal de 4 km de extensão. Estas escalas espaciais, respectivamente, corroboraram para compreender a evolução da paisagem fluvial desde o Pleistoceno Tardio até as mudanças do canal em intervalo decadal durante o século XX. O estudo de identificação e caracterização de formas e processos fluviais ocorreu no vale aluvial do rio do Peixe, que nesta tese é considerado pelas unidades de canal, planície de inundação e terraços. Nestas unidades foram distinguidas correspondentes unidades geomórficas que registram uma diversidade de ambientes morfogenéticos, como paleocanais, lagos em ferradura, bacias de inundação, leques aluviais, leques de espraiamento e barras fluviais. O significado dessas formas e processos associados permitiu interpretações preliminares sobre a evolução da paisagem fluvial. Na sequencia, o estudo apresenta a análise da variação da largura da planície de inundação e sua aplicação para distinção de compartimentos geomorfológicos. Este parâmetro morfométrico também evidencia a descontinuidade fluvial da planície de inundação e a paisagem fluvial controlada por atividades neotectônicas. Ainda no âmbito das escalas mais amplas, temporal e espacial, as investigações com fácies sedimentares e as datações de ^{14}C e LOE evidenciaram aspectos da sedimentação e incisão fluvial da planície de inundação seguida da formação de terraço colúvio-aluvial durante o Holoceno Tardio. Na perspectiva recente desta tese, que consiste na avaliação espaço-temporal de mudanças do canal em escala de trechos e décadas, registrou-se intensa dinâmica fluvial. As mudanças do canal nos trechos analisados indicaram o ajustamento fluvial confirmado por testes estatísticos dos parâmetros morfométricos, avaliações dos mecanismos de mudanças do canal e valores de morfodinâmica. Os fatores antrópicos potencialmente contribuíram para o ajustamento nos trechos do rio do Peixe. Porém o padrão dessas mudanças do canal, da jusante a montante, denota por intermédio da evolução de meandros compostos serem controlados por limiares geomorfológicos associados a fatores intrínsecos e ao comportamento autogênico dos rios meandrantes. O conjunto de resultados em perspectivas de escalas distintas denota integrada compreensão de fatores acumulativos que regulam o comportamento fluvial do rio do Peixe, demonstrado pelas formas e processos inerentes à dinâmica meandrante.

Palavras-chave: rio meandrante; escala geomorfológica; unidades geomórficas; largura da planície de inundação; mudanças de canal; rio do Peixe.

ABSTRACT

The aim of this thesis is to present the study of fluvial forms and processes associated with meandering dynamics at distinct temporal and spatial scales. The evaluations were performed in the lower course of the Peixe River, western of São Paulo, in a segment of 40 km on the alluvial valley and also in four reaches with four km. These spatial scales, respectively, matched to understand the evolution of the fluvial landscape from the Late Pleistocene to channel changes on decadal interval during the Twentieth Century. The study of identification and characterization of fluvial forms and processes occurred in the alluvial valley of the Peixe River, which in this thesis is formed by channels, floodplain and terraces units. These units were distinguished in geomorphic units that leading to a variety of morphogenetic environments such as paleochannels, oxbow-lakes, flood basins, alluvial fans, crevasses and fluvial bars. The significance of these forms and the associated processes led to preliminary interpretations on the evolution of the fluvial landscape. Additionally, the study analyzes variation of floodplain width and its application for distinction of geomorphological compartments. This morphometric parameter also highlighted fluvial discontinuity of the floodplain and neotectonic activity suggests to have controlled the formation of the fluvial landscape in the alluvial valley. Furthermore, investigations with sedimentary facies and dating of C^{14} and LOE demonstrated aspects of sedimentation and fluvial incision on floodplain and the formation of alluvial-colluvial terrace during Late Holocene. In recent perspective of this thesis, which evaluates spatio-temporal variations in reach and decades scales, channel changes demonstrated intense fluvial dynamics. Channel changes in reaches indicated the fluvial adjustment confirmed by statistical tests of morphometric parameters, mechanisms of channel change and morphodynamics values. The anthropogenic factors potentially contributed to the adjustment in the Peixe River reaches. However the pattern of these channel changes from downstream to upstream denotes, through of the evolution of compounds meanders, be controlled by geomorphological thresholds associated with extrinsic factors and autogenic behavior of meandering rivers. These findings in perspective of distinct scales demonstrated understanding of cumulative factors that regulate the behaviour of the Peixe River exhibited by the forms and processes inherent to meandering dynamics.

Keywords: meandering river; geomorphological scale; geomorphic units; floodplain width; channel changes; Peixe River.

Lista de Figuras

Figura 1. Área em estudo..... 27

Figura 2. Litologias presentes na bacia hidrográfica do rio do Peixe de acordo com Perrota et al. (2005).....28

Figura 3. Perfil esquemático do vale aluvial do rio do Peixe. 39

Figura 4. Trecho do vale aluvial do rio do Peixe ilustrado com dados SRTM.....40

Figura 5. Vista do rio do Peixe próximo a foz 43

Figura 6. Imagens Landsat 5 com índice MNDWI 45

Figura 7. Paleocanais e os lagos em ferradura 46

Figura 8. Lagos em ferradura 47

Figura 9. Leques aluviais..... 49

Figura 10. Leque aluvial e leque de espraiamento. 50

Figura 11. Diques marginais..... 51

Figura 12. Vista da paisagem fluvial ao longo do canal..... 53

Figura 13. Canal secundário 54

Figura 14. Tipos de barras fluviais. 56

Figura 15. Esquema para a medição da largura da planície de inundaçãons..... 63

Figura 16. Variação da largura da planície e orientação geral do canal e. 64

Figura 17. Variação da vazão diária do rio do Peixe entre 2000 e 2001 67

Figura 18. Fotografia de sobrevôo do Alto Vale Aluvial do rio do Peixe..... 68

Figura 19. Mapa de morfologias do Alto Vale Aluvial do rio do Peixe. 69

Figura 20. Mapa de morfologias do Médio Vale Aluvial do rio do Peixe 72

Figura 21. Fotografia de sobrevôo do Baixo Vale Aluvial do rio do Peixe 75

Figura 22. Mapa de morfologias do Baixo Vale Aluvial do rio do Peixe 76

Figura 23. Hipsometria com compartimentos, delimitação da planície de inundação, falhas e a anomalia no córrego do Prado.. 78

Figura 24. Pleocabeceiras e da captura fluvial próximos ao Médio Vale Aluvial 80

Figura 25. Locais amostrais representativos das unidades geomórficas para análises sedimentológicas e geocronológicas. 90

Figura 26. Utilização do equipamento vibrocore para sondagens na bacia de inundação e nos paleocanais. 91

Figura 27. Coleta de amostra no Terraço Alto (T1) para datação por LOE. 92

Figura 28. Fácies presentes da planície de inundação e de paleocanais do vale aluvial do rio do Peixe. 95

Figura 29. Terraços do Vale Aluvial do rio do Peixe. 102

Figura 30. Perfis faciológico e respectivas localizações de paleocanais no Terraço Baixo do rio do Peixe. 106

Figura 31. Perfil faciológico de paleocanal no Terraço Baixo do rio do Peixe. 108

Figura 32. Perfis faciológicos de depósitos da bacia de inundação do rio do Peixe. ... 111

Figura 33. Evolução geomorfológica no baixo curso do rio do Peixe no Holoceno ... 115

Figura 34. Exemplos de meandros simplese de meandros compostos 124

Figura 35. Exemplos cortes de pedúnculo gradual e abrupto 127

Figura 36. Localização vale aluvial na imagem Landsat e dos trechos..... 131

Figura 37. Hidrógrafa da estação fluviométrica entre 1976 e 2013 com o valor de vazão adotado para as cheias (linha preta pontilhada), variação da vazão máxima anual, duração das cheias ao longo dos anos (dias) e a permanência das cheias (%).....133

Figura 38. Vistas da PCH de Quatiara..... 137

Figura 39. Mecanismos de mudanças nos meandros encontrados no rio do Peixe de acordo com Hooke & Harvey (1983). 140

Figura 40. Sinuosidade, comprimento de onda e amplitude de meandros. 141

Figura 41. Variação do comprimento da onda e amplitude de meandros no Trecho 1 145

Figura 42. Cortes de pedúnculos que favoreceram a reocupação do canal e o característico estreitamento preliminar ao gradual corte de pedúnculo 146

Figura 43. Na imagem Landsat 5 do ano de 1985 já nota-se o canal secundário oriundo da avulsão como parte da rede de drenagem. 147

Figura 44. No Trecho 2 os parâmetros morfométricos indicam a marcada mudança entre os anos de 1978 e 1997 quando o canal adquiriu suave morfologia depois da eliminação de diversos meandros. 149

Figura 45. Drástica redução de meandros que propiciou ao canal simplificada morfologia e o leve crescimento em meandros remanescentes. 150

Figura 46. No Trecho 3 pode ser observado a maior transformação do canal 152

Figura 47. Cortes de pedúnculos em meandros do Trecho 3 demonstram a intensidade das mudanças do canal no período de 1962-1978; enquanto que meandros com suave crescimento sugerem o restabelecimento da sinuosidade no período de 1997-2008. .. 153

Figura 48. Os abandonos de canal caracterizados como avulsões foram restritos ao Trecho 3 proporcionando ao canal a formação de segmentos retilíneos. 155

Figura 49. Cortes de pedúnculos em meandros do Trecho 3 demonstram a intensidade das mudanças do canal no período de 1962-1978 e meandros com suave crescimento sugerem o restabelecimento da sinuosidade no período de 1978-1997..... 156

Figura 50. A continua diminuição dos meandros de menores amplitudes no Trecho 4 denota a resiliência das maiores formas do canal e a simplificação na forma do canal com o maior espaçamento expresso pelo comprimento de onda..... 157

Figura 51. Variação espaço-temporal de meandros ativos em trechos..... 159

Figura 52. Cortes de pedúnculos e sinuosidade..... 164

Figura 53. Meandros compostos..... 166

Figura 54 – Variação espaço-temporal de mundaças do canal..... 169

Figura 55. Análise fatorial dos trechos (T) com os respectivos períodos 172

Figura 56. As intensas mudanças do canal no Trecho 1 atingiram a torre da linha de transmissão de energia que precisou ser realocada. 174

Figura 57. Mudanças do canal do rio do Peixe ocorridas durante o Holoceno Tardio e durante os últimos 50 anos exemplificam a ampla escala temporal para compreensão da geomorfologia..... 187

Lista de Tabelas

Tabela 1. Banco de dados geográficos com as características e vazões diária dos produtos cartográficos. 36

Tabela 2. Classificação de fácies e suas características em depósitos do vale aluvial do rio do Peixe adaptada de Miall (1977)..... 96

Tabela 3. Datações com LOE nos terraços do vale aluvial do rio do Peixe. 99

Tabela 4. Datações com ^{14}C em unidades geomórficas..... 100

Tabela 5. Uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do rio do Peixe adaptado de Chiarini et al. (1976), CBH-AP (2008) e Trivelatto & Perez Filho (2012)..... 135

Tabela 6. Fotografias aéreas e imagens utilizadas para o estudo da variação espaço-temporal de mudanças no canal. 139

Tabela 7. Mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 1. 145

Tabela 8. Valores (10^3m^2) de morfodinâmica no Trecho1. 146

Tabela 9. Variação da sinuosidade do Trecho 1. 146

Tabela 10. Mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 2. 149

Tabela 11. Valores (10^3m^2) de morfodinâmica no Trecho2. 149

Tabela 12. Variação da sinuosidade do Trecho 2. 150

Tabela 13. Mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 3. 153

Tabela 14. Valores (10^3m^2) de morfodinâmica no Trecho3. 153

Tabela 15. Variação da sinuosidade do Trecho 3. 153

Tabela 16. Ocorrência de mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 4. 157

Tabela 17. Valores (10^3m^2) de morfodinâmica no Trecho 4. 158

Tabela 18. Variação da sinuosidade do Trecho 4. 158

Tabela 19. Estatística do comprimento de onda dos meandros entre 1962 e 1978. 159

Tabela 20. Estatística da amplitude dos meandros entre 1962 e 1978. 160

Tabela 21. Estatística do comprimento de onda dos meandros entre 1978 e 1997. 161

Tabela 22. Estatística da amplitude dos meandros entre 1978 e 1997. 161

Tabela 23. Estatística do comprimento de onda dos meandros entre 1997 e 2008. 162

Tabela 24. Estatística da amplitude dos meandros entre 1997 e 2008. 162

Lista de Siglas e Abreviações

CESP..... Companhia de Energia do Estado de São Paulo

cf. ..... Confira

^{14}C. ..... Carbono 14

INPE ..... Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

LOE ..... Luminescência Opticamente Estimulada

op. cit. ..... Obra Citada

PCH. ..... Pequena Central Hidrelétrica

p. ex. ..... Por exemplo

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO GERAL 18

2. HIPÓTESES 22

3. OBJETIVOS E APRESENTAÇÃO 23

4. PARTE I – ESTUDOS EM PEQUENA ESCALA ESPACIAL E LONGA ESCALA TEMPORAL 25

4.1 ÁREA EM ESTUDO: O VALE ALUVIAL NO BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE 26

4.2 FORMAS E PROCESSOS FLUVIAIS ASSOCIADOS AO PADRÃO DE CANAL MEANDRANTE DO BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE, SP 31

4.2.1 Introdução 31

4.2.2 Metodologia 35

4.2.3 Resultados e Discussão 37

4.2.4 Considerações Finais e Conclusões 57

4.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E DESCONTINUIDADE FLUVIAL COM O USO DA VARIAÇÃO DA LARGURA DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO: o BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE, SP 59

4.3.1 Introdução 59

4.3.2 Metodologia 62

4.3.3 Resultados - Compartimentação Geomorfológica do Vale Aluvial 63

4.3.4 Discussão - Descontinuidade Fluvial e as Evidências Neotectônicas 77

4.3.5 Considerações Finais e Conclusões 83

4.4 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE DURANTE O HOLOCENO 86

4.4.1 Introdução 86

4.4.2 Materiais e Métodos 89

4.4.3 Resultados 93

4.4.3.1 Descrição de depósitos e fácies sedimentares 93

4.4.3.2 Geocronologia dos Terraços e da Planície de Inundação 98

4.4.4 Interpretações e Discussão 101

4.4.4.1 Camada superficial dos terraços 101

4.4.4.2 Terraço Baixo: estudo em paleocanais 103
4.4.4.3 Planície de Inundação: estudo em bacias de inundação 109
4.4.4.4 Evolução Geomorfológica do Vale Aluvial do Rio do Peixe 114
4.4.5 Considerações Finais e Conclusões 119
5. PARTE II – ESTUDO EM GRANDE ESCALA ESPACIAL E CURTA ESCALA TEMPORAL 122
5.1 VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DE MUDANÇAS DO CANAL MEANDRANTE EM ESCALAS DE DÉCADAS E TRECHOS: FATORES ACUMULATIVOS DO AJUSTAMENTO FLUVIAL 123
5.1.1 Introdução 123
5.1.2 Caracterização dos Trechos 130
5.1.3 Regime Hidrológico 132
5.1.4 Fatores Antrópicos 134
5.1.5 Metodologia 138
5.1.5.1 Mecanismos de Mudanças do Canal Meandrante 139
5.1.5.2 Morfometria 141
5.1.5.3 Morfodinâmica 142
5.1.5.4 Análise Fatorial 142
5.1.5.5 Causas do Ajustamento 143
5.1.6 Resultados 143
5.1.6.1 Dinâmica Temporal 143
5.1.6.2 Dinâmica Espacial 158
5.1.7 Discussão 162
5.1.7.1 Principais Mecanismos de Mudança no Canal do Rio do Peixe 162
5.1.7.2 Meandros Compostos 165
5.1.7.3 Padrão de Ajustamento do Canal 168
5.1.7.4 Causas do Ajustamento 173
5.1.8 Considerações Finais e Conclusões 180
6. DISCUSSÃO GERAL 183
7. CONCLUSÕES 189
REFERÊNCIAS 190

1. INTRODUÇÃO GERAL

Rios meandrantes podem comportar-se como sistemas geomórficos altamente dinâmicos. As mudanças do canal nesses rios, principalmente devido ao aumento da sinuosidade, produz intenso retrabalhamento na planície e a herança de canais abandonados em diferentes estágios. Essas formas e respectivos processos registram a evolução geomorfológica, preservando as características dos fatores que controlam o modelado da paisagem fluvial (Brierley & Fryirs, 2005; Charlton, 2008).

Clima, tectônica e atividades antrópicas possuem papel reconhecido no controle da dinâmica fluvial. Ao longo do curso dos rios meandrantes a variação de largura da planície forma um complexo mosaico de áreas úmidas, com a presença, por exemplo, de paleocanais, lagos e bacias de inundação. A variação espacial dessas formas que compõem a paisagem fluvial reflete processos pretéritos que culminaram na construção da planície de inundação, fornecendo características da intensidade e principalmente dos fatores que controlam a dinâmica fluvial (Nanson & Crooke, 1992). Portanto, compartimentações na paisagem fluvial são primordiais para o reconhecimento de áreas com processos e formas similares bem como a elucidação dos fatores controladores da paisagem fluvial (Leeder & Alexander, 1987; Belmont, 2011; Lóczy et al. 2012; Notebaert & Piégay, 2013).

Decifrar a composição das formas fluviais e a idade dos sistemas deposicionais possibilita compreender as mudanças do canal com ampla escala temporal. Durante o Holoceno, mudanças ambientais como oscilações climáticas e atividades tectônicas, repercutiram na evolução dos sistemas fluviais em diversas partes do Brasil (Stevaux, 2000; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Santos, 2005; Jeske-Pieruschka and Behling, 2011; McGlue et al. 2012; Rossetti, 2014). Deste modo, planícies de inundação e

terraços tornam-se áreas de relevante interesse para a constatação das mudanças do sistema fluvial e a determinação dos fatores responsáveis pelo retrabalhamento dos depósitos sedimentares.

Além disso, intervenções antrópicas recentes contribuem para aumentar a complexidade de fatores capazes de influenciar ou mesmo controlar mudanças do canal. Neste caso, as implicações no Brasil são pouco conhecidas, quando comparadas ao panorama global, apesar de permeadas por décadas de ausência de políticas públicas que tem resultado em alterações do sistema fluvial. Acrescenta-se, ainda, a necessidade de discernimento entre os comportamentos que são intrínsecos a própria dinâmica fluvial, como por exemplo, a auto regulação dos rios meandrantes (cf. Stølum, 1996; Hooke, 2004; Gautier et al. 2010). Desse modo, as respostas das mudanças do canal, como as variações dos parâmetros da largura, profundidade e demais morfometrias, desencadeadas por fatores antrópicos ainda são pouco elucidadas (Gregory, 2006).

De fato, um sistema geomorfológico em equilíbrio é um modelo distante, com ideal funcionamento dos processos e formas, porém necessário, para compreender a dimensão das mudanças do canal e balizar os fatores que controlam o sistema fluvial (Phillips, 1992). Mudanças no clima e tectônica, por exemplo, exercem forte influência nos rios e o controle de ambos os fatores provém majoritariamente de dinâmicas distintas, como variações astronômicas e litosféricas, respectivamente. Desse modo, questões de relevância para entender a evolução dos sistemas fluviais, incluem: quais são os fatores que controlam o sistema fluvial, como os elementos geomorfológicos se ajustam a estes fatores, qual o papel de cada um dos fatores que controlam o sistema geomórfico; quais são os limiares que distinguem o comportamento de mudanças naturais do sistema ao de demais fatores controladores. Essas são questões pertinentes à

geomorfologia fluvial e de interesse desta tese, sendo aqui enfocadas visando integrar as respostas espaço-temporais do canal para se entender a dinâmica fluvial.

As definições de sistema para a geomorfologia são amplas e dentre os conceitos, o estabelecimento de relações entre os elementos do todo ou da unidade é consensual, porém a delimitação espacial do que é um sistema geomorfológico é arbitrária e diversa (cf. von Elverfeldt, 2012). Nesta perspectiva, compreende-se que o sistema fluvial se estabelece pelas relações de causa (processos) e efeito (formas) entre os elementos geomorfológicos (rio-planície). E em espaços que podem ser delimitados pela influência de fatores intrínsecos, extrínsecos e antrópicos (Phillips, 2010). Seja, por exemplo, o conceito de sistema geomorfológico invocado para os elementos delimitados em trechos, o segmento de todo o vale aluvial, da bacia hidrográfica ou de áreas que extrapolem esta última unidade.

No Brasil, muito se tem avançado nos estudos da geomorfologia fluvial, principalmente durante as duas últimas décadas, com o emprego de diversas ferramentas e abordagens, capazes de elucidar o comportamento fluvial em escalas distintas (cf. Salgado et al. 2008). No oeste paulista, especificadamente próximo às divisas do município de Presidente Prudente (SP), o rio do Peixe ao longo de seus 70 km finais até a confluência com o rio Paraná desenvolve um padrão meandrante típico, com vasto registro de feições que sugerem dinâmica fluvial acentuada. Além disso, os registros de acumulativos fatores, como: mudanças climáticas, movimentos neotectônicos e atividades antrópicas, possuem controle potencial em sua dinâmica e na dinâmica da rede hidrográfica regional (Ab´Saber & Bigarella, 1969; Cândido, 1971; Brannstrom & Oliveira, 2000; Etchbehere, 2000; Silva et al. 2007; CBH-AP, 2008; Groppo, et al. 2008; Guedes et al. 2009; SMAESP, 2010; São Paulo, 2011; Rocha & Tomasselli,

2012; Trivelatto & Perez Filho, 2012). Com isto, o rio do Peixe torna-se de especial interesse para se compreender o comportamento fluvial sobre a ótica de diferentes escalas espaciais e temporais.

2. HIPÓTESES

Nesta tese investigou-se a hipótese de que formas e processos de um sistema fluvial meandrante demandam da integração de escalas temporais e espaciais diversas para evidenciar os fatores controladores da dinâmica fluvial. O estudo de características morfológicas, descrição sedimentológica e geocronologia de unidades geomórficas pode revelar o controle de mudanças climáticas na evolução do sistema fluvial. Ademais, as variações morfométricas da largura da planície de inundação estão associadas à distribuição de unidade geomórficas e podem evidenciar descontinuidades no relevo decorrente de atividade neotectônica. Por último, as mudanças nos meandros na escala de avaliação em trechos podem elucidar os limiares presentes em rios meandrantes e os ajustes do sistema fluvial às intervenções antrópicas. Desse modo, presume-se que o conjunto de respostas em diferentes escalas temporais e espaciais integra-se e é plausível de comparações para se entender a paisagem fluvial.

3. OBJETIVOS E APRESENTAÇÃO

O objetivo desta tese foi estudar a dinâmica fluvial no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe com a interpretação de formas e processos em diferentes escalas temporais e espaciais, buscando-se também compreender os fatores controladores do comportamento fluvial.

O estudo desdobra-se em duas partes, sendo a primeira parte composta por três capítulos que se destinam a compreender a geomorfologia, principalmente, em pequena escala espacial (o vale aluvial no baixo curso) e em longa escala temporal (desde o Pleistoceno Tardio). A segunda parte, com único capítulo, destina-se a grande escala espacial (trechos do canal) e em pequena escala temporal (um século). Para isso foram realizadas investigações específicas, com os respectivos objetivos:

Na Parte I - Capítulo 4.2 propõe-se identificar e caracterizar as formas e os processos que compõe o vale aluvial no baixo curso do rio do Peixe e avaliar o significado dos aspectos morfológicos para a compreensão da paisagem fluvial.

Na Parte I - Capítulo 4.3 o objetivo foi determinar compartimentos geomorfológicos e evidenciar a presença de descontinuidade fluvial no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe por meio da avaliação da morfometria da planície de inundação. Adicionalmente, o estudo propõe uma metodologia para a medição da largura da planície de inundação e procura elucidar as causas da descontinuidade fluvial da planície de inundação.

Na Parte I - Capítulo 4.4 a proposta foi conhecer a morfogênese da planície de inundação e do nível inferior de terraço e compreender os fatores que podem ter controlado os processos e formas fluviais que deram a origem à paisagem fluvial durante o Holoceno.

Na Parte II - Capítulo 5.1 o objetivo foi avaliar as mudanças do canal estudadas em escala de trechos e décadas para elucidar o comportamento espaço-temporal da dinâmica meandrante. Com isso procurou-se evidenciar as características do ajustamento fluvial decorrente de limiares geomorfológicos e fatores antrópicos.

Por último, é apresentada uma análise integrada dos processos e formas fluviais do rio do Peixe que compreende o cerne da tese e tem foco na evolução deste sistema fluvial com a perspectiva em escalas temporais e espaciais distintas.

4. PARTE I – ESTUDOS EM PEQUENA ESCALA ESPACIAL E LONGA ESCALA TEMPORAL

4.1 ÁREA EM ESTUDO: O VALE ALUVIAL NO BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE

A bacia hidrográfica do rio do Peixe, localizada no oeste do estado de São Paulo, Brasil, abrange uma área de 10.769 km^2 e compõe a rede de tributários da margem esquerda do rio Paraná. O canal principal possui 380 km desde as nascentes na Serra dos Agudos, na região de Marília, onde a altitude é próxima de 670 m, até a foz com o rio Paraná, onde o canal flui próximo da cota de 265 m de altitude.

A área em estudo, nos três primeiros capítulos desta tese, refere-se ao vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe (Figura 1). A avaliação mais detalhada, em trechos contidos no vale aluvial, possui específica caracterização no quarto e último capítulo de estudos desta tese.

No vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe há a formação de ampla planície de inundação, com níveis de terraços e, o canal torna-se sinuoso (>1,5), caracterizando o padrão meandrante, nos últimos 40 km do rio, traçados em linha reta perpendicular ao canal, até a foz com o rio Paraná. Este segmento estudado do baixo curso do rio do Peixe está inserido nos limites dos depósitos fluviais do período Quaternário (Figura 2), definido por Perrota et al. (2005), sendo esta uma das três litologias reconhecidas na bacia hidrográfica (Etchebehere, 2000). A notoriedade desses depósitos fluviais é recorrentemente evidenciada nas discussões sobre a evolução da paisagem da bacia do rio do Peixe, e associada ao desenvolvimento da ampla planície pelo rio do Peixe (Fernandes & Coimbra, 2000; Etchebehere et al. 2004; 2005). Intercalado com esses depósitos fluviais, também ocorre no fundo de vale do rio do Peixe, afloramentos de rochas ígneas da Formação Serra Geral (Figura 2).

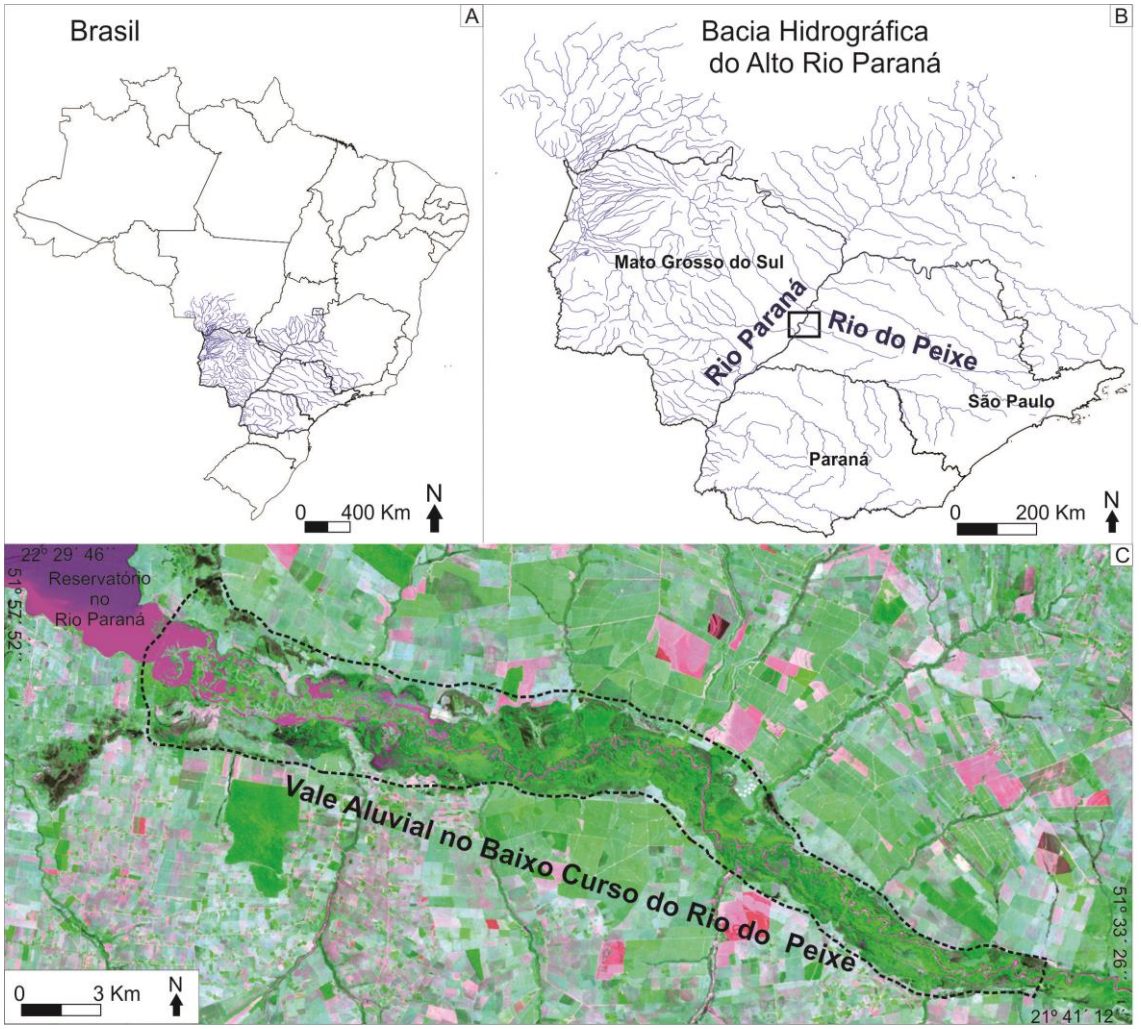


Figura 1. (A) O rio do Peixe é um dos tributários da margem esquerda do rio Paraná e (B) localiza-se no oeste do estado de São Paulo. (C) No baixo curso do vale aluvial do rio do Peixe (área em estudo delimitada com linha pontilhada) o canal torna-se meandrante, ladeado por terraços e a planície de inundação. A combinação de bandas (4R 3B 2G) do Landsat denota o contraste entre a carga de sedimentos do rio do Peixe, majoritariamente constituída de finos em suspensão, com o reservatório do rio Paraná que inundou a confluência em 1998.

Na bacia hidrográfica do rio do Peixe predominam rochas sedimentares do período Cretáceo (K) (Figura 2), pertencentes ao grupo Bauru e que compõe extensa porção da bacia sedimentar do rio Paraná. Nesse recobrimento, há o predomínio da Formação Vale do rio do Peixe, seguido por topos da borda setentrional e no alto curso da bacia do rio do Peixe com os depósitos da Formação Marília e demais recobrimentos dispersos também nos interflúvios com a Formação Presidente Prudente (Fernandes & Coimbra, 2000; Perrota et al. 2005).

Sumariamente, na Formação Vale do rio do Peixe ocorrem litofácies arenosas com progressão de intercalações de camadas lamíticas em direção ao rio Paraná. Já a Formação Marília, particularmente o Membro Echaporã, é composto por arenitos finos a médios, com frações grossas e grânulos. Por último, a Formação Presidente Prudente compreende arenitos muito finos a finos e lamitos arenosos (Fernandes & Coimbra, 2000). Esse sistema deposicional refere-se a depósitos fluviais nas maiores cotas altimétricas dos interflúvios (Formação Presidente Prudente), e estes estão assentados gradualmente sobre os depósitos eólicos (Formação Vale do rio do Peixe).

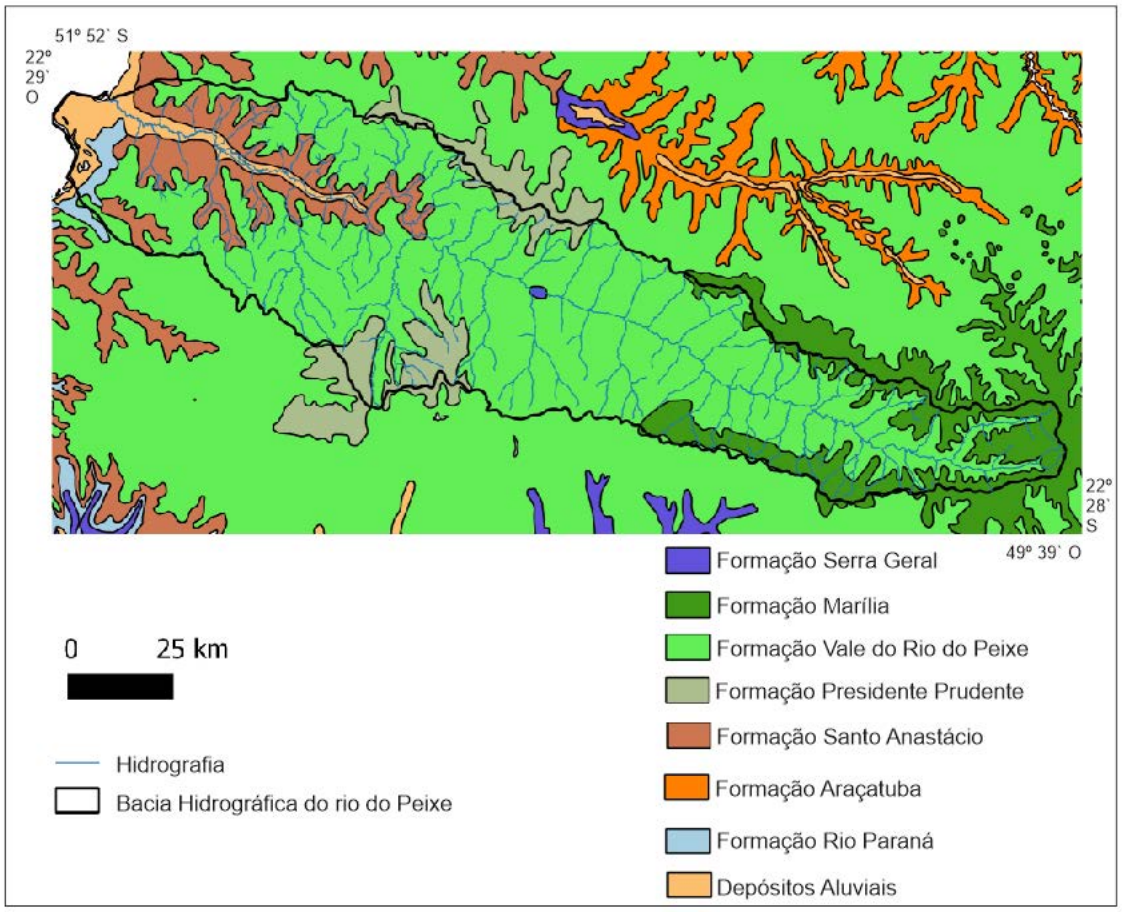


Figura 2. Geologia da bacia hidrográfica do rio do Peixe de acordo com Perrota et al. (2005). A área em estudo compreende aproximadamente a totalidade dos depósitos aluvionares da bacia hidrográfica do rio do Peixe.

Avaliações em traços de zircão recentemente atribuíram à idade dos sedimentos da Formação Vale do rio do Peixe entre 90-100 milhões de anos, portanto no limite do Cretáceo Superior (Dias, 2011). A sucessiva acomodação deposicional entre essas formações contribui para o relevo com suaves colinas de dissecações baixas a médias, com exceção dos contatos com a Formação Marília onde o relevo pode apresentar contato de escarpas erosivas e vales entalhados (Ross & Moroz, 1997).

Esta última formação abrange os depósitos do Planalto Residual de Marília (Ross & Moroz, op. cit.), que foi esculpido de acordo com as tensões providas por esforço tectônico com a epirogênese pós-cretácea e a separação gondwânica (Santos et al. 2013). Ambos os eventos constituem-se em importantes momentos para o desenvolvimento do rio do Peixe, respectivamente, por se associarem ao aumento da incisão fluvial e a instalação de níveis de bases locais que favoreceram a organização do sistema hidrográfico (Santos op. cit.).

Neste domínio dos arenitos do Grupo Bauru, Etchbehere (2000) distinguiu a geomorfologia na bacia hidrográfica entre as superfícies mais altas (650-750m) correspondentes ao Planalto de Marília, onde há presença de relevo dissecado com bordas escarpadas, intercalados por morros remanescentes deste relevo. Demais porções da bacia hidrográfica do rio do Peixe abrangem as cotas intermediárias (650-280 m), onde se desenvolveram vertentes amplas e convexas com a presença de topos planos.

O canal do rio do Peixe flui por aproximadamente 70 km no vale aluvial, onde predominantemente recorta os sedimentos da planície de inundação. A vazão média mensal é influenciada pelo regime da precipitação regional, com maior concentração de fluxo entre os meses de dezembro a fevereiro e a menor entre os meses de julho a setembro (Rocha & Tomasselli, 2012). O fluxo hidrológico da estação fluviométrica de

Flórida Paulista entre os anos de 1976 e 2013 registra ampla variação da vazão diária, como pode ser observado: $Q_{mín}$=9,20 m3/s, $Q_{máx}$= 816,50 m3/s e $Q_{méd}$= 63,40 m3/s.

Nos limites dos municípios de Ouro Verde e Presidente Venceslau, 30 km a montante de sua foz, o rio possui, respectivamente, largura e profundidade médias, de 63 e 0,79 m. O transporte de sedimentos ocorre majoritariamente em suspensão, com concentração média de 7,81 mg/l e o predomínio de transporte de sedimentos de fração granulométrica de areia fina (Santos et al. 2013).

A unidade de conservação do Parque Estadual do Rio do Peixe (São Paulo, 2002) está contida na área do vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe, que é o maior recorte espacial dessa pesquisa. Essa unidade de conservação é de proteção integral e possui rica biodiversidade. As áreas úmidas que são formadas com as mudanças do canal, abordadas neste estudo, compõem os habitats das espécies da fauna e flora; como o maior cervídeo da América do Sul (*Blastocerus dichotomus*), que possui o risco de extinção mais elevado nessa região, devido parcialmente à perda de habitat (Mauro et al. 1995; Pinder, 1996; SMAESP, 2010; Andriolo et al. 2013).

4.2 FORMAS E PROCESSOS FLUVIAIS ASSOCIADOS AO PADRÃO DE CANAL MEANDRANTE DO BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE, SP

4.2.1 Introdução

Rios meandrantes, especialmente aqueles que fluem em planícies desconfinadas, podem ser bastante dinâmicos e capazes de construir uma variedade de formas com as mudanças do canal fluvial. De acordo com a evolução do sistema fluvial, essas transformações na paisagem pode abranger uma ampla variabilidade temporal e espacial (DeBoer, 1991). Desse modo, o estudo das formas contribui para se conhecer os processos e comportamentos fluviais pretéritos (Lane & Richards, 1997; MacMillan & Shary, 2009). Além disso, a identificação e distinção desses ambientes na paisagem são de relevante interesse para a ecologia, o planejamento, o ordenamento do território e a contenção de riscos ambientais (Gilvear, 1999; Newson & Newson, 2000; Hamilton et al. 2007).

Os terraços, geralmente, são as morfologias mais antigas do ambiente fluvial, embora estas morfologias sejam reconhecidas, principalmente, pela ausência de retrabalhamento com os fluxos de cheia, apesar de eventos catastróficos poderem contribuir com a agradação (Charlton, 2005; Moody & Meade, 2008). Entretanto, durante as cheias da planície, o alagamento de áreas isoladas nos terraços é esperado, motivados pela saturação do solo, que pode ter o nível do lençol freático elevado, ou pelo extravasamento de lagos.

Nas planícies de inundação as cheias podem alcançar grandes proporções, principalmente em rios meandrantes, pois a migração do canal retrabalha lateralmente os depósitos fluviais e favorece a expansão lateral dos limites dessa unidade (Nanson & Croke, 1992). Zwolinski (1992) demonstrou que os eventos de cheias e respectiva

atividade morfodinâmica na planície de inundação podem ser sumarizados em seis estágios: (1) ocorrência de vazões que superam o nível de margens plenas e o aumento do fluxo sub superficial, (2) a inundação na planície, (3) ocorrência de um ou mais picos de vazões máximas. (4) Ajustamento da velocidade de fluxo com a propagação da cheia para as unidades geomórficas da planície. (5) Diminuição do nível da água em toda a planície e o reajuste do fluxo em direção à diminuição com relação ao nível de margens plenas. E, (6) processos de evaporação e infiltração de água na planície.

Dentre as unidades geomórficas presentes na planície de inundação, destaca-se, por exemplo, a importância dos lagos em ferradura em processos de conectividade, manutenção de áreas úmidas e transferência de sedimentos. O corte de pedúnculo dos meandros, que origina este tipo de lago, reflete os processos deposicionais da planície de inundação, que podem durar de anos a séculos (Gagliano & Howard, 1984). Essa idade do abandono do meandro e a altitude do lago na planície de inundação são importantes controles para a conectividade. Por outro lado a distância lateral destes lagos com o canal possui pouca influência (Phillips, 2011; Hudson et al. 2012). Tais indicações sobre o controle na conectividade destas unidades geomórficas possibilita também compreender a variação de energia do fluxo durante as cheias, que implica no tipo de depósitos de cada unidade geomórfica.

No canal fluvial, as barras fluviais são as principais formas observadas na superfície. A remobilização destas unidades geomórficas recebe influência, principalmente, das vazões máximas (Santos et al. 1992; Santos & Stevaux, 2000; Luchi et al. 2010; Souza Filho & Rigon, 2011). Em rios meandrantes, o modelo de fluxo helicoidal dos meandros tende a resultar no predomínio de barras em pontal (Charlton, 2008), podendo também estabelecer-se demais tipos, como barra lateral e central, de

acordo com o grau de sinuosidade e a energia do canal (Hooke, 1986; Brierley, 1991; Santos et al. 1992; Luchi et al. 2010).

As morfologias do ambiente fluvial podem também fornecer importantes indicadores sobre influências no sistema fluvial, como: mudanças ambientais e até mesmo as atividades antrópicas. Em diferentes rios as características morfológicas das formas fluviais permitiram, por exemplo, identificar paleocanais na planície de inundação maiores que o canal atual. Estas constatações tornaram-se bases para evidência de distinto regime paleohidrológico decorrentes de mudanças climáticas (Cândido, 1971; Justus, 1985; Merino et al. 2013).

Movimentos tectônicos também são associados às características das formas fluviais (Souza Filho, 1994; Fortes et al. 2005; Santos et al. 2008). O modelo de abandonos de meandros com direção preferencial são características associadas ao possível controle tectônico (Leeder & Alexander, 1987). A mudança abrupta da direção geral do canal, formando ângulos retos e meandros encaixados, também suporta a mesma interpretação (Santos et al. 2008). A variação longitudinal dessas formas pode também indicar o retrabalhamento do canal para atender controles tectônicos específicos (Zanconpé et al. 2009). Além disso, a disposição e assimetria de formas fluviais, como terraços e leques aluviais, podem ser importantes indicadores de influências neotectônicas (Fortes et al. 2005).

Até mesmo os impactos antrópicos podem ser associados às mudanças das características na morfologia fluvial, como a reativação de canais (Perez Filho e Quaresma, 2011). Há também a morfogênese de formas fluviais que são interpretadas como decorrente de períodos de intensas mudanças do uso do solo, como a formação de

extensos deltas (Maselli & Trincardi, 2013) e o aumento da superfície de lagos em ferradura (Delhomme et al. 2013).

O rio do Peixe, tributário da margem esquerda do rio Paraná, no oeste do estado de São Paulo, possui morfologias do ambiente fluvial formadas com influências distintas. Em segmentos do alto e médio curso, a formação de terrações é associada ao controle de atividades neotectônicas (Etchebehere, 2000; Etchebehere et al. 2004; 2005; 2006). Por outro lado, intensas mudanças do uso do solo nessa bacia hidrográfica resultaram na formação de leques aluviais (Brannstrom & Oliveira, 2000; Etchbehere, 2000). No baixo curso do rio do Peixe, o canal torna-se sinuoso, com a planície de inundação desconfinada e preliminares observações indicaram uma intensa dinâmica de retrabalhamento fluvial do canal meandrante, onde há abundante registro de formas e processos fluviais (Morais & Rocha, 2012).

Nesta perspectiva, este estudo teve por objetivos, identificar e caracterizar as formas e processos que compõem o vale aluvial do rio do Peixe e avaliar o significado dos aspectos morfológicos para a compreensão da paisagem fluvial. Sumariamente entende-se que com a descrição das características das unidades geomórficas do rio do Peixe possa se avançar no detalhamento e ordenamento hierárquico das morfologias que compõem o vale aluvial de um rio meandrante. Também se pretende contribuir com técnicas e procedimentos empregados na identificação e caracterização das formas e processos da paisagem fluvial deste tipo de rio. Adicionalmente, a interpretação geomorfológica colabora para revelar aspectos da evolução fluvial do rio do Peixe. Além disso, a avaliação da paisagem fluvial também pode revelar aspectos geomorfológicos de áreas úmidas que sustentam a biodiversidade do Parque Estadual do rio do Peixe.

4.2.2 Metodologia

As avaliações deste capítulo da tese foram realizadas no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe, caracterizado no Capítulo 4.1. Nesta tese considera-se o vale aluvial como o conjunto de unidades de terraços, planície de inundação e canal, sendo estes táxons de 1° ordem. Com relação aos canais acrescenta-se ainda a distinção entre canal principal, secundário e tributário. As feições de menor tamanho e que compõe estas unidades são denominadas de unidades geomórficas. Como, por exemplo, os paleocanais (unidade geomórfica) presentes nos terraços ou planície de inundação (unidade), os leques de espraiamento (unidade geomórfica) presentes na planície de inundação (unidade) e as barras centrais (unidade geomórfica) presentes no canal (unidade). Estas unidades geomórficas constituem-se em táxons de 2° ordem. A identificação e classificação das unidades geomórficas desta área de estudo é baseada nos estudos de Brierley & Fryirs (2005) e na adaptação de Coffman et al. (2010).

Para a identificação e interpretação das formas e processos foram analisados produtos de sensoriamento remoto, bases cartográficas, fotografias aéreas e fotografias oblíquas (sobrevoos). Esses dados foram interpretados em conjunto com levantamentos de campo e análise de dados hidrológicos (Tabela 1).

Tabela 1. Banco de dados geográficos com as características e vazão diária dos produtos cartográficos.

Produto Cartográfico	Escala	Data	Vazão (m^3/s)	Fonte
HRC/CBERS 2	1:30.000	27/11/2007	43,87	www.dgi.inpe
HRC/CBERS 2	1:30.000	05/04/2008	53,56	www.dgi.inpe
HRC/CBERS 2	1:30.000	21/12/2008	43,08	www.dgi.inpe
Dados SRTM	1:50.000	11/02/2000	316,50	earthexplorer.usgs.gov
Fotografias Aéreas	1:25.000	1962	--------	SAA-SP
Fotografias Aéreas	1:20.000	18/12/1978	41,20	CESP
Fotografias Aéreas	1:35.000	1997	-------	Aerocarta S. A.
Quick Bird	1:5.000	30/10/2013	50,18	Google Earth
Quick Bird	1:5.000	17/06/2013	49,79	Google Earth
Lansat 5/TM	1:60.000	17/04/2011	85,72	www.dgi.inpe
Lansat 5/TM	1:60.000	16/06/2004	61,00	www.dgi.inpe
Lansat 5/TM	1:60.000	20/12/2008	33,67	www.dgi.inpe
Lansat 5/TM	1:60.000	25/06/2006	36,95	www.dgi.inpe
Foto Aérea Oblíqua	_____	29/01/2011	129,25	http://www.panoramio.com/photo/49211093
Foto Aérea Oblíqua	_____	29/01/2011	129,25	http://www.panoramio.com/photo/49211130
Foto Aérea Oblíqua	_____	29/11/2011	45,10	http://www.panoramio.com/photo/49209470

O banco de dados geográficos utilizado para interpretação do relevo constitui-se principalmente de fotografias aéreas, imagens multiespectrais e dados topográficos. Esses produtos de sensoriamento remoto e bases cartográficas abrangem uma ampla escala temporal (1962-2014). Essa variedade de informações também atende uma ampla resolução espacial.

Os dados hidrológicos utilizados são referentes à estação fluviométrica de Flórida Paulista, código 63805000, localizada a 40 km a montante do vale aluvial. Essa série histórica, cedida pela CESP, abrange dados de vazão diária entre os anos de 1976 e

2013, onde a vazão média diária durante este período é de 62,87 m^3/s. Note que as fotografias oblíquas e o banco de dados geográficos foram associados com os dados hidrológicos (Tabela 1). Este conjunto de informações foi utilizado para avaliação do comportamento das formas durante a dinâmica de cheia e vazante no vale aluvial do rio do Peixe.

Para realçar a presença de corpos de água no vale aluvial, principalmente associados a unidades geomórficas de bacias de inundação, utilizou-se a aplicação do índice MNDWI (*Modified Normalized Difference Water Index*) em imagens do TM/Landsat-5 (Xu, 2006). A resposta da vegetação em detrimento de unidades geomórficas também foi realçada com a aplicação do índice NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) (cf. Ponzoni & Shimabukuro, 2007).

4.2.3 Resultados e Discussão

No vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe foram identificadas as unidades de Terraço Alto, Terraço Baixo, Planície de Inundação e Canal. Na planície de inundação do rio do Peixe ocorrem as unidades geomórficas de Bacia de Inundação, Lagos em Ferradura, Paleocanais, Diques marginais, Leques de Espraiamento e Leques Aluviais. Na Figura 3 é possível observar essa rica diversidade de formas resultantes da dinâmica de mudanças do canal meandrante do rio do Peixe. No Terraço Baixo também ocorrem paleocanais e leques aluviais enquanto que no Terraço Alto raramente identificam-se aspectos morfológicos de retalhamento fluvial, com exceção de paleocanais.

Nos dois níveis de terraços fluviais observa-se que a topografia é aplainada com suave imbricação em direção ao canal (Figura 3). A posição topográfica do Terraço Alto

varia entre a cota de 260 m, próximo à foz, até a cota de 294 m no inicio do vale aluvial. No Terraço Baixo, as cotas altimétrica variam entre 264 e 276 m. Além da superfície topográfica de baixa amplitude altimétrica, estes terraços possuem aclive marcado para a cobertura pedológica e declive no contato com a planície (Figura 3). A interpretação dessas unidades geomórficas indica que o sistema fluvial esteve, a priori, exposto ao menos a dois ciclos de incisão do canal fluvial. Em cada um desses eventos, houve o abandono da planície de inundação que deu origem aos terraços.

A presença de dois ou até três unidades de terraços é amplamente reconhecido na bacia do alto rio Paraná e de seus tributários (p. ex. Stevaux, 1993; Souza Filho, 1993; Fortes, 2005; Sallun et al. 2007; Santos et al. 2008). No alto curso do rio do Peixe, estas unidades foram identificadas também em mais de um nível e discutidas com foco nos processos neotectônicos que motivaram a sua morfogênese (Etchebehere, 2000). Dentre os níveis de terraço encontrados no baixo curso do rio do Peixe, a posição topográfica do Terraço Alto sugere que esta morfologia possui os depósitos mais antigos. Além disso, nota-se que essa unidade preservou as maiores e mais extensas áreas que o terraço adjacente.

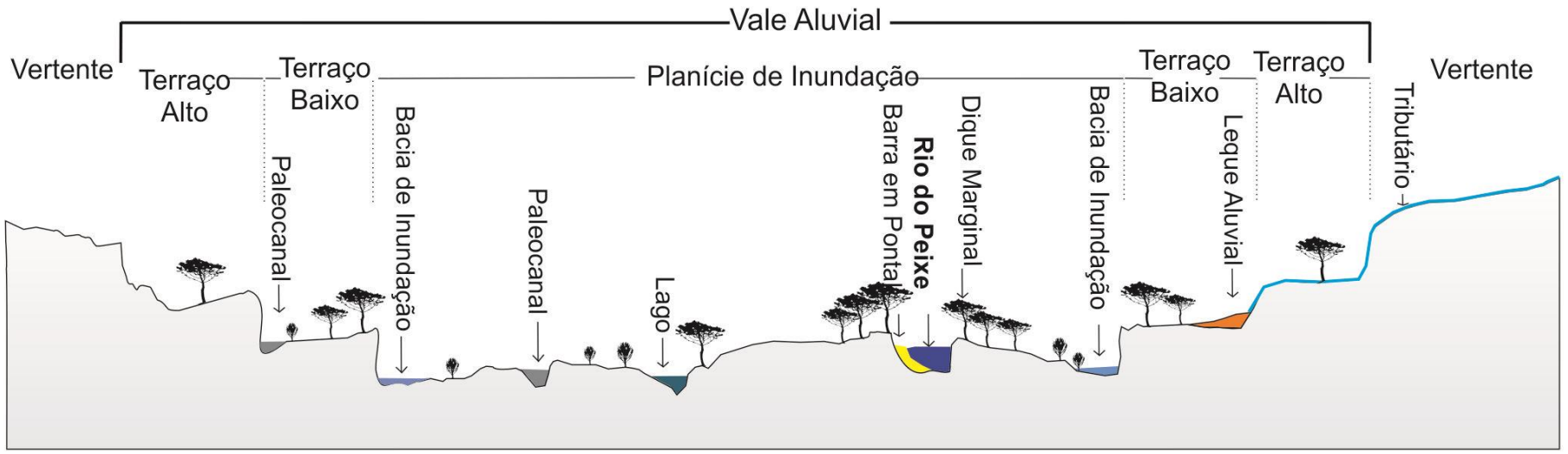


Figura 3. Perfil esquemático do vale aluvial do rio do Peixe.

Similar ao encontrado por Etchebehere (2000) notou-se na borda, junto ao contato com a Formação Vale do rio do Peixe, depressões oriundas de abandonos de canais. Estas áreas em períodos de cheia do rio do Peixe possuem fácil reconhecimento por comportarem-se como áreas úmidas (Figura 4). Ambas as unidades do Terraço Alto e Baixo indicam disposição e limites que denota atual estágio erosivo, confirmados com visitas a trechos em que a margem convexa do canal do rio do Peixe erode até mesmo o Terraço Alto (Figura 4). Adicionalmente a dinâmica recente dos últimos 46 anos de mobilidade do canal (Morais et al. 2012) reforça a constatação de atuação erosiva, com a progressiva eliminação do Terraço Baixo, indicando que a fragmentação dessa unidade fornece sedimentos para a planície.

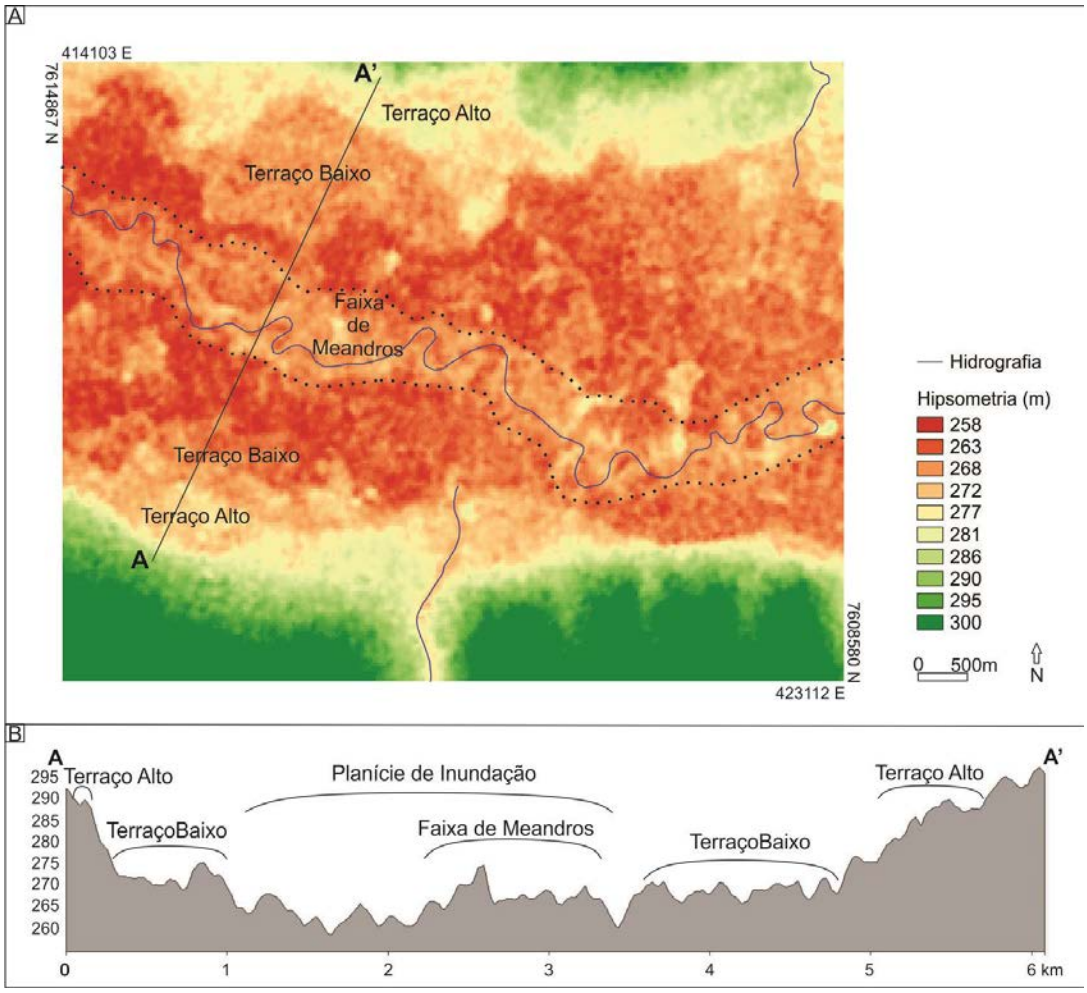


Figura 4. (A) Trecho do vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe ilustrado com dados SRTM. (B) Principalmente a faixa de meandros é realçada com esses dados, em decorrência dos estratos arbóreos estabelecidos sobre o dique marginal, corresponderem a altimetria dos dados SRTM.

A planície de inundação ocupa a maior área do vale aluvial no rio do Peixe, sendo caracterizada por larguras entre 450 a 3.200 m e variação altimétrica entre 255 a 258 m (Figura 5). Note na Figura 5 que a inundação da planície do rio do Peixe proporciona a conectividade por intermédio dos lagos, paleocanais e bacias de inundação com o canal. Deste modo estas unidades geomórficas favorecem o amplo alcance das cheias.

Conforme a proposta de Nanson & Crooke (1992) a planície de inundação do rio do Peixe é classificada como do tipo *B3c*. As características dessa classe incluem extensivas áreas de deposição em bacias de inundação adjacente às margens do canal, e à acresção decorrente do intenso processo de migração do canal. Essas características são condizentes com os aspectos identificados para a planície de inundação do rio do Peixe.

A mobilidade do canal fluvial com a migração e abandono de meandros forma unidades geomórficas de paleocanais, bacias de inundação e lagos. As características morfológicas dessas feições denotam os diferentes estágios do abandono do canal, indicando as sequencias temporais dos processos fluviais. Estas feições se conectam ao canal durante o fluxo de cheia recebendo também a carga de sedimentos que favorece a agradação vertical na planície. Ademais, paleocanais, lagos e bacias de inundação formam a ampla diversidade de áreas úmidas entre os períodos de vazante e cheia, e propiciam a interação ecológica ao longo do ano hidrológico.

As planícies de inundação são áreas úmidas cruciais para a conservação da biodiversidade (Ramsar Convention Secretariat, 2013). A planície de inundação do rio do Peixe é considerada como uma área úmida sazonal, enquanto que os lagos em ferradura, como os que compõem esta planície, são classificados como área úmidas permanentes (Ramsar Convention Secretariat, op. cit.). As bacias de inundação,

paleocanais e lagos conservam elevado grau de umidade ou mesmo raso nível de água ao longo de todo ano. O contraste dessas unidades em períodos de vazante com áreas adjacentes que são alagadas somente durante os eventos de cheia revela um diverso mosaico na planície de inundação do rio do Peixe.

Na planície de inundação nota-se, adjacente ao canal, em ambos as margens, faixa de aproximadamente 300 m de largura, onda há a concentração de meandros abandonados e paleocanais. Essa área recebe a denominação de faixa de meandros em clássico estudo sobre os meandros do rio Aguapeí, SP (Cândido 1971), e a denominação de cinturão de meandros em estudos de rios do Pantanal (Silva et al. 2007; Macedo et al. 2014). Com a avaliação dos produtos cartográficas em intervalo de 46 anos (1962-2008) notou-se, no presente estudo, que é nessa área que se conserva o relicto dos processos mais recentes de mudanças do canal, onde o canal mantém o registro de sua mobilidade, com exceção das fortes mudanças provocadas por processos de avulsões.



Figura 5. Vista do rio do Peixe (Disponível em: http://www.panoramio.com/user/5555326) com a planície de inundação ativa em período de cheia (Q=129,25m^3/s) na estação de fluviométrica de Flórida Paulista, onde a Q_{med}=62,87). Fluxo do rio do Peixe da esquerda para a direita, já próximo à sua foz. Ao fundo é possível observar o rio Paraná. Nota-se paleocanais, lagos e bacias de inundação, que compõe a planície de inundação, conectados ao canal. No Terraço Baixo, na parte inferior da foto, também é possível observar a formação de bacias de inundação.

Dados SRTM também colaboraram para evidenciar a estrita relação da planície de inundação do rio meandrante com as características da vegetação (Figura 4). Sobre o cinturão de meandros, onde também se conservam os diques marginais, nota-se a fixação de estratos arbóreos. Por outro lado, nas adjacências da faixa meandrante a manutenção da umidade mantém formações arbustivas de menor porte.

As bacias de inundação representam as maiores porções alagáveis da planície de inundação do rio do Peixe. Muitos são os estudos que discutem processos geomorfológicos associados a esta unidade geomórfica (cf. Davies-Volluma & Krausb, 2001; Hudsona & Colditz, 2003; Brierley & Fryirs, 2005; Hamilton et al. 2007; Morais, 2010; De Campos et al. 2013; Souza Filho & Fragal, 2013). Porém em poucos destes encontra-se a interpretação e delimitação de características morfológicas que definem estas unidades geomórficas.

Diferente de paleocanais e lagos em ferradura que se destacam pela geometria sinuosa herdada do canal meandrante, as bacias de inundação são definidas, nesta tese, como as áreas mais antigas de abandono do canal, delineadas pela umidade, obliteradas pela dinâmica da planície e consequentemente amorfas. O comparativo de imagens Landsat em períodos de vazante e cheia também contribuiu para realçar o papel dessas unidades, como extensas áreas úmidas em períodos de cheia com a manutenção sazonal de áreas alagadas (Figura 6).

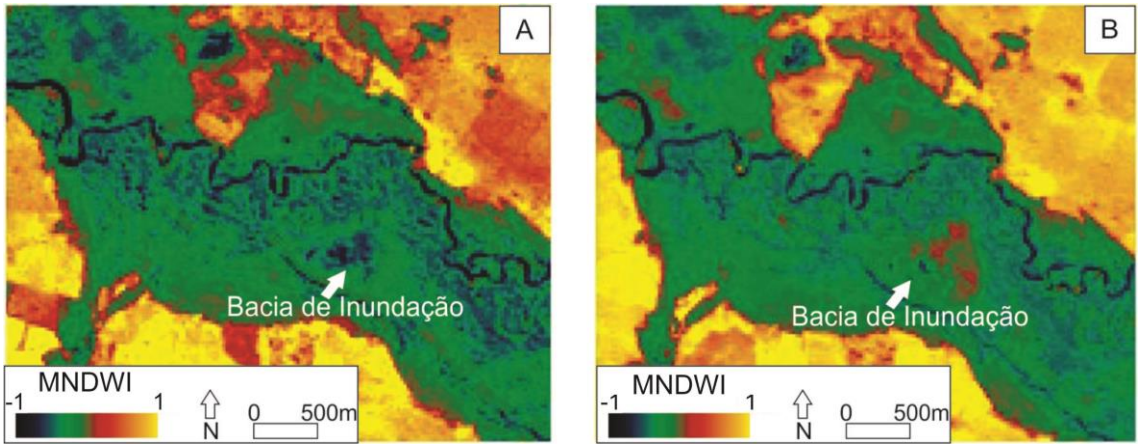


Figura 6. Imagens Landsat 5 com índice MNDWI que tem como objetivo o realce de corpos de água, utilizado para identificação de bacias de inundação e análise da planície de inundação. Em A, índice aplicado em imagem de 16/06/2004 com vazão média diária de 61,00 m^3/s e em B, índice aplicado em imagem de 25/08/2006 com vazão média diária 35,00 m^3/s.

As bacias de inundação do rio do Peixe são abastecidas com o fluxo sub-superficial e de cheia, favorecidas também por tributários que desaguam na planície. A conectividade durante as cheias na planície de inundação estabelece-se principalmente nessas feições. Isso se deve à extensão e também à morfogênese preliminar, que favoreceu o maior retrabalhamento de processos erosivos e deposicionais comparado a demais unidades, como paleocanais e lagos em ferradura.

Os paleocanais foram reconhecidos como feições de depósitos de abandono do canal, com característica depressão topográfica e a manutenção da sinuosidade. Ocorrem na planície de inundação do rio do Peixe (Figura 7. A), e em menor quantidade no Terraço Baixo (Figura 7. B). Sendo que nos depósitos de terraço chega a distar um km do canal atual, evidenciando registros de fortes mudanças do sistema fluvial. Os canais abandonados possuem diferentes geometrias, mas a maioria refere-se ao padrão meandrante em forma de ~~–f~~erradura". Seguidos por diminutos trechos no inicio do vale aluvial, onde o canal possui maior estabilidade e os paleocanais adjacentes possuem forma retilínea. Estas unidades geomórficas são progressivamente colmatadas, ou

reocupadas pelo canal atual, além disso, frequentemente, recebem fluxo de água e sedimentos durante os eventos de cheia.

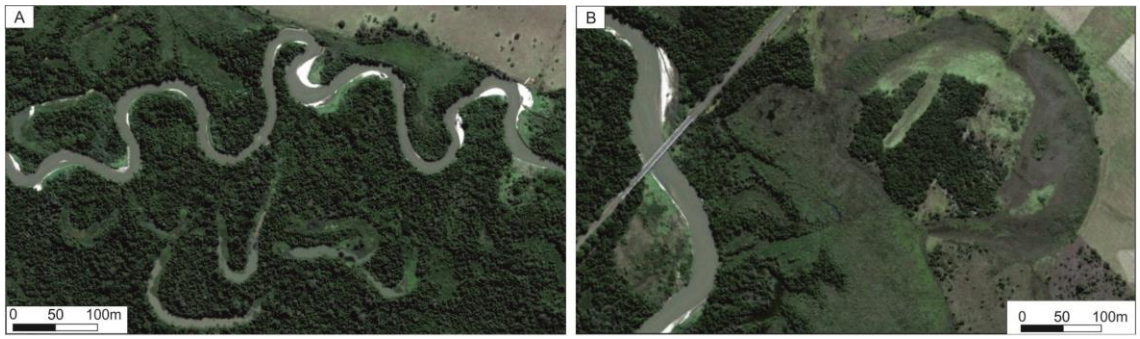


Figura 7. Em (A) paleocanais e os lagos em ferradura em diferentes estágios de desenvolvimento na planície de inundação e em (B) paleocanal no Terraço Baixo.

Neste estudo, as avaliações de fotografias aéreas e imagens orbitais entre 1962, 1978, 1997 e 2008 observou que a maioria dos abandonos de meandros ou trechos abandonados pelo canal progrediu diretamente para a formação de paleocanais, ao invés da manutenção de ambiente lêntico (lagos em ferradura). Nos paleocanais há maior umidade devido à depressão topográfica que realça estas características. Ademais, nessas unidades geomórficas ocorrem estágios sucessionais da formação florestal, associados à umidade dos depósitos, o que corrobora para discernir-los das unidades geomórficas de lagos e bacias de inundação ao longo da planície do rio do Peixe.

A aplicação de índices para realçar a variação da umidade nos paleocanais em imagens Landsat 5/TM não demonstrou a eficácia encontrada por Morais et al. (2012). Os paleocanais do rio do Peixe possuem menor largura e comprimento que as unidades identificadas por aqueles autores na confluência do rio Ivaí e Paraná. Isso sugere a identificação de limiar restritivo de tamanho para identificação dessas feições com o uso de dados Landsat. Com relação à morfogênese destas unidades, observou-se que possuem tamanho, até mesmo aqueles presentes no terraço, compatível com o atual

curso do rio do Peixe. Entretanto, preliminarmente Justus (1985) apontou no rio do Peixe a existência de paleocanais maiores que o canal do sistema atual.

O lago em ferradura, de modo geral, representa o estágio inicial, posterior ao abandono dos meandros onde há a manutenção do ambiente lêntico (Figura 8). Notou-se a presença de lagos em ferradura ainda com canais de ligação que mantém a conectividade com o rio do Peixe (Figura 8. C-D), e também lagos em ferradura em que houve agradação no canal de ligação e o fluxo foi interrompido, ocorrendo conectividade do lago com a planície somente durante as cheias.

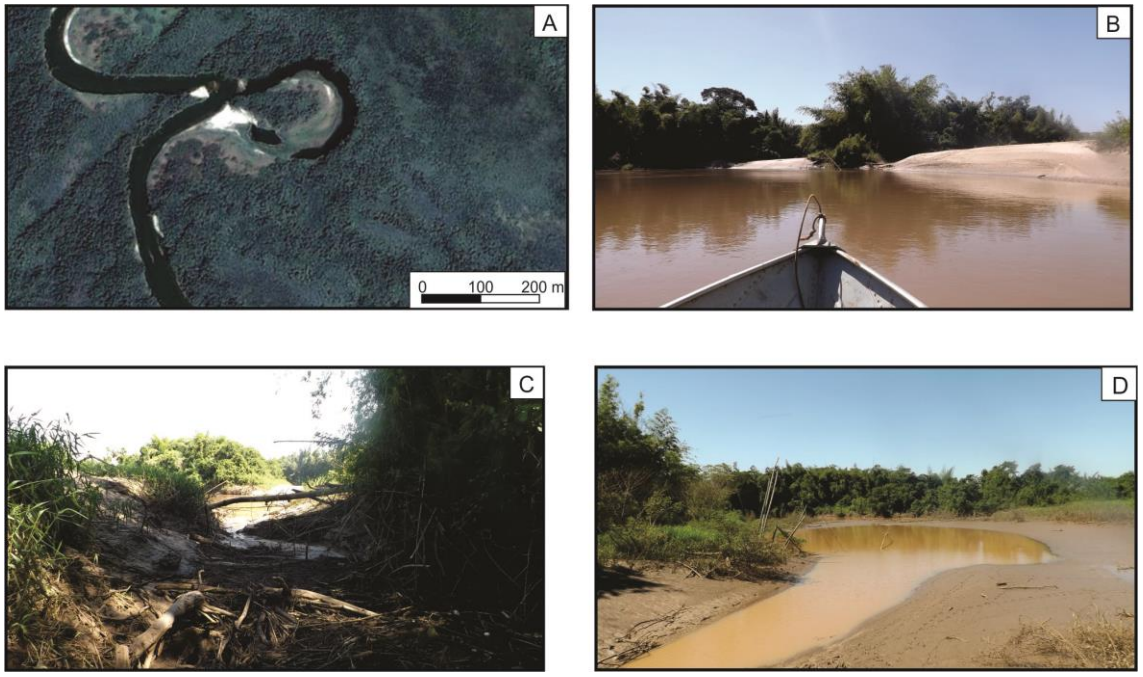


Figura 8. Sequencia de fotografias demonstrando a conectividade do canal com o lago em meandro. (A) Lago em ferradura com canal de ligação que mantém o fluxo de água e sedimentos conectado ao rio do Peixe; (B) diques marginais que obstruem a conectividade do canal; (C) canal de ligação entre o rio do Peixe e o lago em meandro e (D) o ambiente lêntico do lago em ferradura.

A mobilidade do canal do rio do Peixe ao longo do vale aluvial, analisada com fotografias aéreas e imagens entre os períodos de 1962-1978, 1978-1997 e 1997-2008 revelou que, em média, durante esses períodos, 22% dos abandonos de meandros resultaram em lagos em ferradura. No período de 1978-1997 observou-se trecho com até 44% dos meandros abandonados dando origem a lagos em ferradura. Em contraste,

no período seguinte 1997-2008 ocorreu único trecho com formação de lagos, onde se registrou apenas 7% dessas ocorrências. Portanto, essa evolução dos lagos em ferradura no rio do Peixe demostra progredir, em escala de décadas, para áreas colmatadas com depósitos de finos referentes às unidades geomórficas de paleocanais.

Também ocorrem no vale aluvial do rio do Peixe os leques aluviais, que são formados pelo o fluxo de sedimentos de tributários, sobre as unidades da planície de inundação e o terraço. Foram identificados 8 leques aluviais que possuem áreas que variam entre 0,1e 0,9 ha. Com o uso dos produtos cartográficos pode ser observado nitidamente estas unidade, devido ao contraste dos depósitos arenosos com a vegetação da planície (Figura 9). Essas feições possuem geometria semicircular e são formadas devido ao desconfinamento do fluxo de tributários no declive entre patamares, geralmente do terraço ou cobertura pedológica para a planície. A drenagem dessa unidade apresenta padrão distributário no interior da planície com o preenchimento de depósitos arenosos oriundos da Formação Vale do rio do Peixe. No vale aluvial do rio do Peixe, dentre os leques aluviais identificados, em cinco atestou-se que a gênese é recente e abrange a escala temporal de aproximadamente 50 anos dos produtos cartográficos (Figura 9).

Leques aluviais possuem ampla ocorrência na calha do alto curso do rio Paraná e demais tributários, como no rio Ivinhema e Ivaí. Estas unidades geomórficas possuem morfogênese associada à variabilidade hidrológica ocorrida com clima mais seco e precipitação concentrada e também devido à influência neotectônica (Souza Filho, 1993; Stevaux, 1993; Morais et al. 2010).

Diferentemente dos demais leques aluviais descritos na bacia do rio Paraná, a morfogênese dessa unidade geomórfica no rio do Peixe, principalmente identificadas no alto curso, foi atribuída a questões antrópicas relacionado ao intenso uso do solo

agrícola (Etchebehere, 2000; Brannstrom & Oliveira, 2000). No vale aluvial pode-se observar que alguns tributários que contribuem com a carga de sedimentos responsáveis por estas unidades houve ou há cabeceiras com processos erosivos, alguns com voçorocas. Desse modo torna-se plausível associar a morfogênese de unidades com o uso e manejo do solo agropecuário. Entretanto, também se notou leques aluviais já desenvolvidos anteriores ao ano de 1962 e estes podem elucidar demais aspectos fluviais do vale aluvial do rio do Peixe, como a formação destas unidades possivelmente controlada pela atividade neotectônica ou mudanças no clima.

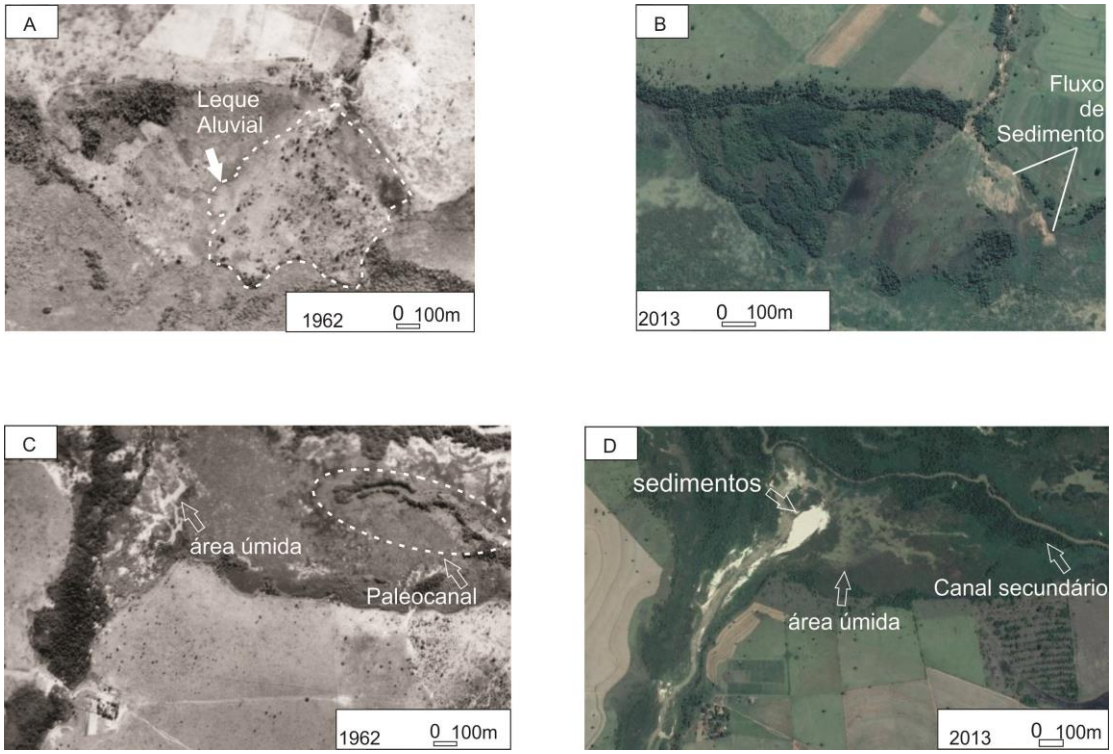


Figura 9. (A-B) Leque aluvial com processos deposicionais anterior ao ano de 1962 e (C-D) leque aluvial formado posterior ao ano de 1962. Nestas duas últimas fotos também nota-se o paleocanal reocupado pelo canal secundário.

Assim como alguns leques aluviais (Figura 10. A), os leques de espraiamento (Figura 10. B) representam deposição de sedimentos recente na planície de inundação. Estas unidades possuem realce em imagens de satélite devido ao contraste dos depósitos arenosos que se formam sobreposto à vegetação da planície. Esses depósitos formam a

unidade com geometria semicircular e recobrem a planície com depósitos que avançam até 240 m de comprimento.

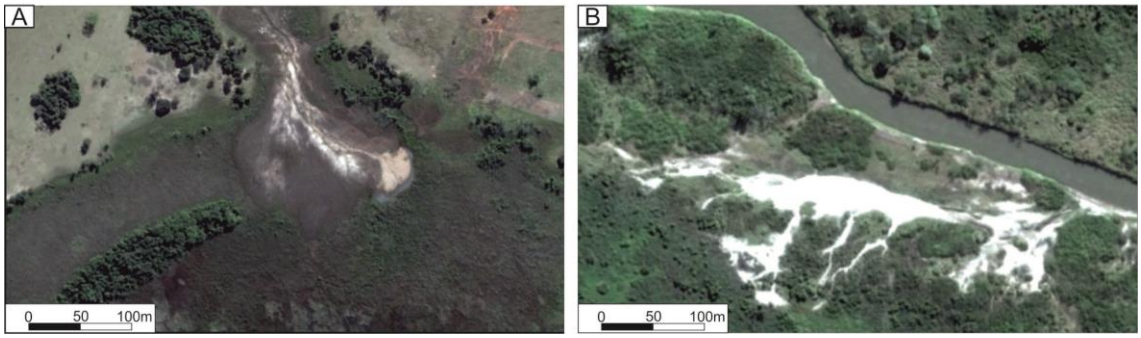


Figura 10. Em (A) leque aluvial ativo sobre a planície, e em (B) leques de espraiamento (*crevasse splay*) no canal secundário formado pelo processo de avulsão.

O rompimento do dique com a formação de leques de espraiamento possibilita que o fluxo durante as cheias seja favorecido para a planície (Cremon et al. 2010). No rio do Peixe, nota-se que posterior à pluma de sedimentos, que caracteriza a feição, ocorre à formação de áreas úmidas, sugerindo que em cheias os leques de espraiamento também favoreçam a passagem do fluxo para planície. Ademais, essas unidades também fornecem evidências de energia do canal com forte atividade erosiva, porém diferente do processo que formou o canal secundário (avulsão), os locais onde ocorre essa unidade são indicativos de incapacidade fluvial de erodir os depósitos e estabelecer uma nova drenagem.

Os diques marginais no rio do Peixe apresentam significativo contraste topográfico com a morfologia da planície, sendo de fácil reconhecimento em campo e de tamanho limitado para a escala de identificação cartográfica utilizada nesse trabalho. A unidade é formada pela acresção vertical em pulsos de cheia, com depósitos de 1 a 2 m sobre a planície que se prolongam por até 5 m perpendiculares ao canal. As observações em campo possibilitaram identificar que a feição no inicio do vale aluvial, onde a planície é incipiente, apresenta preenchimento arenoso (Figura 11. A) enquanto

que próximo à foz com o rio Paraná notou-se diques com depósitos arenosos sobrepostos à fácies de finos (Figura 11. B).



Figura 11. (A) Depósitos arenosos no topo assentados sobre materiais finos e consistentes na base, (B) canal no alto vale aluvial, a montante da área de estudo, onde há o preenchimento arenoso homogêneo e incipiente do dique marginal e em (C) dique marginal no baixo vale aluvial, onde os depósitos arenosos no topo acentuam o contraste com os sedimentos finos da base.

A unidade de canal no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe foi distinguida entre o canal principal, canal secundário e os tributários. O canal do rio do Peixe flui por aproximadamente 70 km no vale aluvial, onde predominantemente recorta sedimentos da planície de inundação, favorecendo o aumento de sua sinuosidade. Essa característica é notória no início do vale aluvial no baixo curso do rio do Peixe.

Ao longo da série histórica dos produtos cartográficos, observou-se entre 1962 e 2010, que a sinuosidade do canal diminuiu de 2,10 para 1,62 na extensão de todo o vale

aluvial. Ademais, análises quinquenais entre os anos de 1985 e 2010 com imagens TM/Landsat 5, permitiram identificar a ocorrência de 21 cortes de pedúnculos ao longo do vale aluvial. A ocorrência deste processo é de suma importância para a manutenção das áreas úmidas. Mas, principalmente, representa a intensa dinâmica fluvial do rio do Peixe.

Ao longo do canal do rio do Peixe nota-se a paisagem típica (Figura 12. A), onde as margens são elevadas com a agradação nos diques, propiciando suave elevação com gradual diminuição em direção à parte distal da planície. Essas características podem ser observadas com o posicionamento das formações florestais ao fundo em nível altimétrico inferior. Nesses segmentos, vazões superiores ao nível de margens plenas favorecem a inundação de grandes proporções na planície, estendendo-se até pouco mais de 3.000 m. Por outro lado, há segmentos onde o canal esta erodindo os depósitos do terraço e as inundações são limitadas (Figura 12. B). Também se ressalta, que apesar do rio fluir sobre aluviões, foram observados afloramentos de basaltos da Formação Serra Geral (Figura 12. C) em diminutos segmentos.



Figura 12. (A) Nota-se o posicionamento das formações florestais ao fundo em nível inferior aos diques marginais, (B), trecho em que o canal está erodindo a unidade do Terraço Baixo, e em (C), afloramentos de basaltos da Formação Serra Geral na margem direita.

O rio do Peixe exibe segmento multicanal restrito formado pela bifurcação do fluxo, que formou um canal secundário que possui 14,5 km de extensão (Figura 13. A). Esse canal secundário flui paralelo ao rio do Peixe e se conecta novamente ao canal principal. A avulsão que deu origem a esse canal ocorreu entre 1962 e 1978 com o rompimento do dique marginal e notou-se que o canal secundário estabeleceu-se como parte da drenagem entre os anos de 1978 e 1985 (Figura 13. B-C).

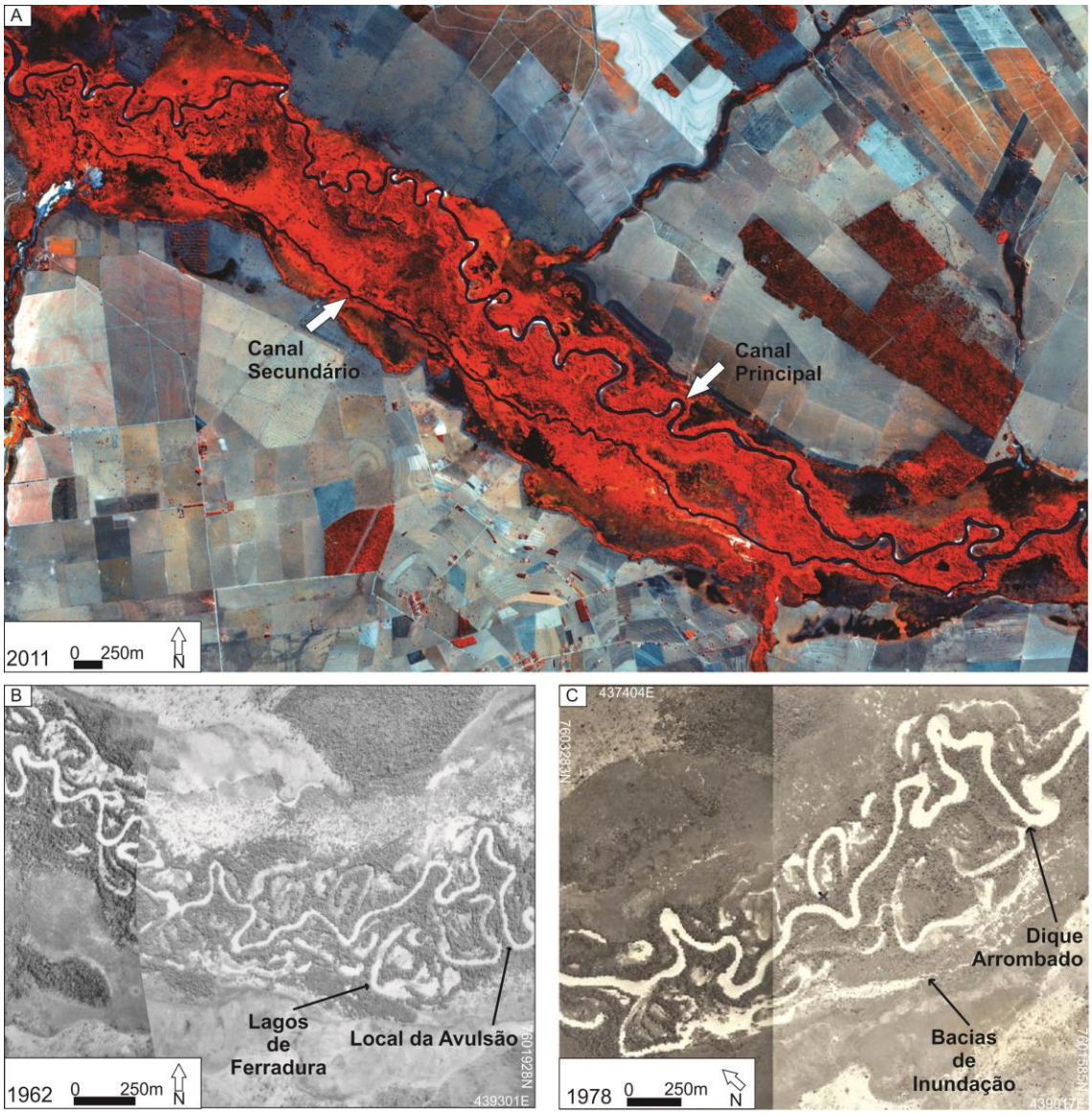


Figura 13. (A) Canal secundário formado pela avulsão que se estende por 14,5 km, demonstrado na imagem do satélite RapidEye com composição 5(R)4(G) 3(B), (B) preliminar a ocorrência da avulsão e a presença de lagos e bacias de inundação que favoreceram a instalação do canal secundário e em (C) o rompimento do dique marginal com o fluxo conectado ao lago em ferradura.

Como causa do prolongamento da avulsão e o estabelecimento do canal secundário destaca-se a presença de unidades geomórficas presentes preliminarmente no vale aluvial (Figura 13. C). A direção no qual o canal secundário, resultado desta avulsão, se estabeleceu demonstra que paleocanais, lagos e bacias de inundação foram reocupadas. Deste modo, estas unidades favoreceram a instalação da drenagem nessa área, tornando-se parte dos potenciais fatores desencadeadores dessa avulsão. Constatação similar, de que tais unidades geomórficas são associadas a processos de avulsão, também foi reportada em rios meandrantes do sudoeste do Texas, EUA (Phillips, 2009).

Ainda com relação às drenagens do vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe destaca-se a presença de 16 tributários. Os tributários ocorrem predominantemente na margem direita, sendo 11 nessa margem, e outros cinco na margem esquerda. Essas drenagens, que desaguam no vale aluvial, são formadas pela contribuição de bacias hidrográficas que possuem canais de 3ºordem até drenagens formadas por processos erosivos de único canal com extensão inferior a 90 m. Esses afluentes também colaboram com a manutenção de áreas úmidas no vale aluvial. Verificou-se que nove dos tributários não se conectam diretamente ao canal, desse modo desaguam na planície ou terraço e fomentam a umidade de bacias de inundação.

As unidades geomórficas presentes no canal do rio do Peixe foram os tipos de barras fluviais: Barra em Pontal, Barra Lateral e Barra Central (Figura 14). O levantamento em campo possibilitou aprimorar o reconhecimento dessas unidades, realizado preliminarmente com produtos cartográficos. Além disso, foi possível constatar o predomínio de barras em pontal e a menor presença de barras laterais e raras ocorrências de barras centrais no rio do Peixe. Todas os tipos de barras fluviais no rio do Peixe tem sua morfologia continuamente alterada com a dinâmica fluvial, podendo

ser suprimidas ou formadas durante um ano hidrológico. Do mesmo modo o retrabalhamento destes depósitos representa um dos principais modos de construção da planície de inundação do rio do Peixe, formado pela acresção lateral, onde a fixação da vegetação favorece a incorporação destes depósitos, principalmente nas barras em pontal.

As barras em pontal no rio do Peixe tornam-se presentes com o aumento da sinuosidade do canal. Estas barras constituem-se a forma predominante no canal, ocorrendo em toda a extensão do vale aluvial e, em menor frequência, em direção à jusante. Essas barras constituem-se de depósitos arenosos, alcançam até 650 m de comprimento e 40 m de largura.

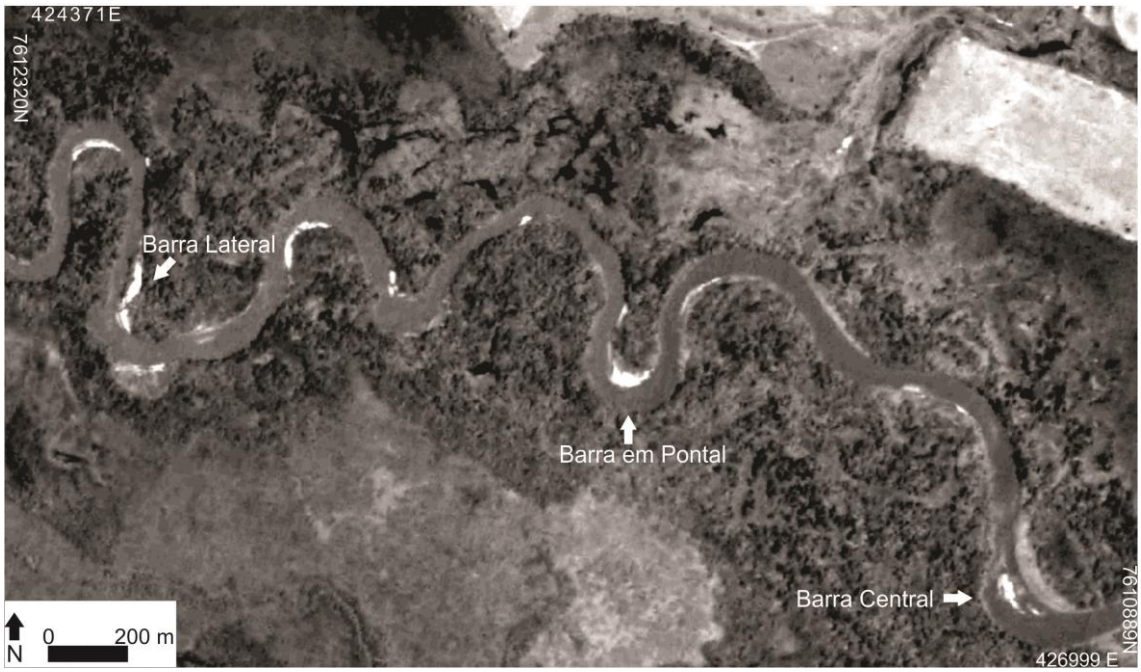


Figura 14. Imagem do HRC/CBERS 2B de 21/12/2012 ilustrando os três tipos de barras fluviais encontrados no rio do Peixe. Nota-se o predomínio de barras em pontal, e em menor quantidade barras centrais e laterais.

Em menor frequência e tamanho que as barras laterais, notam-se barras centrais, formadas, principalmente, nos segmentos onde o canal mantém-se retilíneo. Essas formas possuem, respectivamente, comprimento e largura média de 310 e 32 m. Já as

barras centrais possuem raros registros, com apenas cinco ocorrências. Identificou-se que esse tipo de barra no rio do Peixe provavelmente está associado aos períodos de vazante, onde os depósitos que caracterizam essa unidade permanecem estocados e expostos no leito após o período de cheia.

4.2.4 Considerações Finais e Conclusões

Com uso de produtos cartográficos de ampla resolução temporal e espacial, levantamentos em campo, fotografias de sobrevoo e dados hidrológicos foi possível identificar e caracterizar as formas e processos associados à paisagem fluvial do vale aluvial. Os níveis de terraços no rio do Peixe sugerem duas fases de abrasão fluvial distintas na planície de inundação e a unidade do Terraço Baixo possui delineamento erosivo com notáveis morfologias de abandono do canal. A planície de inundação é formada por um mosaico de áreas úmidas de unidades geomórficas, especialmente as bacias de inundação, paleocanais e lagos em ferradura, que indicam distintos estágios de abandono do canal e que, por sua vez, estabelecem conectividades características durante os eventos de cheia.

As bacias de inundação compreendem as maiores porções de áreas úmidas da planície de inundação. As avaliações em intervalo de aproximadamente meio século demonstrou que as mudanças do canal concentram-se no cinturão de meandros, com exceção apenas das avulsões e a morfologia de paleocanais da planície e do terraço sugere a manutenção do padrão de canal meandrante. Já os lagos em ferradura em estágios de agradação distintos indicam a dinâmica fluvial intensa no rio do Peixe. Essas unidades possuem morfogênese em escala decadal e durante o período de 1962-2008 apresentaram variação espacial com aumento de ocorrências em direção à jusante.

Os leques aluviais estão presentes tanto na planície de inundação quanto nos terraços. A morfogênese de algumas dessas unidades pode ser reconhecida como de origem antrópica, enquanto que demais leques presentes no vale aluvial ainda não possuem causa definida para sua formação. Já os leques de espraiamento contribuem para os processos de agradação na planície e também para o extravasamento de fluxo durante os eventos de cheia.

Diques marginais compõem a margem do canal com depósitos que dão sustentação a vegetação arbórea e ao cinturão de meandros, com diminuição em direção à planície distal. A diminuição da sinuosidade do canal, seguido de corte de pedúnculos, exerce importante controle na formação da planície e a criação de áreas úmidas, como os lagos em ferradura. Barras em pontal são as unidades geomórficas predominantes no canal e são intensamente retrabalhadas durante cada ano hidrológico. Apesar de comportar processos e formas tipicamente associadas ao padrão meandrante, o vale aluvial do rio do Peixe exibe extenso segmento multicanal de 14,5 km, formado por um processo de avulsão entre 1978 e 1985.

Durante essa pesquisa, observou-se que algumas formas e processos associados recebem o emprego de mais de uma denominação, como é o caso dos cinturões de meandros ou faixa de meandros, ou ainda, leques de espraiamento ou crevasses. Desse modo, esforços em direção à discussão da terminologia, bem como de ordenação taxonômica, são necessários para avanços em estudos comparativos e o estabelecimento de bases geomorfológicas.

4.3 COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA E DESCONTINUIDADE FLUVIAL COM O USO DA VARIAÇÃO DA LARGURA DA PLANÍCIE DE INUNDAÇÃO: O BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE, SP

4.3.1 Introdução

A delimitação cartográfica de áreas com similaridades geomorfológicas específicas, a compartimentação, possui notável contribuição por sumarizar e hierarquizar os processos e as formas do relevo (Moreira et al. 2008; Robaina et al. 2010; Cherem et al. 2011; Steink & Sano, 2011; Marques Neto & Perez Filho, 2013; Polizel & Rosseti, 2013; Macedo et al. 2014; Tavares et al. 2014). Esses estudos de compartimentação são geralmente focados em determinados campos da geomorfologia, como estrutural, tectônica ou fluvial, e se utilizam de distintos recortes espaciais, como limites político-administrativos, bacias hidrográficas ou trechos com interesse específico.

Para o reconhecimento de áreas com similaridades específicas, as compartimentações podem ser baseadas em análises quantitativas e demais análises que se utilizam da interpretação visual de áreas homólogas ou de parâmetros qualitativos (MacMillan & Sharry, 2009). Nesse sentido, a medição das formas do relevo denominada de geomorfometria ou morfometria, quando possível de ser empregada, é uma ferramenta robusta para à avaliação da superfície terrestre (Evans, 2002). Estas medições possuem abrangência de escalas regionais, e o estudo de formas específicas do relevo, respectivamente, a geomorfometria geral e a específica (Pike, 2000). Nesta última insere-se a análise das formas fluviais, que podem ser delimitadas de modo eficiente a partir das características geométricas e topológicas do relevo (Evans, 2002).

A morfometria fluvial pode prover contribuição relevante para compreensão dos aspectos da biodiversidade e do gerenciamento ambiental, além de elucidar a morfogênese do próprio sistema fluvial (Thoms, 2003; Lóczy et al. 2009; Schneider et

al. 2015). Especialmente, com relação aos movimentos tectônicos, sensíveis respostas podem ser encontradas com a avaliação dos elementos da rede de drenagem (Jordan, 2003; Andrade Filho et al. 2014; Ibanez et al. 2014). Adicionalmente, a morfometria de leques aluviais e paleocanais pode evidenciar significados notáveis da morfogênese do ambiente fluvial (Holbrook & Schumm, 1999; Cremon, 2009; Mantelli, 2009; Zani & Assine, 2011). Nas planícies de inundação, em especial, atenta-se para a mensuração de sua geometria, em razão da morfometria associar-se à intensidade dos processos geomorfológicos e também às interações ecológicas do sistema fluvial (North & Davidson, 2012; Schneider et al. 2015).

Lewin (1978), em sua revisão sobre planícies de inundação, concluiu que as avaliações com o emprego da morfometria ainda estavam iniciando e que muito pouco se sabia dessa temática. Apesar de quase quatro décadas, as investigações a respeito dos parâmetros morfométricos da planície de inundação e seus possíveis significados são ainda escassos, principalmente quando comparado aos avanços conquistados com os estudos de sedimentologia e geocronologia em planícies de inundação.

Estudos da morfometria da planície de inundação estendem-se aos índices de relevo dessa área e aplicações combinando dados de vazão, modelos digitais de elevação (MDE) e modelos matemáticos. A largura da planície de inundação tem demonstrado expressiva relação escalar com a área da drenagem, em distintas escalas espaciais (Nardi et al 2006; Notebaert & Piégay, 2013). A relação escalar é evidenciada até mesmo em áreas com instabilidade tectônica, além de também possuir relação com a declividade do canal e indicar o controle de níveis de bases locais, responsáveis pelo estreitamento a montante da planície de inundação (Belmont, 2011).

As mensurações na largura da planície de inundação também já demonstraram que descontinuidades fluviais podem corresponder a variações litológicas, e podem não

obedecer à perspectiva do *continuum* (Vanote et al. 1980) com aumento de sua largura em direção à jusante (Notebaert & Piégay, 2013). Recentemente, tais variações morfométricas foram ainda empregadas para a classificação do tipo de planície de inundação em rios da Hungria (Lóczy et al. 2012). Estas aplicações demonstram que as medidas da largura da planície de inundação possuem potencial para individualizar compartimentos característicos da paisagem fluvial.

Nos rios meandrantes, a variação da largura da planície de inundação é influenciada pela intensidade da migração lateral, um dos principais processos de construção das planícies deste padrão de canal (Nanson & Crooke, 1992; Lauer & Parker, 2008). A dinâmica de migrações e abandono dos meandros, além de atuar no alargamento da unidade, também preserva na planície de inundação estágios distintos de abandono do canal. As unidades geomórficas como paleocanais, lagos e bacias de inundação correspondem a tais estágios de abandono do canal presentes na planície.

O controle na distribuição dessas unidades geomórficas e nos processos associados, como avulsões, também decorre da geometria da planície de inundação (Phillips, 2011; Hudson et al. 2013). A oscilação entre segmentos largos e estreitos da planície de inundação também representa a descontinuidade fluvial, a qual possui significado especial para compreender a distribuição longitudinal de áreas úmidas e os possíveis controles na geometria dessa morfologia (Brierley & Fryirs, 2005; Assine & Silva, 2009; Tooth et al. 2014).

No rio do Peixe, por uma extensão de aproximadamente 40 km, observa-se que o vale aluvial possui ampla planície de inundação e intensa mobilidade do canal meandrante (Morais et al. 2013), registrada pelas unidades de paleocanais, lagos e bacias de inundação. Já no alto curso deste rio, trabalhos prévios evidenciaram terraços formados com evidência de atividades neotectônicas (Etchebehere et al. 2004; 2005).

Desse modo, este estudo buscou avaliar a morfometria da planície de inundação a fim de delimitar compartimentos geomorfológicos e evidenciar no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe a presença de descontinuidade fluvial. Para isto foi desenvolvido metodologia para medição automática da largura da planície de inundação, delimitado compartimentos e avaliado as suas características geomorfológicas, e investigado a causa de fatores que possam ter originado à descontinuidade fluvial.

4.3.2 Metodologia

As avaliações deste capítulo da tese foram realizadas no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe, caracterizado no Capítulo 4.1. As investigações realizadas com a cartografia geomorfológica contemplam tanto o mapeamento do vale aluvial como o reconhecimento de feições atribuídas a evidências de atividade de neotectônicas. Para isto foram utilizadas: imagens multiespectrais Landsat 5/TM entre os anos de 1985 e 2010; fotografias aéreas dos anos de 1962, 1978 e 1997; dados topográficos da missão SRTM; imagens CBERS 2-B/HRC do ano de 2008 e imagens Quick Bird do ano de 2013 disponíveis no Google Earth®.

Preliminarmente, foram delimitados o canal e as barras fluviais e na sequencia paleocanais, lagos, bacias de inundação, leques aluviais e de espraiamento. Por último delimitou-se a planície e terraços. O reconhecimento preliminar de unidades geomórficas, como paleocanais e bacias de inundação, foi realizado com o propósito de aperfeiçoar a delimitação de contatos entre a planície, terraços e o entorno composto por vertentes da Formação Vale do rio do Peixe (Kr).

A delimitação de compartimentos geomorfológicos e identificação da descontinuidade fluvial foram obtidas com a variação da largura da planície de inundação. A mensuração deste parâmetro morfométrico da planície de inundação foi

realizada com os vetores individuais da margem direita e esquerda ao longo dos 40 km do vale aluvial (Figura 15. A). Os vértices desses vetores (Figura 15. B) foram equidistantemente reamostrados com o espaçamento arbitrário de 25 m (Figura 15. C). Em seguida, a distância perpendicular (Figura 15. D) entre os 5.540 e 5.320 vértices das margens, respectivamente, direita e esquerda foram calculados. Essas técnicas de geoprocessamento foram realizadas com o sistema de informação geográfica QGis 5.6 (QGis Development Team, 2015).

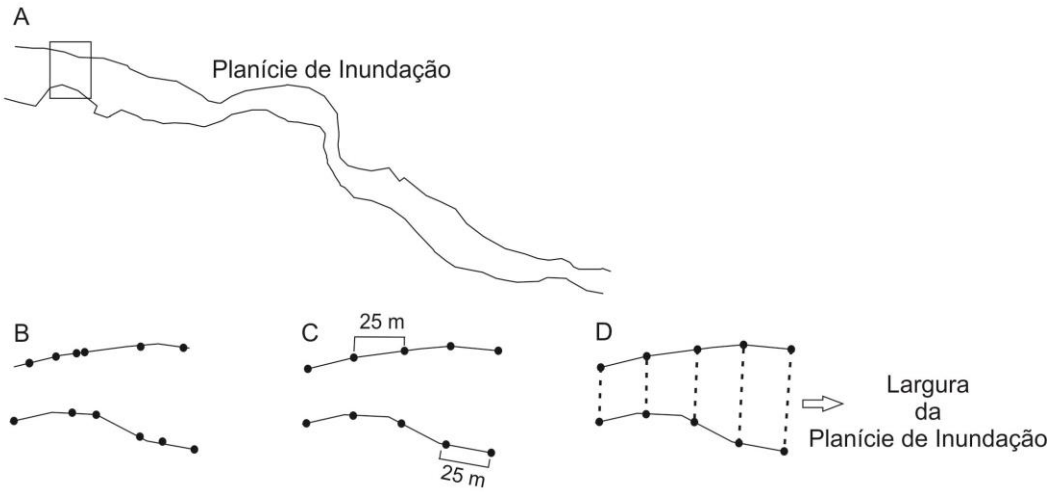


Figura 15. Esquema com passos para a medição da largura da planície de inundação. Em A, observa-se o vetor de ambas as margens da planície; em B, os vértices originais da vetorização; em C, os vértices normalizados com espaçamentos equidistantes e em D a largura da planície compreendida pela distância perpendicular dos vértices de ambas as margens.

Para a equidistância e o cálculo entre as margens utilizou-se respectivamente as extensões *Qchainage* e *Distance to nearest hub.* A conformidade dos dados foi analisada visualmente e resultados inconsistentes foram eliminados.

4.3.3 Resultados - Compartimentação Geomorfológica do Vale Aluvial

O mapeamento geomorfológico possibilitou avaliar a distribuição das unidades geomórficas do vale aluvial do rio do Peixe e a interpretação de suas características, como a expressiva variação da largura da planície de inundação. Notou-se que o

estreitamento da planície de inundação em determinados segmentos também controla a orientação do canal do rio do Peixe. Por conseguinte, baseado nessas características e na premissa de que a variação da largura da planície possui correspondência significativa com a dinâmica geomorfológica (Perez Filho & Christofoletti, 1977; Zanconpé & Perez Filho, 2006; Lóczy et al. 2012; Trigg et al. 2012; Nortebaert & Piégay, 2013) realizou-se a compartimentação em Alto, Médio e Baixo Vale Aluvial do rio do Peixe (Figura 16).

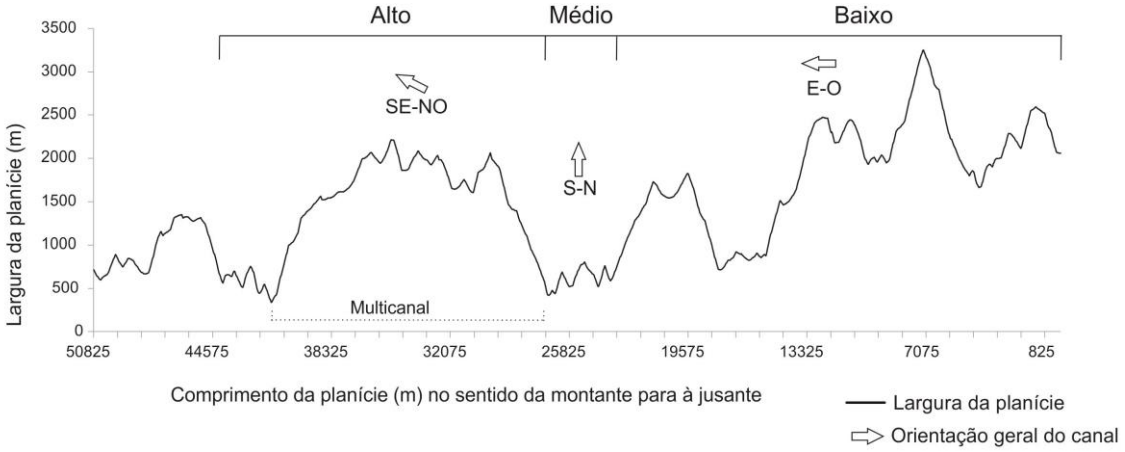


Figura 16. Variação da largura da planície e orientação geral do canal utilizadas para a compartimentação em Alto, Médio e Baixo Vale Aluvial do rio do Peixe.

O Alto Vale Aluvial (AVA) compreende o segmento que se inicia a 4 km à jusante da foz do córrego Seco, na divisa dos municípios de Ribeirão dos Índios e Dracena, onde o rio do Peixe passa a elevar gradualmente a sinuosidade exibindo padrão típico de canal meandrante. A Figura 18 ilustra o compartimento geomorfológico AVA que se estende por 16 km, traçados em linha reta sobre o canal, até a junção do canal principal do rio do Peixe com o canal secundário, na divisa entre os municípios de Presidente Venceslau e Dracena (Figura 18). Neste compartimento, a orientação geral do canal é de SE-NO.

A distribuição dos terraços fluviais constitui-se em destaque notável dos pretéritos e atuais processos fluviais no vale aluvial do rio do Peixe. No AVA, a unidade

do Terraço Alto prolonga-se continuamente por todo o compartimento e, entre ambas as margens, mantém a maior simetria de sua largura, comparado aos demais compartimentos. Entretanto, o Terraço Baixo restringe-se apenas a porção à jusante desse compartimento, com a presença de fragmentos na margem esquerda. A disposição dos terraços sugere que houve maior degradação dessas unidades neste compartimento em comparação com os demais. Tal característica foi atestada com processos em curso, na qual se constatou entre os anos de 1962 e 2008 a capacidade do canal em erodir e incorporar estes depósitos à planície de inundação. Essa característica, unidades geomórficas e respectivos processos encontrados no AVA, como o canal secundário e os leques de espraiamento, constituem em evidência da maior energia do rio do Peixe nesse compartimento.

A principal característica do compartimento do AVA deve-se à formação do segmento multicanal restrito. Nesta área, o rio do Peixe bifurca-se, e paralelamente flui um canal secundário, formado pelo processo de avulsão descrito no capítulo anterior. Nesse compartimento, o prolongamento do processo erosivo gerado pela avulsão, que culminou na origem do canal secundário, foi controlado pela geometria da planície. Observa-se na Figura 16 que a variação da largura da planície de inundação está associada à presença do segmento multicanal. O aumento da largura da planície de inundação possibilitou que a avulsão recortasse os depósitos pela extensão de 14,5 km, formando o canal secundário. Do mesmo modo que o estreitamento da planície, já próximo ao Médio Vale Aluvial, determinou a junção do canal secundário com o canal principal. O controle de processo fluvial determinado pela largura da planície, como este do rio do Peixe, assemelha se ao controle de outras avulsões (Phillips, 2011), como também na migração de meandros (Zanconpé et al. 2009).

A reocupação de unidades geomórficas pelo canal da avulsão, descrita no Capítulo 4.2, e a geometria da planície (Morais et al. 2014), são alguns dos principais fatores, constatados neste estudo, como desencadeadores do processo de avulsão, dentre os fatores potenciais reconhecidos na literatura (Jones & Harper, 1998; Aslan et al. 2005; Judd et al. 2007; Kleinhans et al. 2013). Assim como a avulsão, os leques de espraiamento também reforçam a característica erosiva do canal neste compartimento. O arrombamento de diques marginais se concentra nas adjacências da confluência do canal principal com o canal secundário, registrados em sequencias sobre os depósitos da planície e sendo presentes exclusivamente no AVA.

Neste compartimento, os paleocanais, lagos em ferradura e bacias de inundação presentes na planície de inundação ocorrem em maior quantidade e tamanhos em direção à jusante, com especial concentração dessas unidades próximas a junção do canal principal com o secundário. No caso dos paleocanais, nota-se também que estes apresentam aumento da sinuosidade em direção à jusante do mesmo modo que o comportamento atual do canal.

A fotografia aérea oblíqua do compartimento do AVA, nas imediações da junção do canal principal do rio do Peixe e do canal secundário em período de vazante ilustra o rico ambiente de áreas úmidas no rio do Peixe (Figura 18). A variabilidade de vazões máximas no rio do Peixe e a concentração de cheias nos meses de verão podem ser observadas entre os anos de 2010 e 2011 (Figura 17). Mesmo com o fluxo baixo nota-se a presença de lagos que mantém o ambiente lêntico, e bacias de inundação que ainda mantém áreas úmidas e alagadas.

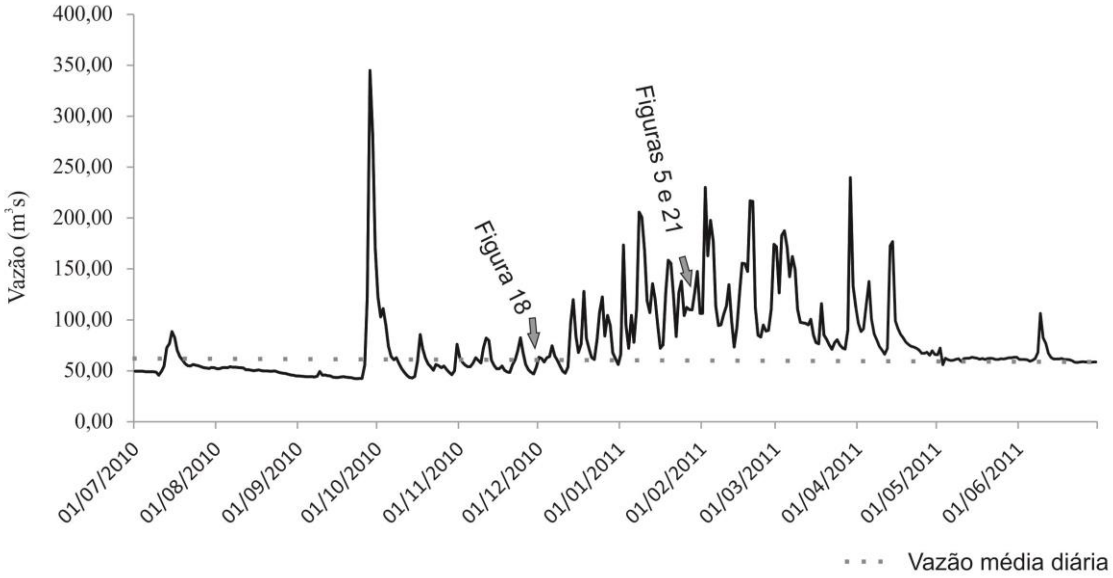


Figura 17. Variação da vazão diária do rio do Peixe na estação fluviométrica de Flórida Paulista. Observa-se que as fotografias indicadas referem-se a sobrevoo em período de vazante e cheia, entretanto em ambos os períodos nota-se ampla presença de áreas úmidas na planície de inundação.

A maioria dos tributários do vale aluvial despeja o fluxo de suas drenagens neste compartimento, com predomínio de afluentes na margem direita onde há 5 tributários e nos demais, 3 tributários na margem esquerda. Parte dessas drenagens, ao fluir no declive entre as vertentes da Formação Vale do rio do Peixe e o Terraço Alto resulta na formação de leques com os maiores depósitos (42 ha). Já outros leques menores (0,9 ha) desse compartimento devem-se aos processos erosivos recentes que abastecem os depósitos sobre a planície.



Figura 18. Alto Vale Aluvial do rio do Peixe onde o canal flui da esquerda para a direita (Disponível em: http://www.panoramio.com/user/5555326). Neste dia, 29/11/2011, a vazão diária de 45,10 m^3/s, abaixo do nível de transbordamento do canal demonstra a capacidade de manutenção de áreas úmidas e de lagos presentes na planície de inundação até mesmo nos períodos de vazante.

Somente neste compartimento foram observados todos os tipos de barras fluviais, determinadas como as unidades do canal do rio do Peixe. As barras centrais ocorrem no início do vale aluvial. Por outro lado, as barras em pontal ocorrem em todo o compartimento, assim como as barras laterais, porém, este último tipo, em menores proporções.

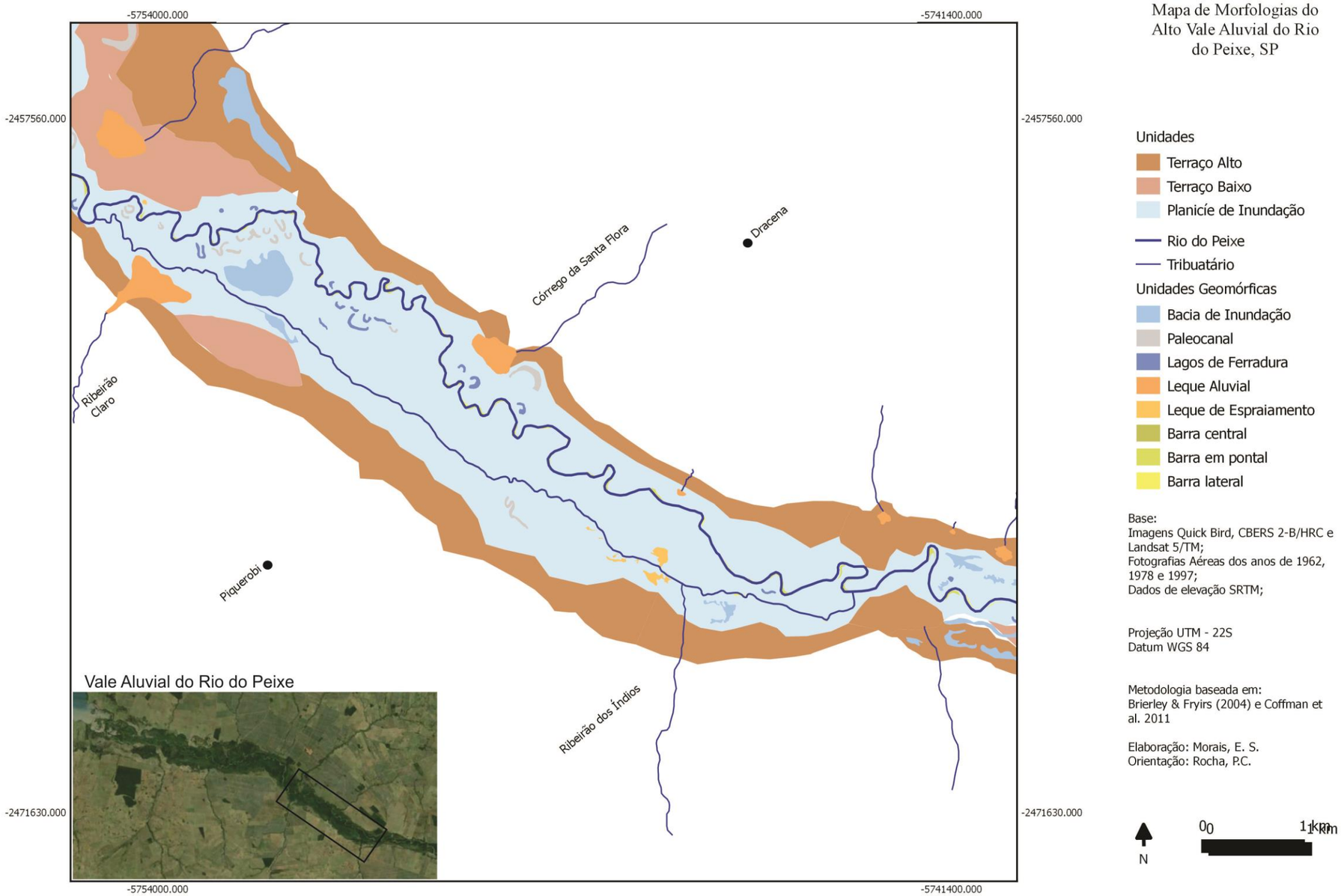


Figura 19. Mapa de morfologias do Alto Vale Aluvial do rio do Peixe.

O Médio Vale Aluvial (MVA) possui fácil localização devido à intercepção em sua parte central pela Rodovia Euclides da Cunha. Os limites desse compartimento ocorrem na divisa entre os municípios de Dracena e Presidente Venceslau. Observa-se na Figura 20 o início do compartimento à jusante da junção do rio do Peixe com o canal secundário, onde o canal muda a sua orientação de S para N, ao passo que há o estreitamento da planície. O compartimento estende-se até a nova mudança de orientação do canal, passando a fluir em direção E-O e onde a planície também se torna mais larga.

Apesar da menor extensão neste compartimento (4 km), a descontinuidade fluvial da planície e a mudança de orientação do canal são características que se destacam ao longo do vale aluvial. No MVA, o Terraço Alto na margem direita possui a maior largura, enquanto que na margem esquerda a unidade ocorre com geometria simétrica, onde se forma uma faixa de aproximadamente 250 m de largura.

Adicionalmente, o Terraço Baixo nesse compartimento possui distribuição similar em relação ao Terraço Alto na margem esquerda, ocorrendo com ampla superfície. Porém na margem direita, na adjacência da inflexão do rio do Peixe, nota-se que esta unidade inicialmente não está presente, passando a apresentar aumento de sua superfície em direção à jusante. Além dos paleocanais e lagos da planície de inundação, ocorrem também, neste compartimento, duas feições de paleocanais preservadas sobre a unidade do Terraço Baixo na margem direita. A morfologia dessas unidades indica similaridade com relação à sinuosidade e ao tamanho do canal atual, atestado pela largura média de 55 m.

A mudança de orientação do rio do Peixe e a descontinuidade da planície nesse compartimento são corroboradas na margem direita pelo retrabalhamento dos depósitos do córrego do Prado, o único tributário presente neste compartimento. Esse córrego

forma um leque aluvial com área aproximada de 33,70 ha sobre o Terraço Baixo. A planície de inundação, por sua vez, tem a largura drasticamente reduzida neste compartimento, variando entre 420 e 950 m.

A descontinuidade fluvial com o estreitamento da planície de inundação no MVA não se restringe à ocorrência de mecanismos de mudanças do canal neste compartimento, como os cortes de pedúnculos. Observou-se, neste estudo, que entre 1962 e 2008 houve a diminuição da sinuosidade do canal, que resultou na formação dos paleocanais e lagos, e também propiciou que o mesmo alcançasse o traçado aproximadamente retilíneo no MVA. Consequentemente, também ocorreu a substituição das barras em pontal por barras laterais. Ou seja, apesar do estreitamento da planície de inundação, o cinturão de meandros neste compartimento resguardou espaço suficiente para que os processos de mobilidade do canal mantivessem ativa a dinâmica fluvial do rio do Peixe.

Notou-se que o cinturão de meandros ocupa aproximadamente a totalidade da planície de inundação nesse compartimento. O cinturão de meandros está associado à vegetação ripária de extrato arbóreo, que é sustentada pela acreção vertical dos fluxos de cheia formando os diques marginais, e sendo estes mais altos que as bacias de inundação adjacentes (Brierley & Fryirs, 2005). Deste modo, destaca-se que a descontinuidade fluvial combinada ao ambiente deposicional da planícies de canal meandrante favoreceu o confinamento do cinturão de meandros. Este cinturão de meandros confinado, representado pelo MVA, explica a ausência de expressivas bacias de inundação neste compartimento. Tais bacias de inundação, como verificado nos demais compartimentos, são unidades geomórficas associadas à parte distal da planície de inundação e, majoritariamente, localizam-se próximas do contato da planície de inundação e terraço, onde o terreno forma suave depressão topográfica.

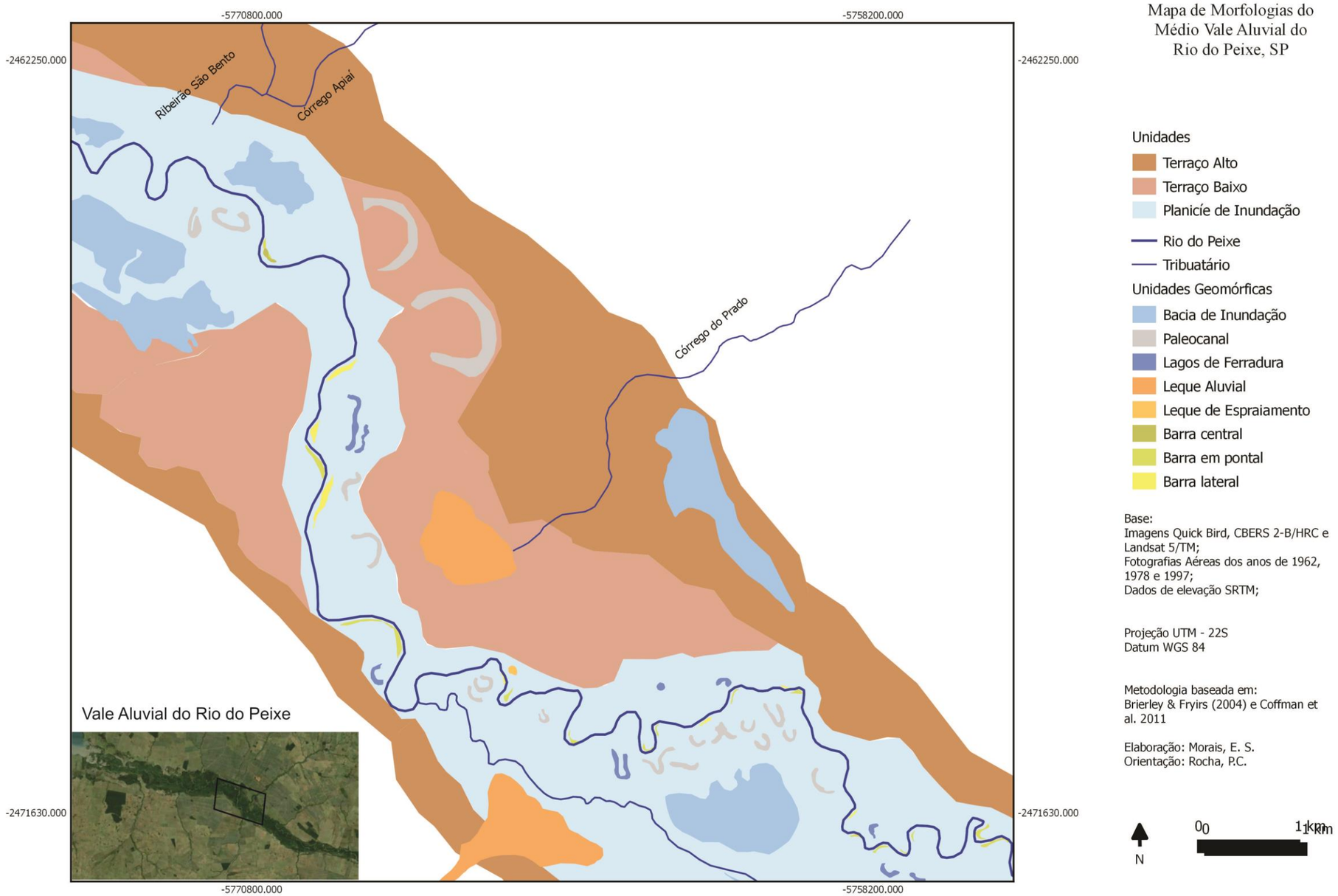


Figura 20. Mapa de morfologias do Médio Vale Aluvial do rio do Peixe

O Baixo Vale Aluvial (BVA) do rio do Peixe compreende os 19 km, desde os limites dos municípios de Panorama e Caiuá, onde o canal passa a fluir em orientação no sentido E-O até o início do remanso formado pelo reservatório Eng. Sérgio Motta no rio Paraná que foi inundado 12 km à montante da foz (Figura 22).

Os terraços fluviais tornam-se mais expressivos no BVA com o aumento da área dessas morfologias em direção ao rio Paraná. Do mesmo modo, também se observa que o contato entre os patamares tona-se mais evidente. Ao longo desse compartimento, há maior continuidade do Terraço Alto com largura de até 2,5 km e cicatrizes características de abandonos do canal.

De forma similar, a morfologia do Terraço Baixo também progride em direção ao rio Paraná, entretanto, isto ocorre de modo descontínuo, principalmente na margem esquerda. Nessa unidade, há ao menos três paleocanais representativos da dinâmica meandrante, similares àqueles descritos no compartimento do Médio Vale Aluvial. Também nota-se que estes paleocanais ocorrem na margem direita e possuem medidas compatíveis com o curso fluvial atual. Entretanto, nesse compartimento, estas unidades distam até 1 km do canal atual.

A planície de inundação no Baixo Vale Aluvial (Figura 21) amplia-se novamente, como no Alto Vale Aluvial, alcançando as maiores extensões (3.400m) e a maior variabilidade da largura da planície, com segmentos estreitos (708 m). Deste modo, o fluxo das cheias alcança as maiores proporções, potencializando a diversidade de áreas úmidas e os processos de conectividade nas unidades geomórficas. Os paleocanais, lagos em ferradura e bacias de inundação ocorrem em maior quantidade neste compartimento. Nas cheias (Figura 21), as bacias de inundação se constituem em extensas áreas alagadas que se conectam às adjacências do cinturão de meandros do rio do Peixe.

Com relação aos paleocanais e lagos em ferradura, constatou-se que em direção à jusante os abandonos dos meandros sugerem maior capacidade de manutenção de ambientes lênticos. Entre os anos de 1962, 1978, 1997 e 2008, foi possível observar quantidades similares de paleocanais ao longo desse compartimento, com o registro médio de 10 unidades para cada quilometro do canal. Por outro lado, notou-se que há o aumento de lagos em ferradura em direção à jusante neste compartimento. Pois, no início deste compartimento (a montante) encontraram-se, em média, cinco lagos em ferradura a cada quilômetro. Já próximo à foz com o rio Paraná, houve aumento para 15 lagos em ferradura, em média, para cada quilômetro.

A concentração dessas unidades geomórficas é favorecida pela maior largura da planície, a proximidade com o nível de base e o seu aumento recente, ocasionado pela instalação do reservatório Eng. Sérgio Mota no rio Paraná em 1998, que inundou a foz do rio do Peixe. Do mesmo modo, estas características também conferem às bacias de inundação maior extensão nesse compartimento, o que representa importante relevância por atuarem como propulsoras iniciais da inundação na planície. Tais características fizeram com que este compartimento exemplificasse melhor esse tipo de área úmida, cujo constante retrabalhamento das cheias gera forma obliterada e assimétrica com as extensas áreas periodicamente alagadas (Figura 21).

A representativa porção de áreas úmidas no Baixo Vale Aluvial também é corroborada pela contribuição dos tributários. Todas as drenagens nesse compartimento desaguam na planície ou terraços e não formam confluência com o canal fluvial. Em dois desses tributários, ambos na margem direita, ao fluírem da superfície do Terraço Alto para o Terraço Baixo, formam leques aluviais na planície.



Figura 21. Baixo Vale Aluvial do rio do Peixe (Disponível em:http://www.panoramio.com/user/5555326) em cheia no dia 29/01/2011 com registro de vazão diária de 129,25 m^3/s. Nesta porção a área está sobre influência do remanso do reservatório no rio Paraná. Nota-se que a faixa de meandros torna-se mais estreita ao passo que as bacias de inundação ocupam áreas mais extensas.

No Baixo Vale Aluvial, observou-se que as barras fluviais ocorrem em menores proporções que no Alto Vale Aluvial, compartimento que possui extensão aproximada e sinuosidade similar do canal. Entretanto, no Baixo Vale Aluvial ocorrem predominantemente barras em pontal, principalmente com decréscimo em direção à jusante do compartimento, enquanto que as barras laterais, ao contrário do Médio Vale Aluvial, são raras.

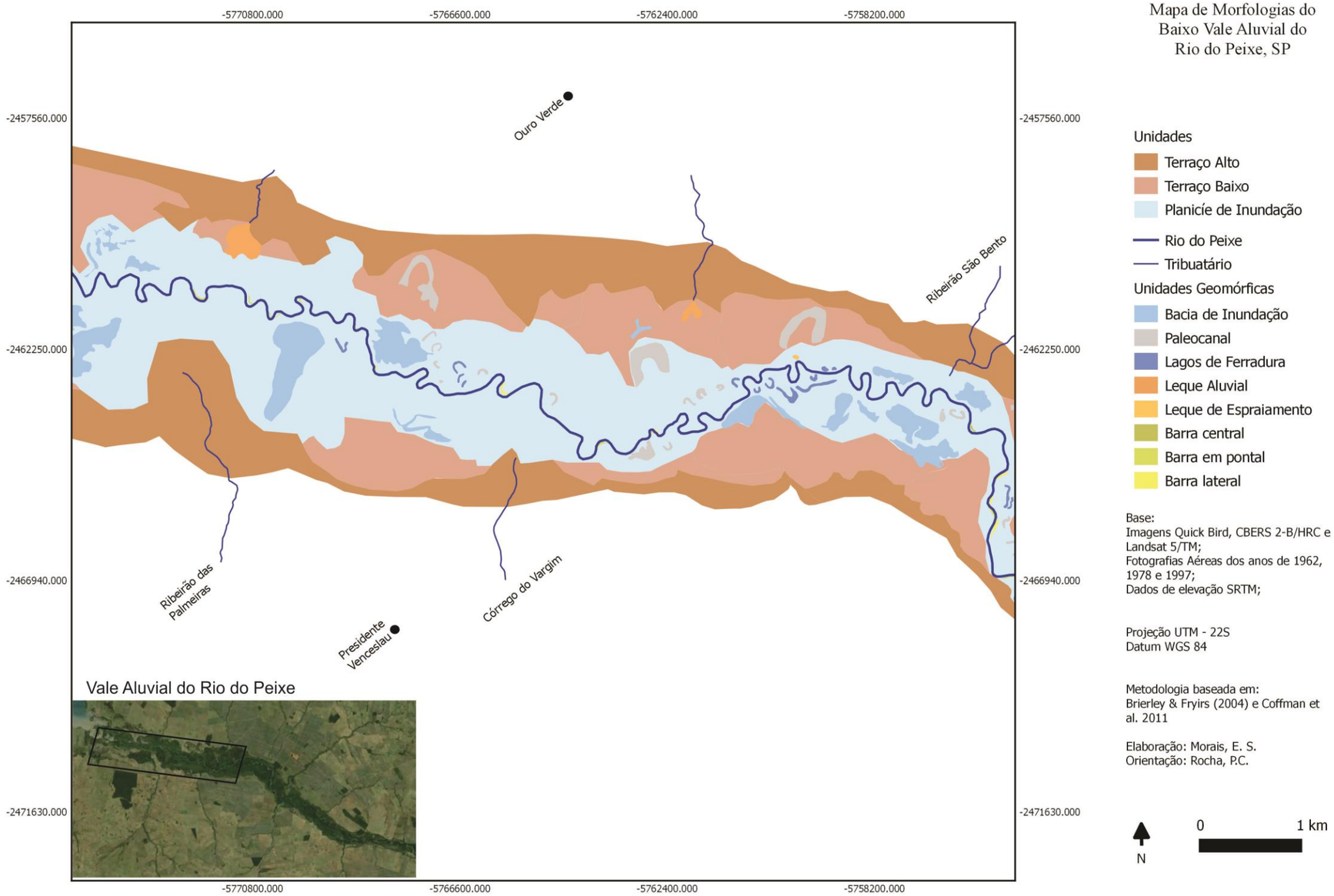


Figura 22. Mapa de morfologias do Baixo Vale Aluvial do rio do Peixe

4.3.4 Discussão - Descontinuidade Fluvial e as Evidências Neotectônicas

A descontinuidade fluvial com o estreitamento da planície de inundação, que caracteriza o Médio Vale Aluvial, é a mudança na paisagem do vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe mais expressiva. Deste modo são endereçadas aqui evidências sobre a causa que exerceu o controle na paisagem fluvial e, que resultou na descontinuidade da planície de inundação.

Preliminarmente, atividades neotectônicas têm sido reconhecidas como um dos principais fatores na esculturação do relevo na bacia hidrográfica do rio do Peixe (cf. Etchebehere et al. 2004, 2005). O soerguimento de áreas desta bacia hidrográfica foi apontado por Etchebehere et al. (2004) em investigação de anomalias do rio do Peixe. As áreas identificadas por estes autores não compreendem as proximidades do Médio Vale Aluvial do rio do Peixe, porém, somente a presença de tal comportamento já se torna relevante, visto a escala utilizada por Etchebehere et al. op cit., na qual as aferições ocorreram no âmbito da bacia hidrográfica.

Inicialmente, nota-se que há duas falhas na abrangência da bacia hidrográfica do rio do Peixe (Figura 23). Perrota et al. (2005), na elaboração do mapa geológico do estado de São Paulo, identificaram: a falha encoberta que acompanha parte do traçado do rio do Peixe e a falha postulada, justamente seguindo o canal do córrego do Prado. Este córrego é o único tributário que desagua neste compartimento e a formação de um leque aluvial também compreendem a explicação da descontinuidade fluvial. O reconhecimento desta última falha acompanhando o traçado deste córrego ressalta a relevância do controle morfotectônico nas imediações do Médio Vale Aluvial e ajuda a elucidar o controle que originou a descontinuidade fluvial.

Demais evidências de movimentos neotectônicos nesta porção do vale aluvial podem ser encontradas com os estudos de anomalias na rede de drenagem da bacia

hidrográfica do rio do Peixe. Com a aplicação do índice RDE (Relação Declividade-Extensão) na análise de tributários por Etchbehere et al. (2006), os setores anômalos foram classificados entre 1° e 2° ordem, de modo que as ordens representam o grau de deformação decrescente. A porção em que se insere o vale aluvial possui, de acordo com o estudo destes autores, as menores concentrações de anomalias. Entretanto, a única anomalia encontrada próxima ao vale aluvial refere-se ao córrego do Prado (Figura 23) que, como exposto, deságua e forma um leque aluvial no compartimento do Médio Vale Aluvial.

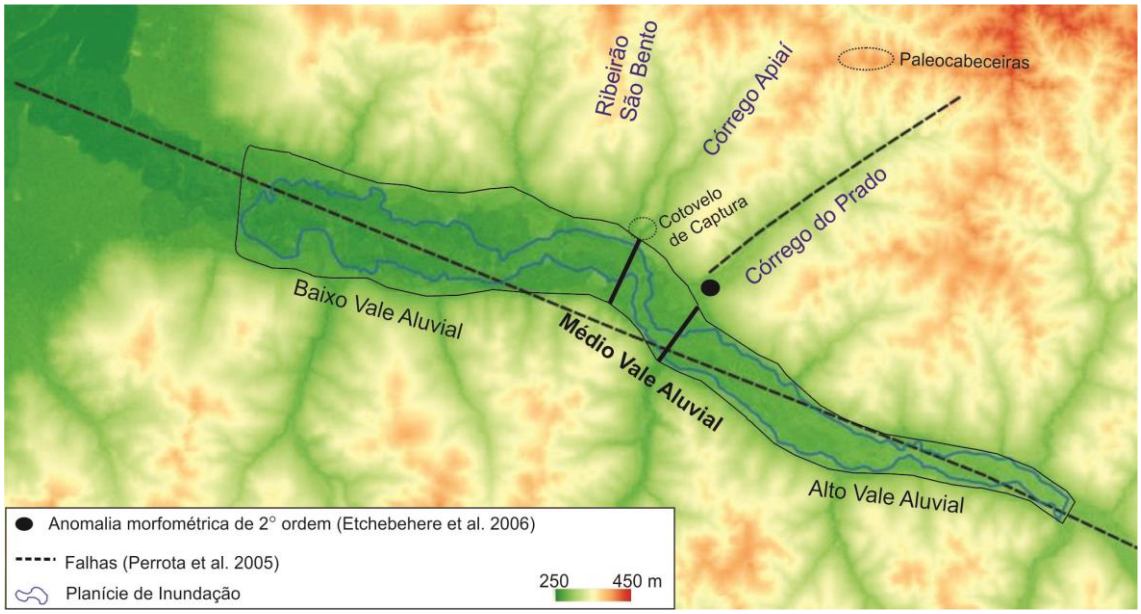


Figura 23. Hipsometria com compartimentos, delimitação da planície de inundação, falhas e a anomalia no córrego do Prado. Nota-se que a disposição da falha acompanha o trajeto do córrego do Prado, onde foram encontradas paleocabeceiras e cotovelo de drenagem no curso adjacente. Já a única anomalia nesta região do rio do Peixe realça os sinais de eventos neotectônicos acometidos na área.

Adicionalmente, a interpretação de morfologias associadas à bacia hidrográfica, que forma o leque aluvial do córrego do Prado, e as bacias dos córregos Apiaí e ribeirão São Bento colaboram com as evidências de mudanças ambientais que modelaram o relevo desse compartimento. Próximo das nascentes do córrego do Prado e adjacente ao interflúvio dessa bacia hidrográfica foram observados feições erosivas que mantém áreas úmidas com morfologia distinta. Estas áreas possuem morfologias típicas de

cabeceiras de drenagem dessa região, com nascentes que convergem para a formação de único canal (Figura 24. A e B). Porém, nota-se que tais feições ocorrem do lado oposto do interflúvio do córrego do Prado, de modo que, estas cabeceiras de drenagem na bacia hidrográfica do córrego das Marrequinhas mantém morfologia invertida (Figura 24. C), daquela comumente encontrada na região. Tais características sugerem que essas feições sejam paleocabeceiras do córrego do Prado.

Similar às evidências dessa paleodrenagem, também foram identificados demais sinais de mudanças nos canais das bacias hidrográficas adjacentes ao córrego do Prado. Essa outra evidência baseia-se na captura de drenagem em canal limítrofe da margem direita do córrego do Prado (Figura 24. D e E). A avaliação do sistema de drenagem do córrego Apiaí, já próximo ao vale aluvial do rio do Peixe, sugere que este curso foi capturado pelo ribeirão São Bento. Ocorrências de capturas de drenagem em cursos do alto rio Paraná foram reportadas por Justus (1986), inclusive com indicação deste tipo de processo no rio Aguapeí, que é limítrofe ao rio do Peixe.

O cotovelo de captura (Bishop, 1995; Oliveira, 2010) pode ser observado nitidamente na junção dos córregos Apiaí e o ribeirão São Bento (Figura 24. D), onde o córrego Apiaí mudou bruscamente sua direção e forma um ângulo de 90 graus (Figura 24. D e E). Ademais, os dados SRTM possibilitaram identificar o antigo vale e a paleodrenagem do córrego Apiaí, que caracterizam o pretérito escoamento desse canal e reforçam a existência dessa captura fluvial (Figura 24. E). Tais informações são ainda corroboradas pela presença de áreas úmidas, observadas com imagens Landsat 5, que remontam o abandono da rede de drenagem do córrego Apiaí.

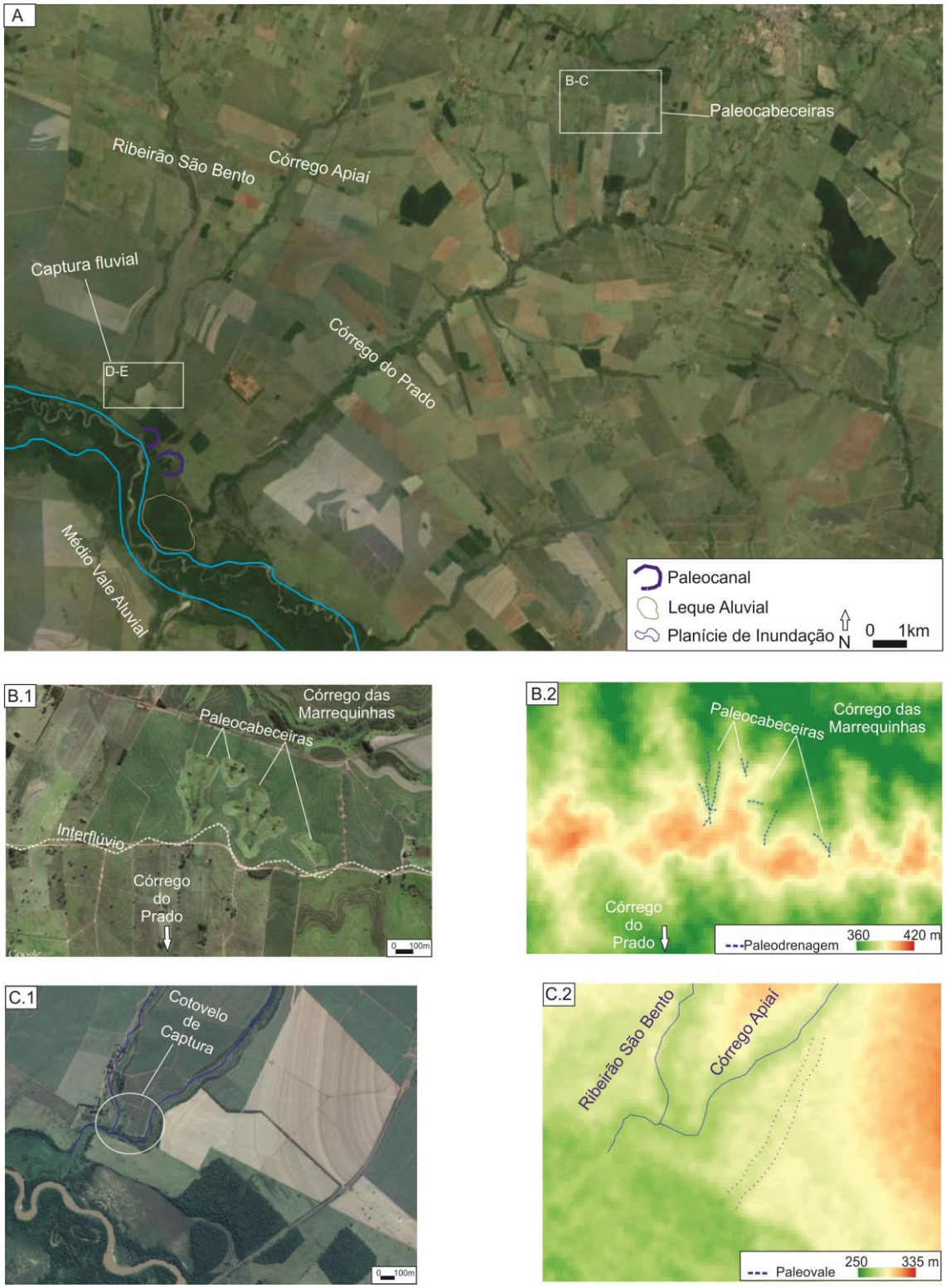


Figura 24. (A) Médio Vale Aluvial e os locais das paleocabeceiras e da captura fluvial, (B.1) morfologia das cabeceiras, (B.2) disposição na bacia limítrofe e topografia dessas feições. (C. 1) Cotovelo de captura dos córregos do Padro e Apiaí e (C.2) paleta hipsométrica de dados SRTM sugere paleovale que escoava o fluxo anterior a captura do córrego Apiaí.

As evidências encontradas neste estudo, paleocabeceiras e a captura fluvial, são interpretadas como demais vestígios de eventos neotectônicos que determinaram a descontinuidade fluvial. O desarranjo no sistema de drenagem do córrego do Prado com as cabeceiras de drenagem abandonadas sugere o soerguimento das vertentes desse tributário do rio do Peixe. Do mesmo modo que a captura do canal também é interpretada como resultado desse movimento ascendente, onde a bacia do córrego Apiaí foi comprimida, e houve a migração lateral para a margem direita, que por sua vez favoreceu a captura do ribeirão São Bento. A falha reconhecida preliminarmente por Perrota et al. (2005) reforça a existência desse movimento ascendente com reflexo nas formas e processos do sistema fluvial. Ademais, Etchebehere (2005), ao propor compartimentos morfoestruturais para a bacia hidrográfica, salientaram a assimetria das bacias hidrográficas dos tributários no baixo curso, bem como a existência de basculamento de blocos.

A presença de um leque aluvial e o aumento das superfícies dos terraços com paleocanais, também enaltecem a ocorrência de atividade neotectônica como responsável pela descontinuidade fluvial (Figura 24.A). Compreende-se que esse tipo de evento favorece o aumento das taxas erosivas na bacia hidrográfica, e, portanto, o leque aluvial seja consequência desse soerguimento na bacia do córrego do Prado. Ademais, notou-se que ambos os níveis de terraços são mais largos na margem direita, onde está presente o leque aluvial. A manutenção da largura do terraço deve-se á erosão e às mudanças do canal em direção à margem esquerda.

A conotação de morfogênese deste leque aluvial com motivação tectônica tem especial relevância, por este tipo de unidade geomórfica estar associada principalmente a impactos antrópicos no rio do Peixe. Sendo descritos por Etchbehere (2000) como leques aluviais hodiernos, similar ao entendimento de Brannstrom & Oliveira (2000)

que atribuem a formação destas unidades ao estoque de sedimentos decorrente dos intensos ciclos de uso do solo na bacia hidrográfica. Ainda assim, ressalta-se que no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe, coexistem leques aluviais que possuem formação exclusivamente devido ao uso do solo, similar ao apontado pelos autores supracitados e explicitado no Capítulo 4.2.

Em perspectiva regional, estendida a calha do rio do Paraná, a formação de tais unidades geomórficas controladas por atividades neotectônica abrange respaldo similar (Jabur, 1992; Stevaux, 1993; Santos, 1998), em que os leques aluviais são associados ao desnível topográfico gerado por falhas que marcam limites discordantes e os basculamentos de blocos (Souza Filho, 1993). Do mesmo modo, em tributários de porte similar ao rio do Peixe, como no rio Ivinhema, as zonas de falhas, particularmente associadas pelos lineamentos NE-SW, controlam o desenvolvimento de blocos rotacionais que sustentam a formação de leques aluviais (Fortes et al. 2005). Enquanto que, no rio Ivaí, lineamentos também com mesma direção sugerem o controle morfotectônico no leque aluvial do córrego Dourado (Morais, 2010).

As implicações morfotectônicas, além de abrangerem a formação do leque aluvial, também elucidam os aspectos geomorfológicos do Médio Vale Aluvial. Sobre os depósitos do Terraço Alto notam-se cicatrizes de meandros com morfologia distinta preservando área úmida. Já no Terraço Baixo a morfologia do canal abandonado ocorre ainda mais preservada, com o registro de dois paleocanais notáveis (Figura 24). Datações de ^{14}C, que compõe o capítulo seguinte desta tese, foram realizadas nestas unidades que se situam em amplitude topográfica similar (273-275m). As idades dos depósitos indicaram que os abandonos do canal ocorreram ainda no Holoceno Tardio.

Deste modo, entende-se que o canal do rio do Peixe, devido ao soerguimento na margem direita (córrego do Prado), teve a migração direcionada para a margem

esquerda no Holoceno Tardio. Com isso, o canal teve sua atividade erosiva reduzida nos depósitos dos Terraços Alto e Baixo da margem direita desse compartimento. Sendo, portanto, o motivo de tais terraços preservarem as maiores áreas nessa margem, e resultando, consequentemente, na descontinuidade da planície de inundação que caracteriza o compartimento do Médio Vale Aluvial do rio do Peixe.

Outra questão é que, a subsidência aferida para o vale aluvial do rio do Peixe, baseada em indícios da porção da foz (Etchbehere et al. 2005) deve ser reconsiderada, diante de evidências de movimentações recentes com áreas soerguidas. Tais causas constituem notáveis indícios para a o estreitamento da planície de inundação e associam-se à mudança de orientação do canal, além de denotarem direta relação com o aumento da largura dos terraços e a formação de leque aluvial no córrego do Prado. Isso demonstra que elucidações sobre o modelado presente nas vertentes e no vale fluvial devem ser inter-relacionadas para interpretação dos processos e formas que acometem a planície de inundação e o canal fluvial.

4.3.5 Considerações Finais e Conclusões

Com relação à técnica empregada neste estudo, a medição automática da largura da planície proposta aqui demonstrou ser eficiente para a aferição morfométrica, com potencial utilidade para outras unidades geomórficas, como terraços e canais. Além de, principalmente, servir como eficiente mecanismo para avaliação de áreas extensas, possibilitando o processamento de uma grande quantidade de dados, na qual a medição manual da largura da planície torna-se uma tarefa muito morosa. Entretanto, deve ser observada a ocorrência de inconsistências, tais como: medições imprecisas, estimadas em 15% do total de pontos, e locais ausentes nos quais as medições não são

computadas. Em ambos os casos, a inconsistência pode ser facilmente suprimida, respectivamente, com a eliminação e a inserção manual dos vetores.

Do ponto de vista da proposta teórico-metodológica deste estudo, em que a compartimentação foi baseada na avaliação da largura da planície e orientação do canal, os resultados alcançados demonstraram-se satisfatórios. Notou se nos compartimentos delimitados a homogeneidade de aspectos geomorfológicos, consequentemente tornou-os segmentos distintivos do vale aluvial. Ademais, ressalta-se que a evidência de neotectônica foi suscitada com uso da morfometria da planície de inundação. A utilização da geometria da planície, ou mesmo outros aspectos morfométricos da planície ainda são pouco explorados, principalmente em comparação com o uso da morfometria para a investigação de mudanças recentes do canal, por exemplo.

As variações no tamanho e geometria de unidades geomórficas, como os terraços, permitiram evidenciar aspectos da geomorfologia do vale aluvial. As formas e processos associados denotam maior energia no compartimento do Alto Vale Aluvial, onde há menores fragmentos do Terraço Baixo, ocorrência de leques de espraiamento e acentuado processo de avulsão gerando o canal secundário. Apesar disso, estudos com variação do gradiente, e particularmente da energia ao longo do canal (*specific stream power*) deverão elucidar detalhes dos aspectos hidrodinâmicos atuais no vale aluvial. O aumento da largura da planície de inundação no Alto Vale Aluvial e a reocupação de paleocanais e lagos são fatores desencadeadores do processo de avulsão nesse compartimento.

A descontinuidade da planície de inundação no Médio Vale Aluvial não interfere na dinâmica de mobilidade do canal, pois foi constatada a formação de lagos e paleocanais com a variação da sinuosidade entre 1962 e 2008. Entretanto, essa diminuição da largura da planície de inundação inibiu a formação de extensas bacias de

inundação, como encontrado em outros compartimentos. Por fim, no compartimento do Baixo Vale Aluvial, notou-se a maior propagação dos eventos de cheia na planície de inundação.

Evidências levantadas neste estudo, como o leque aluvial, paleocabeceiras, captura de drenagem e a idade de paleocanais, conjunto ao histórico de demais sinais reportados na literatura, como falhas e anomalias, sugerem que a descontinuidade fluvial da planície e a mudança de orientação do canal, que caracteriza o Médio Vale Aluvial, correspondem ao controle neotectônico na paisagem fluvial.

As avaliações das unidades geomórficas e as delimitações propostas para os compartimentos fornecem diretrizes substanciais para futuras investigações. Dentre as quais, o papel da distribuição de áreas úmidas com relação às interações ecológicas, orientação do manejo e da gestão da unidade de conservação do Parque Estadual do rio do Peixe. Além destas informações também compreenderem importante base para o avanço nos estudos sobre a evolução geomorfológica do vale aluvial.

4.4 EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DO RIO DO PEIXE DURANTE O HOLOCENO

4.4.1 Introdução

Terraços possuem ocorrência global e registram, frequentemente, mudanças na carga de sedimentos e vazão dos sistemas fluviais. Tais morfologias são caracterizadas por áreas relativamente planas, formadas com o abandono da planície de inundação e do canal e, raramente, estão sujeitas a eventos catastróficos de cheias (Moody & Meady, 2008; Cheetham et al. 2010). Os terraços podem ser diferenciados entre as morfologias deposicionais e erosivas, que respectivamente referem-se, às unidades formadas com a incisão fluvial nos depósitos da planície e os terraços que são nivelados com a erosão lateral do canal (Harden, 2004).

Já as planícies de inundação são definidas pela área adjacente ao canal, relativamente plana e esculpida por processos erosivos e deposicionais do regime hidroclimatológico atual. Essas áreas são produtos da combinação complexa de fatores ambientais, tais como a energia do canal e o tipo de sedimentos. Portanto, essa interação pode modelar diversas morfologias, agrupadas, em maioria, em três ordens de planícies de inundação, com: (1) energia elevada e aluviões não-coesivos, (2) energia média e aluviões não coesivos e (3) energia baixa e aluviões coesivos (Nanson & Crooke, 1992).

No interior das planícies de inundação, mais comumente, estão presentes paleocanais, lagos em ferradura e bacias de inundação, que são unidades geomórficas que representam distintos estágios do abandono do canal. O preenchimento dessas unidades em rios meandrantes está intimamente relacionado à distância, ângulo de entroncamento e à conectividade com os fluxos de cheia, que por sua vez controlam a variação de energia no transporte de sedimentos para a agradação vertical (Fisk, 1947;

Piégay et al. 2008; Citério & Piégay, 2009; Phillips, 2011; Hudson et al. 2013). Particularmente, nesse padrão de canal, o preenchimento do canal abandonado, sumariamente, pode ser compreendido entre dois estágios: o transicional, com a atividade deposicional característica das fases de abandono, e o desconectado, com deposições decorridas de fluxos de cheia após o completo abandono da feição (Tonen et al. 2012).

Com o estudo dos depósitos que compõem a planície de inundação e o terraço, as camadas deposicionais podem revelar, por exemplo, como ocorreram as fases do abandono do canal, as feições associadas a este processo e a capacidade de transporte do canal (Miall, 1977; Houben, 2007; Santos, 2007). A interpretação desses aspectos sedimentares podem ainda corroborar para evidenciar características do regime paleohidrológico, principalmente, quando associado ao estudo geocronológico dos sedimentos. Portanto, a descrição faciológica combinada com datações, por radiocarbono e por luminescência opticamente estimulada, tornam-se ferramentas eficientes para se decifrar a história fluvial (Walling, 2002; Stevaux & Souza, 2004; Santos, 2007; Houben, 2007; Sancho et al. 2008; Damm & Hagedorn, 2010).

Estudos que incluem esse tipo de aplicação, da sedimentologia e da geocronologia, têm demonstrado que durante o Holoceno o continente sul americano esteve exposto a intensas mudanças climáticas (Jerardino, 1995; Stevaux, 2000; Stríkis et al. 2011; Wainer et al. 2014). O período, que abrange os últimos 11,7 mil anos, é amplamente discutido com base em suas subdivisões, apesar destas ainda serem informais. Walker et al. (2012), recentemente, apresentaram proposta para formalizar a subdivisão em épocas do Holoceno. Segundo os autores, o Holoceno Recente estende-se até 8,2 mil anos, enquanto que o Holoceno Médio entre 8,2 e 4,2 mil anos e o Holoceno Tardio abrange os últimos 4,2 mil anos.

No Brasil, os sistemas fluviais, por intermédio das formas e processos, demonstram repercussões notáveis de movimentos tectônicos e mudanças climáticas durante o Holoceno (Latrubesse & Franzinelli, 2002; Jeske-Pieruschka & Behling, 2011; McGlue et al. 2012; Rossetti, 2014). Na calha do alto rio Paraná, mudanças no ambiente fluvial são documentadas ao longo de todas as épocas do Holoceno (Stevaux, 1993; Souza Filho, 1993; Santos; 1997). Instabilidades climáticas nesse período com a distinção de períodos secos e úmidos resultaram em intenso retrabalhamento fluvial, por exemplo, com a construção de leques aluviais e a formação de terraços colúvio-aluviais (Jabur, 1992; Stevaux, 1993).

Com relação aos tributários inseridos na bacia do alto rio Paraná, atenta-se especialmente, para os registros preservados nos vales dos rios meandrantes: Ivaí, Ivinhema, Mogi-Guaçu e Peixe. No rio Ivinhema, o estudo de Fortes et al. (2005) documentou controle tectônico no desenvolvimento dos terraços e leques aluviais, porém também associaram a essas mudanças a contribuição do aumento pluvial durante a passagem do Holoceno Recente para o Médio. No rio Ivaí, um leque aluvial do Holoceno Tárdio, próximo à confluência com o rio Paraná, foi relacionado ao período mais seco que o atual, em que houve o incremento de sedimentos, devido à concentração de fluxo em desnível controlado por falha (Morais, 2010).

Já em tributários da bacia do alto Paraná do estado de São Paulo, a reconstituição paleoambiental de Celarino et al. (2013) valeu-se de geocronologia, palinologia e pedologia para sistematizar as evoluções do rio Mogi-Guaçu. Nesse estudo, foi identificado entre o Holoceno Recente e o Tardio, alternância de períodos, respectivamente, seco e úmido. O intervalo amplo foi associado pelos autores como causa do processo de incisão fluvial que culminou na formação do terraço inferior do rio Mogi-Guaçu.

Terraços também são conhecidos no rio do Peixe. Os estudos de Etchebehere (2000) e Etchebehere et al. (2003; 2005; 2006) são notáveis contribuições sobre a influência neotectônica no desenvolvimento dessas morfologias. Porém, a idade e a descrição dos depósitos foram obtidas somente no alto curso deste rio, onde a formação destas unidades é atribuída ao Pleistoceno Tardio. Ademais, Etchebhere (2000) suspeita, com inferência em artefatos indígenas, que o recobrimento coluvial sobre os terraços tenha sido depositado a partir do Holoceno Médio. Abordagens regionais sobre os depósitos de colúvio da bacia do alto rio Paraná, com amostras da bacia hidrográfica do rio do Peixe, reforçam essa hipótese com a identificação de depósitos em amplo intervalo de 220 a 6 mil anos (Sallun & Suguio, 2012).

Os depósitos aluviais no rio do Peixe possuem maior ocorrência em seu baixo curso (Perrota et al. 2005), onde nota-se nos 40 km finais até a sua foz, canal com elevada sinuosidade, ladeado por níveis de terraços e ampla planície de inundação, com a presença de lagos em ferradura e paleocanais. Estas características deste segmento favorecem o registro da gênese de processos e formas fluviais bem como preserva características dos principais fatores que possam ter controlado a formação da paisagem. Deste modo, este estudo teve por objetivo à análise da sedimentologia e geocronologia de unidades geomórficas da planície de inundação e dos níveis de terraços para elucidar a evolução geomorfológica deste rio durante o Holoceno. Também se buscou compreender as características das mudanças do canal e a intepretação dos fatores que controlaram a formação colúvio-aluvial do terraço baixo.

4.4.2 Materiais e Métodos

As análises deste capítulo foram realizadas no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe, caracterizado no Capítulo 4.1. A Figura 25 ilustra os depósitos estudados, que

compreendem: a cobertura superficial (50 cm) do Terraço Alto e Baixo (T1, T2 e T3) situados no compartimento do Baixo Vale Aluvial; paleocanais (P1, P2 e P3) contidos no Terraço Baixo dos compartimentos do Médio e Baixo Vale Aluvial; e bacias de inundação (BI 1 e BI 2) da planície de inundação do compartimento do Baixo Vale Aluvial.

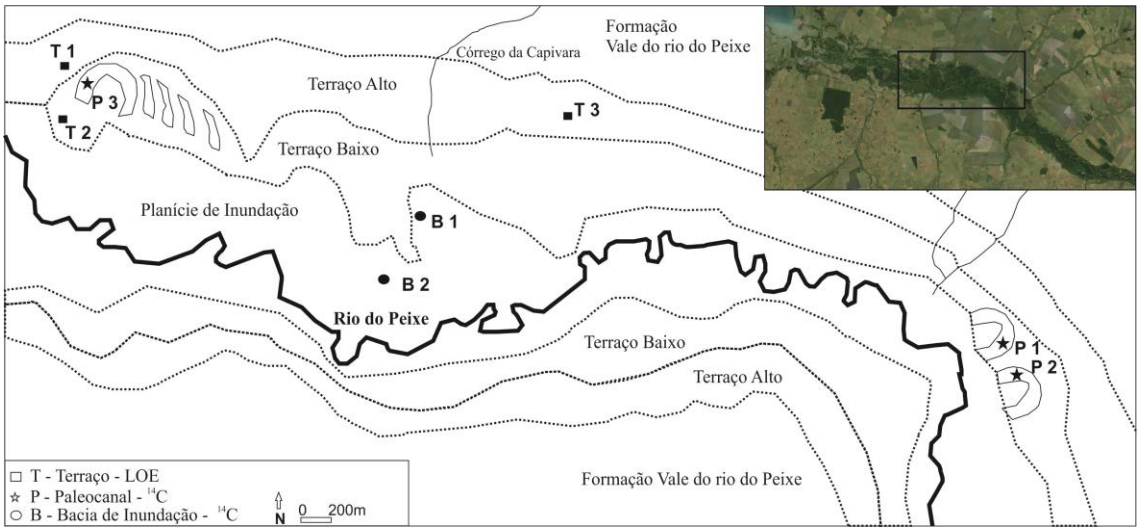


Figura 25. Locais amostrais representativos das unidades geomórficas para análises sedimentológicas e geocronológicas.

O estudo sobre a evolução do vale aluvial do rio do Peixe foi baseado em análises de sedimentologia e geocronologia. Com o propósito de analisar os depósitos superficiais dos terraços do rio do Peixe, a descrição limitou-se à profundidade das escavações para a coleta de datação, neste caso estabelecida em 50 cm. Já nas demais unidades geomórficas de paleocanais e bacias de inudação foram coletados e analisados perfis sedimentares com base em cinco sondagens com alcance até 3,1 m realizadas com uso de vibrocore.

O equipamento denonimado vibrocore possui ampla utilização em estudos no rio Paraná (Stevaux, 1993, Santos, 1997, Morais, 2010) e compreende o conjunto de motor, mangote (Figura 26. A), suporte e talha (Figura 26. B). Com o uso do mangote conectado ao motor vibra-se o tubo de alumínio de 6 m de comprimento e 5 cm de

bitola para a penetração nos depósitos. A retirada do tubo com os materiais é realizada com uso de talha e suporte.

A interpretação da classificação de fácies nos perfis sedimentares amostrados foi fundamentada no registro estratigráfico, englobando a litologia, estrutura sedimentar e o tipo de contato entre fácies. Posteriormente, a aglomeração de fácies referente ao mesmo ambiente deposicional foi reconhecida como associação faciológica. Tal abordagem é similar à modificações empregadas na bacia do alto rio Paraná por Santos (1997), Etchebehere (2003) e Stevaux & Souza (2004) no sistema de classificação de fácies proposto por Miall (1977).

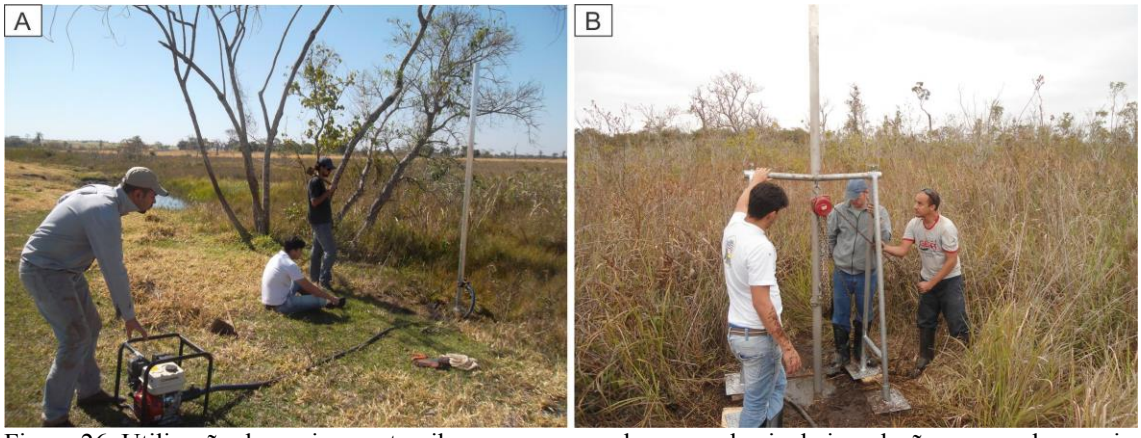


Figura 26. Utilização do equipamento vibrocore para sondagens na bacia de inundação e nos paleocanais. A- Testemunho de alumínio ligado por mangote a um motor que por vibração faz com que perfure os depósitos sedimentares; B – Retirada do testemunho por talha com base de apoio em cavalete.

Nos perfis sedimentares, foram realizadas análises granulométricas, mensurando-se o percentual de areia média, fina e lama, sendo esta última fração granulométrica composta pelos tamanhos argila e silte. Também foram identificadas as colorações para as fácies com uso da tabela Mussel®, assim como reportado a presença de matéria orgânica. As informações coletadas possibilitaram a interpretação de condições paleohidrológicas e a contextualização dos processos e das formas no vale aluvial do rio do Peixe.

As idades das unidades geomórficas foram aferidas com radiocarbono (^{14}C) nos depósitos com maior concentração de matéria orgânica, e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) nas amostras com frações arenosas. Para a investigação da geocronologia da cobertura superficial dos terraços no baixo curso do rio do Peixe foram utilizadas 3 análises por LOE. Esse tipo de datação tem ampla utilização na cronologia de depósitos de terraços do rio Paraná (Stevaux, 1993; Fortes et al. 2005; Morais et al. 2010).

Todas as amostras de terraço foram coletadas em trincheiras na profundidade de 50 cm, nas quais um cano de 30 cm de comprimento e 5 cm de bitola foi inserido na horizontal para extração do material, resguardando-se durante o procedimento e armazenando para se evitar a incidêcia da luz solar (Figura 27). O material coletado foi enviado para o laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviço Ltda de São Paulo.



Figura 27. Coleta de amostra no Terraço Alto (T1) para datação por LOE.

O método utilizado para datação por LOE foi baseado no procedimentos de Walling et al. (2000). Nas amostras de LOE foram analisados os grãos de quartzo e

feldspato com intervalo granulométrico entre 100 e 160μm, no total de 7mg (aproximadamente 35 graõs) para cada análise. O protocolo SAR (cf. Wintle & Murray, 2006) foi utilizado com aplicação de 15 alíquotas, ou seja 15 curvas de calibração, para se determinar a idade média das amostras.

As idades investigadas em paleocanais e na bacia de inundações foram obtidas com datação de ^{14}C. Nas referidas unidades geomórficas foram realizadas 7 análises em amostras coletadas ao longo do perfil faciológico e enviadas para o laboratório da Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory, Florida, EUA. As amostras foram processadas com espectometria de massa em acelerador de partículas (*AMS*). A idade fornecida compreende a idade convencional de radiocarbono que se trata da data calibrada para o ano de 1950 e o intervalo de idade de cada amostra calibrada para o calendário atual (cal.), sendo este último utilizado para apresentação dos resultados. Nas coletas realizadas para datação com ^{14}C, como nas amostras direcionadas a datação de LOE, procedeu-se com a identificação da amostra, caracterização do entorno e localização do local com uso de GPS de navegação.

4.4.3 Resultados

4.4.3.1 Descrição de depósitos e fácies sedimentares

Inicialmente, observou-se a diferença entre o recobrimento Terraço Alto e Baixo, respectivamente, nos pontos T1 e T2 (Figura 25). Os depósitos do Terraço Alto (T 1) se consistituem de areia média de cor branca a cinza claro, bioturbados nos 20 cm do topo e estrutura maciça. Já no Terraço Baixo (T2) notou-se preenchimento similar, exceto pela presença marcante de lentes de cor cinza escuro, dispostas em plano horizontal, formadas por finos e que alcançam 6 cm de espessura. Adicionalmente,

notou-se que os depósitos do Terraço Alto (T3) demonstram homogêneidade, com caracteristicas equivalentes às elencadas acima ao T1, exceto pelo recobrimento de aproximadamente 8 cm de camada superficial arenosa fina de cor vermelha.

Com relação ao estudo dos paleocanais (unidade Terraço Baixo) e da bacia de inundação (unidade Planície de Inundação) (Figura 25), foram identificadas nove fácies sedimentares, apresentadas e caracterizadas na Figura 28 e Tabela 2. A interpretação destas camadas deposicionais deu origem a três associações de fácies que correspondem ao ambiente deposicional de unidades geomórficas do vale aluvial do rio do Peixe.

A **Associação de Fácies de Canal (AFC)** é formada por depósitos de areia média com ocorrência de clastos (Smg), com granodecrescência acendente, inicialmente com o preenchimento de areia média de estratificação plana (Sp) que procede para a fácies formada pelo preeenchimento maciço de areia fina (Sm). A associação faciológica apresenta topo com contatos gradual ou abrupto. No primeiro caso, esta associação é precedida por fácies referentes a depósitos de barras em pontal (AFBP), indicando gradual abandono do canal. E, no segundo caso, o contato desta associação ocorre com os depósitos da planície de inundação (AFPI), o que indica mudanças abruptas do canal (migração ou avulsão).



Figura 28. Fácies da planície de inundação e de paleocanais do vale aluvial do rio do Peixe.

Tabela 2. Descrição de fácies em depósitos do vale aluvial do rio do Peixe adaptado de Miall (1977).

Fácies	Descrição
Fmo	Lama maciça com elevada concentração de matéria orgânica, cor negra (10 yr 2/1, 3/1)
Fl	Lama com laminação paralela com concentração de matéria orgânica com cor cinza a cinza escuro (2,5 y 5/1)
Fm	Lama maciça de matriz argilosa com até 40% de areia fina, com ocorrências de nódulos de ferro e cor cinza claro (2,5 y/r 7/1, 5 yr 5/1; 7,5 yr 7/1; 10 R 5/1)
Smo	Areia fina maciça com granodecrescência de argila e silte, de cor cinza escura a negra (7,5 y R 3/1)
Sm	Areia fina a média maciça, cores branca, amarela e cinza (2,5 yr 5/1, 7/2, 5 y R 6/2, 7/1; 10 y R 6/1)
Sp	Areia média com laminações plano horizontal, cores branca, amarelo e vermelho (5 yr 6/3, 6/8, 7/1) e a ocorrência pontual de mosqueamento e nódulos de matéria orgânica.
Smc	Areia fina maciça com até 46% de lama, cor branca a cinza escura (2,5 y 6/1; 5 yr 5/1)
Smco	Areia fina com laminações de argila e silte com cor cinza claro a escuro (10 yr 4/1)
Smg	Areia média maciça com granodecrescência para areia grossa, registros de clastos com até 6 cm e cor cinza escuro (2,5 y 5/1)

O registro de atividade do canal fluvial (AFC) compreende o maior volume de depósitos nos paleocanais e na bacia de inundação do vale aluvial do rio do Peixe. Na associação de fácies nota-se graus de energia distintos do ambiente deposicional do canal. No caso das fácies Smg, o material grosseiro demonstra forte energia com a mais alta competência do canal. A ocorrência dessa fácies pode ser relacionada ao processos de avulsão, em que a atuação erosiva inicial do canal possui elevada capacidade de transporte de sedimentos. Como verificado nos capítulos anteriores esse mecanismo de mudança do canal é comum na dinâmica do rio do Peixe.

A granodecrescência ascendente na AFC, conservando o predomínio da fração areia média com estratificação plana horizontal, representada pela fácies Sp, denota a deposição de ambiente de canal ainda em ambiente de considerável energia. Essa fácies é associada, principalmente, à forma de leito subaquosa de duna. Adicionalmente, o depósito de canal com menor energia pode ser relacionado a fácies Sm, que por ora, também, podem indicar a construção dos diques marginais do rio do Peixe.

A **Associação de Fácies de Barras em Pontal (AFBP)** consituem-se de areia fina intercalada com laminações de silte e argila (Smco), com granodecrescência em direção ao topo, nas quais os depósitos arenosos passam a se constituir de matriz de argila e silte (Smc). A associação de fácies apresenta o menor volume de depósitos nos paleocanais e na planície de inundação do rio do Peixe com espessura que varia entre 25 até 80 cm.

O ambiente deposicional da AFBP corresponde à acresção lateral presente na dinâmica meandrante do rio do Peixe. A composição de sedimentos particularmente compostos de areia fina representa diminuição de energia em comparação ao ambiente deposicional do canal. O contato da AFBP com os depósitos do canal (AFC) demonstra gradual transição, especialmente atestada onde há contatos da fácies Smc acima da fácies Smg.

A **Associação de Fácies Planície de Inundação (AFPI)** é composta de depósitos de areia fina e de lama, dividindo-se entre o predomínio de ocorrências das fácies Fm e Smo, além de secundariamente registrar as fácies Fmo e Fl (Tabela 2). As fácies desta associação ocorrem predominantemente no topo dos depósitos, alcançando até 45 cm como no caso das fácies Fmo e Smo, e podendo também estarem recobertas por depósitos coluviais. A posição das fácies, próxima à superfície, corrobora para que a pedobioturbação seja responsável pela ausência de laminações nas fácies Fmo e Smo.

Em menores proporções esta associação de fácies também precede depósitos de canal, em que ocorrem com reduzida quantidade de matéria orgânica (Fl) ou a sua inexpressiva concentração (Fm).

A AFPI corresponde à deposição em ambientes com baixa energia no interior da planície de inundação, como as unidades geomórficas de bacias de inundação, paleocanal e lagos. A variação na concentração de matéria orgânica e a granocrescência de areia fina para argila estão associadas aos estágios de abandono do canal, dinâmica de cheias e a conectividade dessas unidades geomórficas. As fácies Smo correspondem, no rio do Peixe, aos estágios de abandono dos lagos em meandros que ainda estão conectados ao rio do Peixe por intermédio do canal de ligação, no qual recebem o suprimento de vazão e de sedimentos.

Já os demais estágios de abandono do canal denotam a diminuição de energia que compreende os ambientes de paleocanais e bacias de inundação, nos quais a recorrência dos fluxo de cheia é esporádica e a intensidade é reduzida comparado aos lagos conectados ao rio do Peixe. A redução gradual de energia presente nessas unidades forma, respectivamente, fácies Fl e as fácies Fmo ou Fm.

4.4.3.2 Geocronologia dos Terraços e da Planície de Inundação

As datações com uso de LOE na cobertura superficial dos terraços (50 cm) demonstraram intervalo deposicional entre 990-1.510 anos (Tabela 3). O Terraço Alto (T1) e o Baixo (T2) investigados nas imediações da Fazenda Marília, município de Dracena, apresentam notável desnível entre essas superfícies de aproximadamente 4 m, onde forma-se suave rampa de acumulação. Nessa região, os depósitos de Terraço Alto (T1) indicaram a idade de 1.510 ± 295 anos, enquanto que distante 270 m, em direção ao rio do Peixe, e em igual profundidade no Terraço Baixo (T2) aferiu-se a idade de

1.230 ± 280 anos. Adicionalmente, no Terraço Alto (T3) próximo ao município de Ouro Verde constatou-se idade de 990 ± 180 anos.

Já as datações com ^{14}C para os depósitos de paleocanais e bacia de inundação compreendem amplo intervalo de idades, com o limite durante o Pleistoceno Tardio (Tabela 4). Nos paleocanais as aferições dos depósitos foram realizadas em três feições, sendo duas destas unidades presentes na margem direita do Terraço Baixo contidas no Médio Vale Aluvial. Essas unidades possuem morfologia com rica quantidade de detalhes preservados que possibilitam o fácil reconhecimento em campo como em imagens de satélite. Além disso possuem fácil acesso por se localizarem no entorno de 200 m das margens da Rodovia Euclides de Figueiredo.

Tabela 3. Datações com LOE na cobertura superficial dos terraços do vale aluvial do rio do Peixe.

Amostra	Unidade	Coord.*	Cód. Lab.*	Profundidade (cm)	Idade (anos)
T1	Terraço Alto	415807.1 7613845.1	3937	50	1.510 ± 295.
T2	Terraço Baixo	415773.1 7613578.9	3935	50	1.230 ± 280
T3	Terraço Alto	422003.9 7613775.1	3936	50	990 ± 180

* Coord.= coordenada no sistema UTM e Cod. Lab= código do laboratório.

No paleocanal P1 foram atestadas as idades mais antigas (20.430 - 20.260 anos cal. AP) e recentes (1.920 - 1.910 anos cal. AP), respectivamente em depósitos da base e do topo. Enquanto que na unidade adjacente, paleocanal P2, foi encontada idade intermediária na porção central da amostragem de sedimentos (7.430 - 7.270 anos cal. AP).

Tabela 4. Datações com ^{14}C em unidades geomórficas do vale aluvial do rio do Peixe.

Amostra	Unidade	U. G.*	Coord*	Prof* (cm)	Cód. Laboratório	Idade Conv. /pMC*	Idade 2 Sigma /pCM*
BI1	Planície de Inundação	Bacia de Inundação	419759.0 7611487.0	130	361467	7.580 +/- 40	8.420 - 8.340
BI2	Planície de Inundação	Bacia de Inundação	420172.0 7612416.0	165	361468	10.050 +/- 40	11.760 - 11.390
P 1- B	Terraço Baixo	Paleocanal	427719.2 7611053.5	275	361463	17.160 +/- 60	20.430 - 20.260
P 1 - T	Terraço Baixo	Paleocanal	427719.2 7611053.5	50	361462	1.910 +/- 30	1.920 - 1.910
P2	Terraço Baixo	Paleocanal	427927.9 7610732.7	170	361464	6.430 +/- 40	7.430 - 7.270
P3 - B	Terraço Baixo	Paleocanal	415850.9 7613741.4	165	361466	3.030 +/- 30	3.340 – 3.160
P3 – T	Terraço Baixo	Paleocanal	415850.9 7613741.4	30	361465	105,5 +/- 0.3*	> 64*

* U. G.= unidade geomórfica; Coord.= coordenada X e Y no sistema UTM, Prof.= profundidade, Idade Conv. Radio.= idade com referência no ano de 1950, pCM= percentual de carbono moderno e Idade 2 Sigma Radio= intervalo de idade referente ao calendário atual.

No compartimento do Baixo Vale Aluvial, também na margem direita, foram realizadas as datações em um paleocanal que compõe uma extensa sequencia de cicatrizes erosivas no Terraço Baixo (Figura 25). Tal unidade localiza-se na Fazenda Marília e também pode ser identificada com facilidade em campo como em imagens de satélite, além de localizar-se próxima ao contato com o Terraço Alto. Nessa feição foram aferidas a idade para a base (165 cm) que compreende o intervalo de 3.340 – 3.160 anos cal. AP. Nos depósitos do topo dessa feição a concentração de material orgânico apresentou percentual acima do conhecido para o ano de referência de 1950, portanto interpreta-se que a deposição deste material compreende os últimos 65 anos.

As datações realizadas na bacia de inundação ocorreram em dois distintos pontos perpendiculares à margem direita do canal no Baixo Vale Aluvial (Figura 25). Essas áreas compreendem o PI 1 localizado a aproximadamente 830 m do canal, e na mesma direção o PI 2 distante 1840 m do canal, que durante as cheias têm a contribuição acrescida do fluxo do córrego da Capivara. As datações em PI 1 em 130 cm e no PI 2 em 165 cm, compreendem os respectivos intervalos 8.420 - 8.340 e 11.760 - 11.390 anos cal. AP.

4.4.4 Interpretações e Discussão

4.4.4.1 Camada superficial dos terraços

A descrição nos depósitos dos terraços apresenta aspectos singulares para a interpretação dessas unidades geomórficas. As laminações de materiais finos encontradas no Terraço Baixo (T2) são creditadas à ocorrência de bandas onduladas, como descritas por Queiroz Neto (1975) e caracterizadas por Suguio & Coimbra (1976). Além disso, essa ocorrência é reforçada pela constatação prévia dessas bandas onduladas em depósitos de terraço do alto rio do Peixe (Etchbehere, 2000).

Para Oliveira (2009), em estudo morfopedogenético do micro relevo em toposequência de São Pedro, SP, com unidades geomórficas similares àquelas encontradas no rio do Peixe, a formação dessas laminações decorre por migração lateral de argilo minerais. Desse modo, a ausência dessas feições no Terraço Alto (T1) sugere possível eluviação dos materiais em contraponto ao manto de acumulação encontrado no Terraço Baixo (T2) (Figura 29. A). O referido registro indica a atuação pedogenética, com transporte horizontal de materiais, já presente nos depósitos que recobrem os terraços do rio do Peixe.

O preenchimento superficial do Terraço Alto (T3) com a camada arenosa de cor vermelha atribui-se ao manto coluvial recente (últimos 90 anos) associado ao uso e ocupação do solo (Figura 29. B). O local desta amostragem situa-se próximo ao contato do terraço com a Formação Vale do rio do Peixe, onde há plantação de cana-de-açúcar nas vertentes, em contraponto aos demais terraços amostrados, onde o uso, tradicionalmente, tem sido destinado à pecurária. Ademais, a característica predominante de estrutura maciça em depósitos superficiais dos terraços foi reconhecida e indicada por Etchebehere (2000), como indicativo de predomínio de processos deposicionais por rastejo gravitacional de sedimentos arenosos.



Figura 29. Terraços do Vale Aluvial do rio do Peixe.

As idades das camadas superficiais dos depósitos do Terraço Alto (T 1) de 1.510 ± 295 anos e do Terraço Baixo (T 2) de 1.230 ± 280 anos, nas proximidades da Fazenda Marília (Figura 29. A), corroboram para indicar que os depósitos mais antigos situam-se no nível superior, porém com pequena variação de idade para a deposição desses materiais. No caso dos depósitos superficais do Terraço Alto (T3) atestados com idade de 990 ± 180 anos (Figura 29. B), entende-se que, apesar de mais recente, o resultado ainda corresponde ao intervalo próximo dos depósitos superificiais dos demais terraços, principalmente em consideração ao desvio padrão para a interpretação da cronologia desses materiais.

A taxa média de sedimentação da cobertura do terraço é de 0,41 mm/ano. Infelizmente, colúvios possuem escassos registros geocronológicos, principalmente no que tange à taxa de sedimentação. Entretanto, Leigh & Webb (2006) descreveram como taxas de sedimentação acentuadas o intervalo entre 0,02 a 1,14 mm/ano, encontradas em colúvios, leques aluviais e vertentes, o que é compatível à taxa encontrada nos colúvios do rio do Peixe.

4.4.4.2 Terraço Baixo: estudo em paleocanais

Os paleocanais em terraços são encontrados apenas na margem direita no baixo curso do rio do Peixe. Conforme pode ser observado na Figura 30, a composição das fácies e a cronologia dos depósitos entre os meandros abandonados do compartimento do Médio Vale Aluvial demonstram correspondente processo de evolução do Terraço Baixo (Figura 30). Entretanto, notou-se que o preenchimento dos depósitos do paleocanal P1 possui maior alternância de fácies se comparado ao paleocanal P2, parcialmente explicado pela maior profundidade do primeiro testemunho.

No paleocanal P1 foi observado que a base possui fácies com o predomínio de materiais lamosos, intercaladas com preenchimento de fácies arenosa. Essas fácies indicam a alternância de energia de depósitos de planície do rio do Peixe. A idade aferida para a base do paleocanal P1 indica a ocorrência de deposição fluvial neste compartimento destes paleocanais por volta de 20.260 anos cal. AP. Tal constatação constitui o mais antigo registro da dinâmica fluvial do rio do Peixe na área em estudo, sendo este o único registro com idade durante o Pleistoceno Tardio.

Em direção ao topo os depósitos destes paleocanais apresentam granocrescência. As fácies, notavelmente, indicam ambiente de canal com deposição em diferentes graus de energia. Depósitos com concentração de até 86% de areia grossa e clastos com até 6 cm de diâmetros encontrados no paleocanal P2, definidos como fácies Smg apresentaram idades entre 7.430 -7.270 anos cal. AP. Esses resultados demonstram que durante o Holoceno Médio, o canal do rio do Peixe possuía o ambiente com elevada capacidade de transporte de materiais na área do atual Terraço Baixo. A correspondência na coluna estratigráfica com o paleocanal P1 demonstra similar progressão, porém com fácies que sugerem ambiente com reduzida energia (Sp e Sm).

O recobrimento no topo desses paleocanais possui sutis distinções no padrão deposicional. No perfil P1 o abandono do canal compreende desde o pacote arenoso rico em matéria orgânica (Smo) até a fácies de finos com matéria orgânica (Fmo). Nesta unidade notou-se ainda um recobrimento no topo com material coluvial, ocorrido em decorrência do posicionamento desta feição adjacente ao contato com o Terraço Alto. No perfil P2, os materiais do topo remetem à fase de abandono apenas com a fácies Fmo, ainda assim em menor espessura que a encontrada no P1.

A distinção na sucessão das fácies indica que o abandono no P1 ocorreu de modo gradual norteado pelo preenchimento granodecrescênte de sedimentos, que além

de expressarem a diminuição de energia também evidenciam o aumento de matéria orgânica (Smo-Fmo). Com a aferição da idade na fácies Smo foi possível reconhecer que o abandono do meandro P1 no rio do Peixe já estava em curso entre 1.920 - 1.910 anos AP. Por outro lado, o contato abrupto de materiais, finos e ricos em matéria orgânica (Fmo), sobreposto aos depósitos arenosos (Sm) do P2 sugere repentina interrupção do fluxo (Santos, 2007).

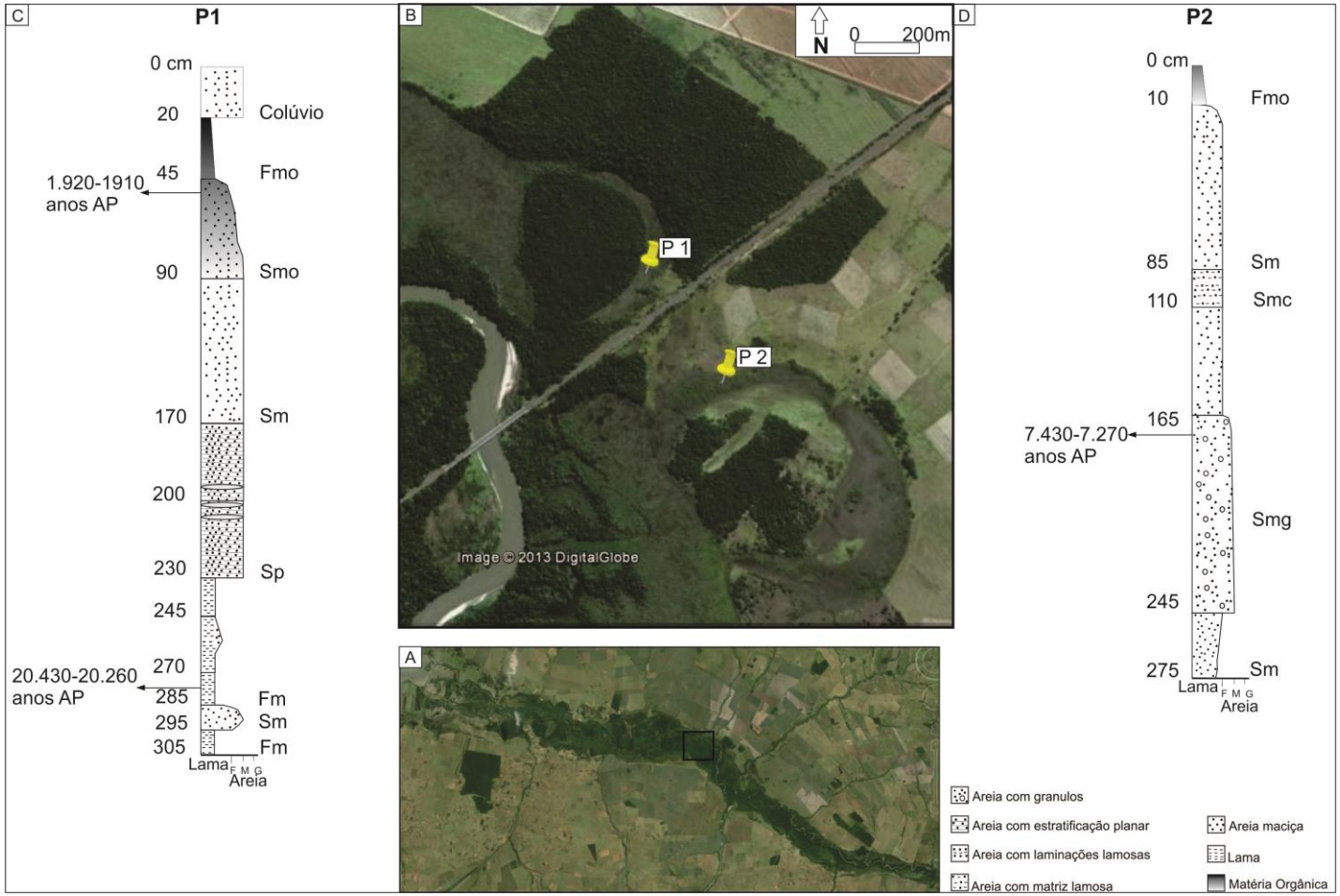


Figura 30. (A) Vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe e (B) a localização das sondagens no paleocanais do terraço baixo (P1-P2). (C-D) As fácies destes paleocanais indicam correspondente processo de abandono com depósitos preliminar ao canal do Holoceno Recente, depósitos que indicam a mais intensa atividade fluvial no Holoceno Médio e a fase de abandono no Holoceno Tardio.

A distinção no preenchimento deposicional no topo dos paleocanais também é creditado ao ângulo de entroncamento do lago de ferradura com o canal (Fisk, 1947). Observou-se (Figura 30) que o P1 possui menor ângulo de entroncamento com o canal, em comparação com a morfologia do abandono do P2. Essa distinção favorece o recobrimento de materiais finos com o abandono gradual no P1, enquanto que no P2 o ângulo de entroncamento responsável pela conectividade favorece o abrupto abandono.

Adicionalmente, nota-se que apesar de próximos, estes paleocanais estão situados onde o rio do Peixe faz uma inflexão e a morfologia da planície também acompanha essa mudança na geometria. A porção do Terraço Baixo que se localiza o P1 é mais estreita que a do P2, de modo que o P1 está mais próximo tanto da planície como do Terraço Alto, característica que também ajuda a explicar a distinção deposicional do abandono. No caso da cobertura coluvial encontrada apenas no P1 atribui-se este preenchimento a proximidade desta feição com a unidade do Terraço Baixo.

A investigação do paleocanal P3 está associada ao registro de extensa migração lateral de aproximadamente dois km do rio do Peixe, preservada na unidade do Terraço Baixo do compartimento do Baixo Vale Aluvial (Figura 31). A base desta feição possui preenchimento de sedimentos arenosos ausentes de estratificações (Sm), provavelmente associada a depósitos de dique marginal, enquanto que o preenchimento sobreposto apresenta notável granocrescência ascendente, onde a fração areia média possui 96% da composição da fácie (Sp), evidenciando ambiente com alta energia do canal.

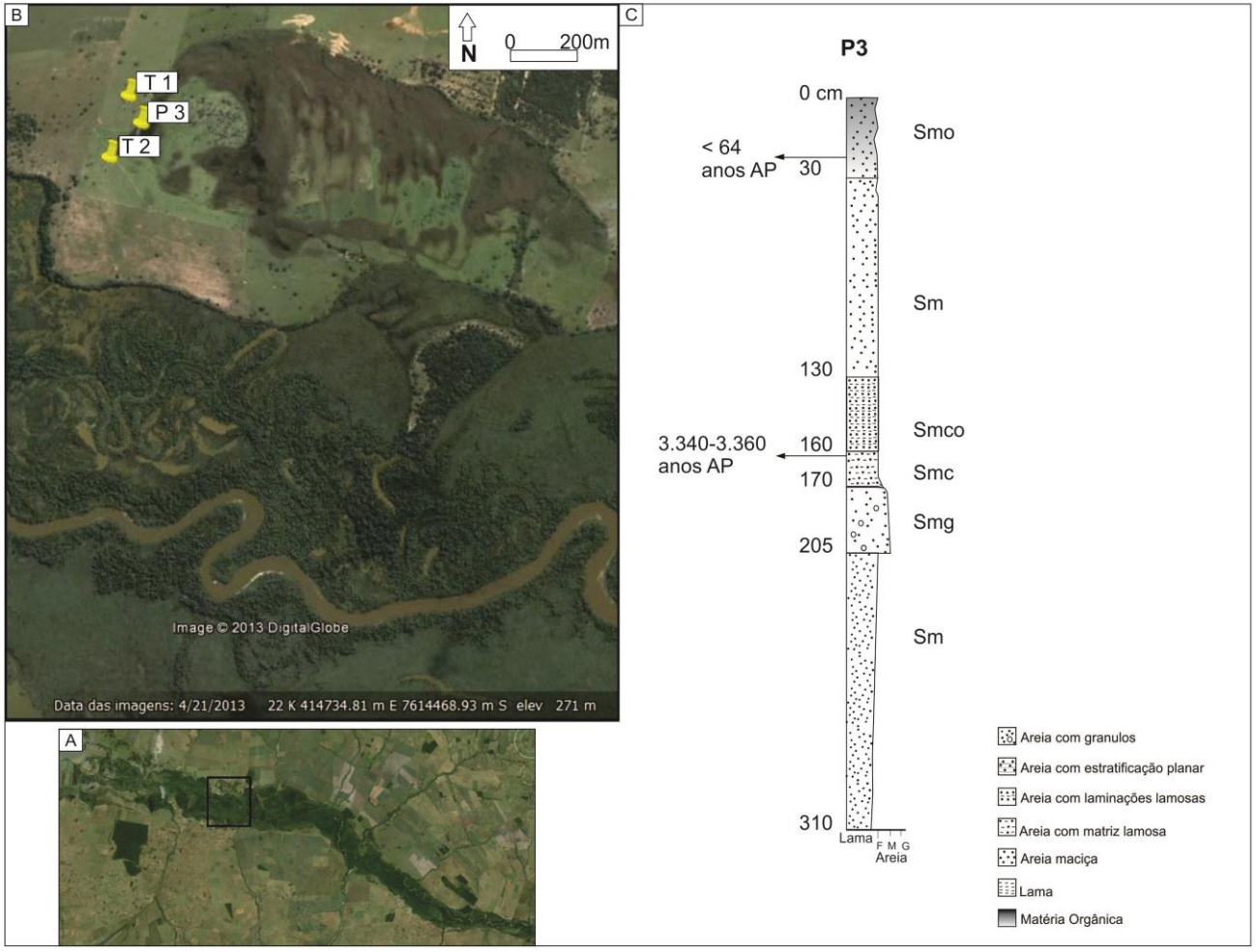


Figura 31. (A) Vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe e (B) a localização da sondagem no paleocanal do terraço baixo (P3). (C) As fácies sotopostas aos depósitos de fluxo do canal indicam o abandono no Holoceno Tardio.

A sucessão deposicional no perfil é seguida por fácies Smc que indicam a diminuição de energia do canal com idade entre o intervalo de 3.340 – 3.160 anos cal. AP. A cronologia desse depósito demonstra que o abandono do canal, localizado a 1 km do atual curso, ocorreu ainda no Holoceno Tardio. Portanto, nesse período encerrou-se a extensa sequencia de migração do canal que criou as feições erosivas no Terraço Baixo (Figura 31). As características desse paleocanal demonstram a capacidade pretérita do canal em erodir os depósitos do Terraço Alto, e ausência de feições similares próximas a esta migração sugere possível mudança do canal com ocorrência de avulsão.

Adicionalmente, salienta-se que as fácies em direção ao topo mantêm granodecrescência. Porém diferente dos paleocanais investigados no Médio Vale Aluvial não foram encontrados depósitos de finos no recobrimento do canal abandonado. No topo desse perfil os depósitos são constituídos de sedimentos arenosos com moderada concentração de matéria orgânica (Smo).

A deposição no topo desta fácies durante os últimos 65 anos suscita a premissa de que o paleocanal, mesmo situado no Terraço Baixo, possa ainda ser influenciado por eventos de cheias de rara recorrência. Ou ainda, creditado com maior aceite neste estudo, que os depósitos estejam sendo retrabalhados por fluxo procedente das vertentes. Análises em produtos de sensoriamento remoto sugerem a existência de fluxo concentrado nas vertentes em direção aos terraços. Tal assertiva ainda é corroborada pela presença de maior umidade nesta feição em comparação aos demais paleocacanais presentes no Médio Vale Aluvial.

4.4.4.3 Planície de Inundação: estudo em bacias de inundação

A intensa dinâmica de migração e abandono do canal favoreceu a assembleia de unidades geomórficas, como: bacias de inundação, paleocanais e lagos em ferradura,

que forma a ampla planície de inundação do rio do Peixe. Durante as cheias, a planície de inundação recebe o fluxo de transbordamento do canal, representado pela investigação do ponto BI 1, interpretado como porção proximal da planície (Figura 32). Do mesmo modo, a planície de inundação também recebe, além do fluxo de cheia, a contribuição de tributários que implicam na propagação e manutenção de áreas sazonalmente alagadas. Estas áreas são demonstradas com a investigação do ponto BI 2 e interpretadas como porção distal da planície (Figura 32). Nestes ambientes com difusos retrabalhamentos dos sedimentos foram investigados os depósitos que compõem a planície de inundação do rio do Peixe.

O ponto investigado BI 1 (Figura 32) possui cota altimétrica de 1 metro acima do nível de margens plenas do canal. Na base do perfil desta unidade ocorre depósito constituído do predomínio de areia média com grânulos (fácies Smg), indicando a correspondência com o ambiente de canal do rio do Peixe. Com a idade aferida na base deste depósito constatou-se que o canal esteve ativo nessa porção da planície de inundação durante o intervalo de 8.420 - 8.340 anos cal AP. Interpretações da morfologia do terreno na planície de inundação deste ponto, assim como o estágio sucessional da vegetação, corroboram para realçar a paleodrenagem do rio do Peixe (Figura 32).

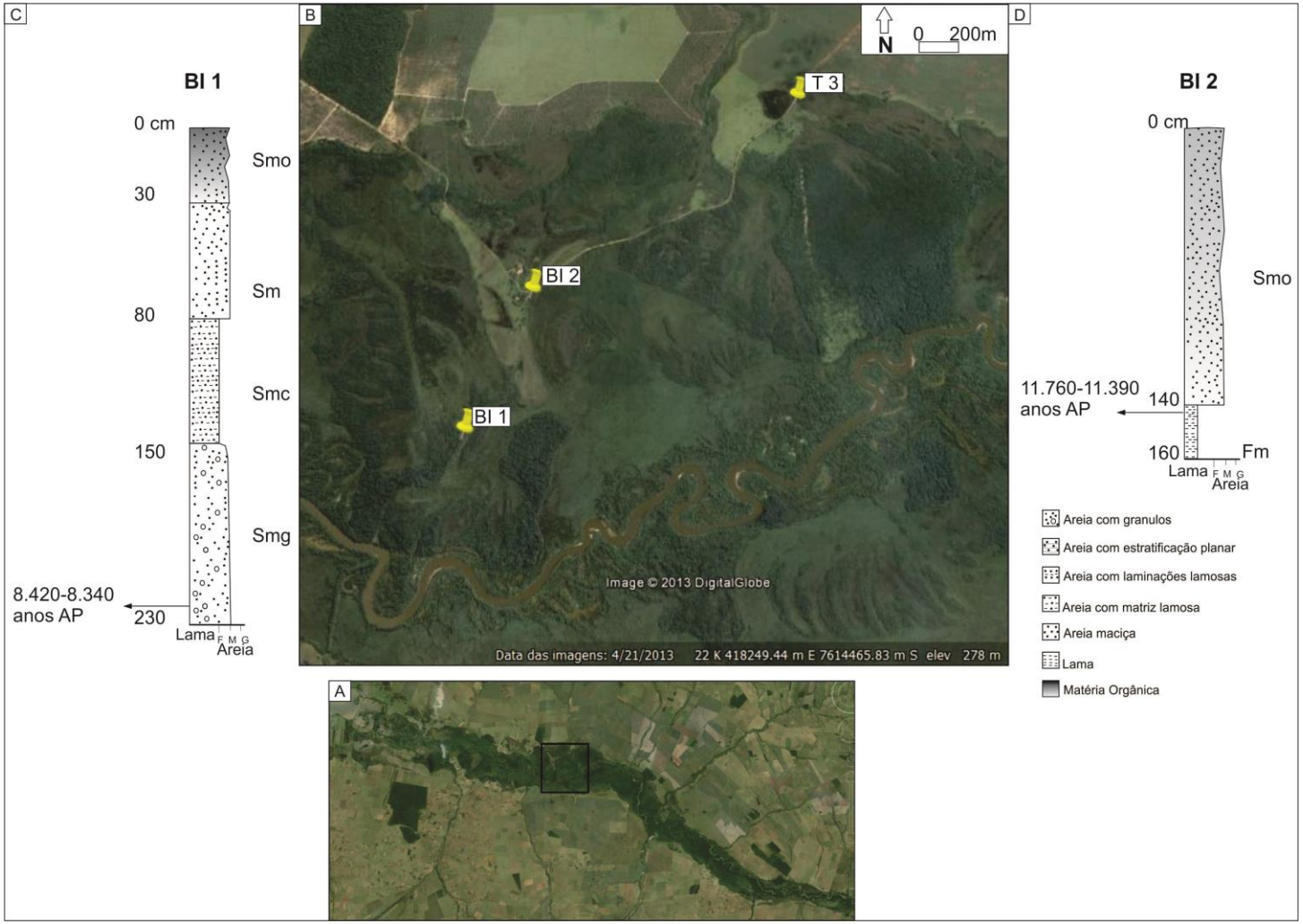


Figura 32. (A) Vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe e (B) locais onde foram investigados depósitos de bacias de inundação que compõe a planície de inundação. (C) Porção proximal da planície de inundação em que há o predomínio de sedimentos arenoso, intercalados por fácies de finos e (D) porção distal da planície de inundação com fácies de finos na base e os depósitos arenosos no topo.

A sucessão faciológica deste perfil BI 1 (Figura 32) em direção ao topo pelo incremento é seguida de matriz lamosa que sugere fase com diminuição da energia em ambiente lêntico. Essa progressão dos depósitos com granocrescência dos sedimentos, permeado pelo incremento de matéria orgânica, denota a intensidade dos processos deposicionais que regem a construção dessa unidade geomórfica.

O ponto investigado BI 2 compreende a porção distal da planície de inundação, está a dois m do nível de margens plenas do canal e situa-se nas proximidades do escoamento do fluxo do córrego da Capivara (Figura 32). O depósito encontrado na base deste perfil compreende material lamoso que sugere ambiente lêntico com baixa energia. Datação no topo dessa fácies forneceu idade entre 11.760 - 11.390 anos cal. AP, indicando o estágio final do lago de ferradura, que ainda mantém morfologia que pode ser observada na imagem orbital (Figura 32).

Em direção ao topo, o BI 2 apresenta contato abrupto, onde o preenchimento passa a ser de sedimentos arenosos com crescente aumento de material orgânica. Essa sequência de fácies demonstra que os depósitos lacustres foram soterrados, após a transição do Pleistoceno para o Holoceno. Baseado nessas informações, interpreta-se que os depósitos da base compreendem o abandono do meandro, onde há a presença de finos. Posteriormente, fluxos de cheias, provavelmente favorecidos pela contribuição do córrego Capivara, romperam o dique do antigo meandro possibilitando a deposição de sedimentos das cheias do rio do Peixe, representados pelos sedimentos arenosos da camada superficial.

De modo geral, o sistema deposicional da superfície da planície de inundação, entre as partes distal e proximal, denota similar preenchimento e evidencia a construção dos fluxos de cheias. A agradação vertical, especialmente formada com os depósitos grosseiros do topo reflete o fluxo da planície, que frequentemente inunda esta área ao

longo do ano. Do mesmo modo, a associação dessas fácies arenosas com a ascendente concentração de matéria orgânica, atesta a manutenção de ambiente com relativa diminuição de energia e a recente deposição.

O recobrimento de materiais arenosos na cobertura superficial da planície de inundação, ao invés da preponderância comumente encontrada de materiais lamosos, denota concordar com a singularidade de algumas planícies, como alardeado na revisão de North & Davidson (2012). A composição dessas fácies arenosas evidencia a notável capacidade de transporte de materiais durante os eventos de inundação da planície. O decréscimo da presença da fração areia média da parte proximal para a distal (Figura 32), indica a diminuição perpendicular de energia dos fluxos de cheia da planície de inundação. Além disso, a diminuição da taxa deposicional de 0,30 e 0,14 mm/ano, respectivamente, entre as partes proximal e distal, também reforça o decréscimo perpendicular ao canal da intensidade dos processos fluviais na planície de inundação.

4.4.4.4 Evolução Geomorfológica do Vale Aluvial do Rio do Peixe

A análise integrada da sedimentologia e geocronologia das unidades geomórficas suscita interpretação sistêmica sobre a evolução do rio do Peixe. Adiante, serão elencadas as características dos processos geomorfológicos de mudanças do canal e sinais de mudanças ambientais ocorridas desde o Pleistoceno Tardio até a formação da paisagem atual.

Na Figura 33, a cronologia dos depósitos fluviais demonstra que a planície de inundação na margem direita era ainda mais ampla durante a maior parte do período do Holoceno. O retrabalhamento fluvial nessa área, que abrange o atual Terraço Baixo, é anterior à idade de 20.430 anos cal. AP. Os registros de mudanças do canal, tanto na planície de inundação como nos terraços, demonstram abandonos com acentuada curvatura que originaram os lagos em ferradura, seguidos, dos paleocanais de equivalente geometria. De modo que, as migrações do canal durante este período preservam morfologia e composição de depósitos que indicam a manutenção do padrão de canal meandrante desde o Pleistoceno Tardio.

A idade encontrada nos depósitos da planície de inundação expressa a forte mobilidade do canal meandrante durante o Holoceno Recente. A morfologia do abandono mais antigo indica o corte de pedúnculo em meandro, enquanto que a morfologia da porção proximal da planície de inundação está parcialmente obliterada devido ao retrabalhamento dos depósitos de cheia (Figura 33). Com esses registros observou-se que entre 11 e 8 ka AP o canal migrou lateralmente 1.010 m, e que a partir dos 8 ka AP até o presente a migração alcançou 830 m. Essas mudanças do canal na planície de inundação também demonstram a acentuada tendência de migração dos meandros em direção à margem esquerda.

Por volta de 7 ka AP constatou-se nos paleocanais presentes no Terraço Baixo fácies que indicam características de fluxo de alto grau de energia (Figura 33). Logo, o ambiente de canal com acentuada capacidade de transporte de sedimentos (fácies Smg) sugere que a atividade fluvial na área do atual Terraço Baixo estendeu-se a esta idade. No alto rio Paraná, o período úmido com aumento de pluviosidade e descarga fluvial durante o Holoceno Médio (Stevaux, 1993; Stevaux & Santos, 1993; Stevaux, 2000; Guerreiro et al.. 2013) reforça este cenário ambiental regional.

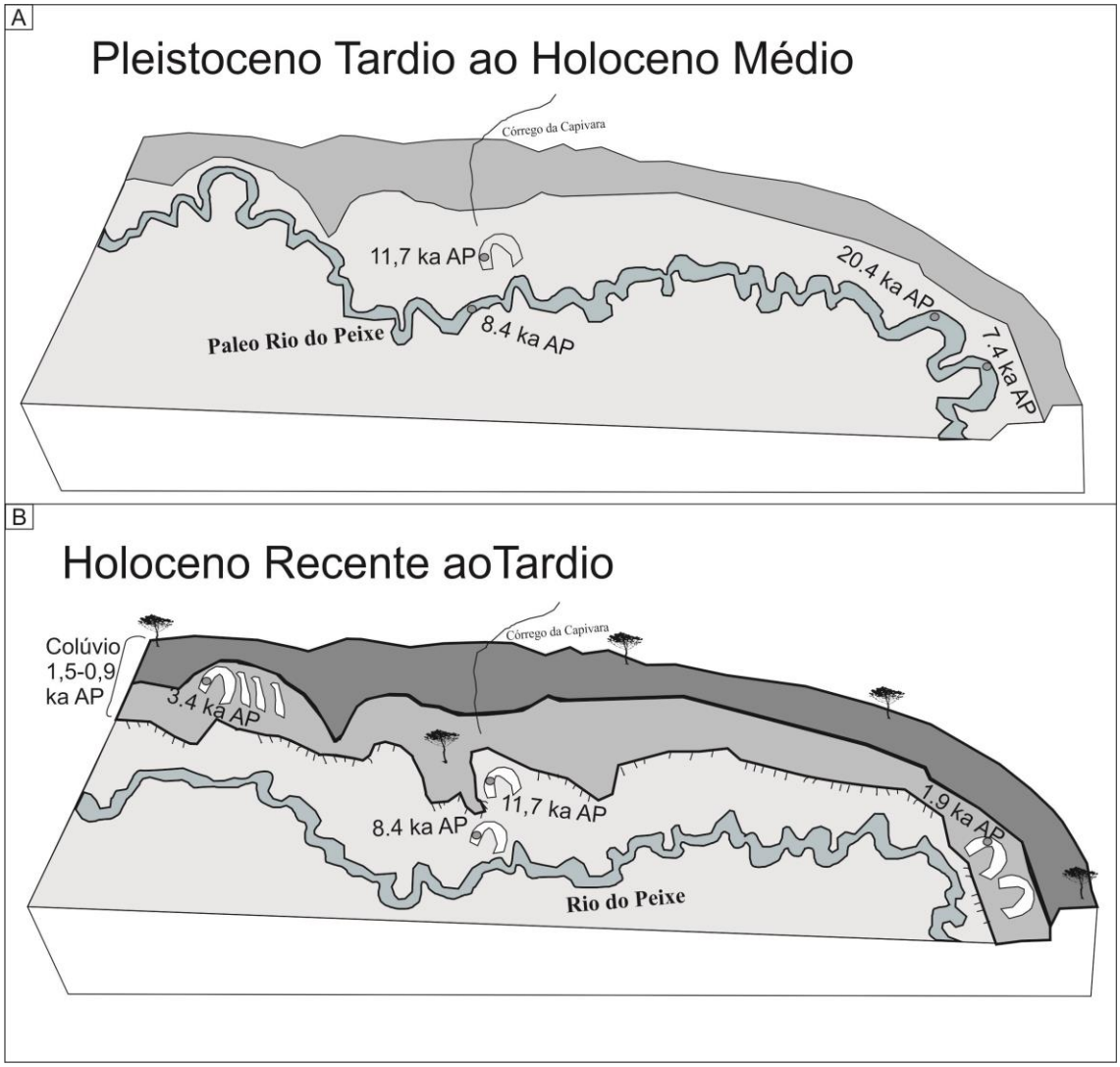


Figura 33. (A) Registros da atividade fluvial entre o Pleistoceno Tardio e o Holoceno Médio, e mudanças que deram origem ao Terraço Baixo (B). Nota-se que o rio do Peixe demonstrou migração acentuada para a margem esquerda.

A influência fluvial que corroborou efetivamente para a construção dos terraços estendeu-se até a fase de abandono dos paleocanais de 3,4-1,9 ka cal. AP (Figura 33). Paralelamente, interpreta-se que a fase erosiva responsável pela abrasão fluvial na planície de inundação ocorreu posterior à idade de 3,4 ka AP. Entende-se que o abandono dos meandros presentes no Terraço Baixo implica diretamente na morfogênese desta unidade. Portanto, as idades apresentadas para a fase de abandono do canal também são consideradas como referência para o início do abandono de parte da planície de inundação que deu origem ao Terraço Baixo.

A construção de terraços durante o Holoceno denota ser uma característica de demais tributários meandrantes presentes na bacia do Alto rio Paraná, apesar destas unidades ocorrerem em distintas épocas deste período. A formação do nível inferior de terraço do rio Ivinhema foi constatada em intervalo entre 8-6 ka AP, decorrente de mudanças climáticas associadas à influência tectônica (Fortes et al. 2005). Celarino et al. (2012) em uma seção transversal no rio Mogi-Guaçu documentou um hiato deposicional durante o Pleistoceno Médio e atribuiu a formação do terraço à incisão fluvial ocorrida entre 10-2 ka AP. No rio do Peixe, a investigação longitudinal, aqui apresentada, realça a forte migração lateral do canal para a margem esquerda, de modo que tornou-se possível atribuir o abandono da planície com a consequente formação do terraço em amplitude temporal menor no Holoceno Tardio.

Estudos preliminares sobre os terraços do rio do Peixe em seu o alto e médio cursos atribuiram o intervalo de 34-24 ka AP para estas unidades (Etchebehere et al. 2003), adiante estenderam para até 10 ka AP (Etchebehere et al. 2004, 2006). Adicionalmente, Sallun & Suguio (2006) atribuiram intervalo mais amplo para os depósitos que formam os terraços no médio rio do Peixe de 13-62 ka AP. Entretanto, a idade atestada nas unidades do baixo curso do rio do Peixe demonstra ser notavelmente

ainda mais moderna. Nesta região do rio do Peixe o nível inferior de terraço, o Terraço Baixo, foi esculpido pelo sistema fluvial durante o Holoceno Tardio. Como parte desta dinâmica de construção do terraço ressalta-se o abandono da extensa sequencia de migração dos meandros (dois km), que atualmente dista aproximadamente 1 km do canal (Figura 31). A correspondência cronológica deste abandono, em conjunto com os demais paleocanais do compartimento do Médio Vale Aluvial, destacam a tendência de migração para a margem esquerda.

As demais investigações realizadas nos depósitos arenosos que recobrem as morfologias do Terraço Alto e Baixo com as datações de LOE contribuem para reiterar a constução da paisagem aluvial durante o Holoceno Tardio, entretanto com morfogênese ainda mais recente (Figura 33). A interpretação da cobertura superficial dos terraços sugere que os depósitos constituem-se, essencialmente, de origem coluvial, sendo estas unidades, portanto, terraços colúvio-aluviais.

Na bacia do alto rio Paraná, depósitos coluviais, inclusive com datações sobre os terraços, são reconhecidos como unidades aloestratigráficas com idades entre 220-6 ka AP (Sallun & Suguio, 2012). Porém, a ausência de coordenadas e a deficiência na cartografia dos pontos de datações deste estudo tornam inviável a comparação. Particularmente no rio do Peixe, Etchebehere et al. (2003) baseados em artefatos indígenas, inferiram como limite superior para os depósitos coluviais a idade de 7 ka AP. De acordo com os resultados aqui apresentados, o recobrimento superficial dos terraços indica período ainda mais recente, datados entre 1,5-0,9 ka AP. Tais dados ainda são corroborados por idades reportadas recentemente por Storani & Perez Filho (2014), que em investigação de superfície pouco mais profunda (80 cm), encontraram intervalo entre 1,8-1,2ka AP para estes depósitos.

A evolução da paisagem com o recobrimento coluvial durante esse curto intervalo do Holoceno ajuda a compreender como as mudanças climáticas podem ter contribuído com a morfogênese das formas do vale aluvial do rio do Peixe. Mudanças climáticas ocorridas desde o Último Máximo Glacial (UGM) foram preponderantes para o desenvolvimento de coberturas coluviais e aluviais (leques), especialmente preservadas em áreas tropicais devido à resiliência da paisagem nessa região (Thomas, 2002; 2004). Diversos estudos reportaram oscilações climáticas com ampla distribuição de ocorrências no Brasil durante o Holoceno (cf. Jerardino, 1995; Parolin et al. 2006, Jeske-Pieruschka & Behling, 2011).

A formação do colúvio e a abrasão fluvial na planície de inundação (Figura 33) indicam condições ambientais com a concentração de fluxo capaz de erodir e remobilizar os sedimentos para a formação da paisagem. O recobrimento dos terraços investigados no rio do Peixe sugere que a remobilização de sedimentos das vertentes propiciou a formação desse colúvio em período mais seco que o atual.

As idades encontradas para a maioria desses depósitos reforçam a ocorrência de um período seco regional, como a formação de leques aluviais atribuída a condições de clima seco no Alto rio Paraná durante 3,5-1,5 ka AP (Jabur, 1992; Stevaux, 1993). Essa região, com similar contexto geográfico em relação ao rio do Peixe, também possui cobertura coluvial sobre os terraços (Souza Filho, 1993; Stevaux, 1993; Santos, 1997; Fortes et al. 2007; Santos et al. 2008), porém ainda são inexistentes estudos com a cronologia destes depósitos.

A formação do Terraço Baixo com os abandonos dos canais entre 3,4-1,9 ka AP reforça as contribuições deste quadro paleoambiental. Acredita-se que, aproximadamente a partir de 2,8 ka AP houve abrupta mudança climática, com característico período seco na América do Sul, e que este período possa ter tido

correspondência global (Chambers et al. 2014). Desse modo, posteriormente ao abandono dos canais presentes no terraço, o referido período seco tenha também contribuído para entulhar a planície de inundação. Com o retorno de condições úmidas que prevalecem atualmente ocorreu à abrasão fluvial na planície de inundação, seguida do abandono parcial em sua margem direita, dando origem ao terraço.

As datações na cobertura coluvial sugerem que este período possa compreender um intervalo ainda mais recente nessa região do rio do Peixe, alcançando aproximadamente 1 ka AP. A diferença temporal de tratos deposicionais desse período pode ser compreendida em razão da maior resiliência no transporte de sedimentos da vertente em comparação com a resposta dos sistemas fluviais (formação de leques aluviais). Todavia, essa interpretação também é corroborada com demais indicações de instabilidades climáticas ocorridas no Brasil em associação à Pequena Idade do Gelo (1,7-1,2 ka AP) (McGlue et al. 2012; Oliveira et al. 2014; Viana et al. 2014).

4.4.5 Considerações Finais e Conclusões

Neste estudo constatou-se que o rio do Peixe retrabalhou os depósitos do Terraço Baixo entre o Pleistoceno Tardio e o Holoceno Médio. Durante o Holoceno Médio os registros sugerem a ocorrência de fluxo torrencial na atual unidade do Terraço Baixo. Portanto esta unidade ainda integrava-se à planície de inundação durante este período. Os processos de abandono do canal ao longo do nível inferior do terraço, Terraço Baixo, indicam correspondência e relativo sincronismo na formação dessa unidade durante o Holoceno Tardio.

Os depósitos superficiais dos Terraços Alto e Baixo são formados por recobrimento coluvial, atribuído ao fluxo superficial das vertentes durante o Holoceno Tardio. Os colúvios e o abandono dos paleocanais do terraço evidenciam o período

seco, em que houve concentração de fluxo para o transporte de sedimentos, seguido de melhoria climática que condicionou a abrasão da planície de inundação para a formação do Terraço Baixo.

A migração lateral do canal colaborou para a evolução da planície de inundação desde a transição do Pleistoceno para o Holoceno, com acentuada tendência em direção à margem esquerda. Constatou-se também que a sedimentação da planície de inundação no rio do Peixe apresenta no topo predomínio de camada arenosa fina, depositada por fluxos de cheia, além de evidenciar granodecrescência da porção proximal em direção à distal.

Os depósitos de abandono do canal do terraço não denotam a reocupação dessas feições durante o Holoceno. Ou seja, não se constatou alternância de associação de fácies de canal com associação de fácies de planície, como outrora demonstra o rio Mogi-Guaçu em similar escala temporal (Celarino et al. 2013). Porém, a reocupação de paleocanais é comumente observada nas mudanças do canal ao logo dos últimos 50 anos. Isso é destacado, pois reforça a tendência de acentuada migração do rio do Peixe em direção à margem esquerda. Esta evidência e, demais demonstrações de respostas de atividade neotectônica no vale aluvial mostradas no capítulo anterior e apontamentos dessas atividades associadas à formação de terraços no alto curso do rio do Peixe (Etchebehere et al. 2004; 2005; 2006), devem também compor o escopo de possíveis motivações para compreensão da evolução da paisagem fluvial, além das influências climáticas evidenciadas neste **e**studo.

De modo geral, o estudo das modernas unidades geomórficas preenche uma lacuna de registros da evolução da paisagem no rio do Peixe durante o Holoceno. O presente estudo insere-se em colaboração com preliminares apontamentos da geomorfologia e geocronologia associados em conjunto ao modelamento do Planalto de

Marília que resultou em importante contribuição de sedimentos durante o Cretáceo Superior (Santos et al. 2013), seguida do desenvolvimento de terraços no médio e alto curso do rio do Peixe datados do Pleistoceno Tardio (Etchebehere, 2000; Etchebehere et al.. 2004; 2005; 2006).

5. PARTE II – ESTUDO EM GRANDE ESCALA ESPACIAL E CURTA ESCALA TEMPORAL

5.1 VARIAÇÃO ESPAÇO-TEMPORAL DE MUDANÇAS DO CANAL MEANDRANTE EM ESCALAS DE DÉCADAS E TRECHOS: FATORES ACUMULATIVOS DO AJUSTAMENTO FLUVIAL

5.1.1 Introdução

Rios meandrantes podem se comportar como sistemas geomórficos altamente dinâmicos devido às intensas mudanças do canal. Desse modo, a geomorfologia tem se preocupado em estabelecer as bases conceituais sobre as mudanças do canal com o intuito de compreender a dinâmica fluvial. Principalmente com interesse em se entender como as mudanças do canal respondem às variáveis do sistema, desde concepções sobre o estado de equilíbrio geomorfológico, até as implicações decorrentes de mudanças climáticas, tectônicas ou antrópicas. As variações nos mecanismos de mudanças do canal, controladas por fatores como migrações e abandonos de meandros implicam, por exemplo, na dinâmica de áreas úmidas, cheias e divisas de territórios. Com isso, há também expressivo interesse em se conhecer as mudanças de canal devido o seu valor com relação à biodiversidade, ao planejamento urbano e ao gerenciamento ambiental.

O início da formação de meandros e condições para que rios retilíneos transformem-se em rios meandrantes ainda são pouco entendidas, pautadas em evidências de composição da planície de inundação, formação de barras fluviais e estruturas de fluxo do canal (Rhoads & Welford, 1991; Eekhout et al. 2013). Por outro lado, a compreensão da metamorfose entre os padrões meandrante e entrelaçado alcançou, recentemente, maiores avanços (cf. Kleinhans et al. 2013).

O meandro é identificado pela morfologia sinuosa do canal (>1,5), com dois pontos de inflexão que forma único loop, denominado de meandro simples (Figura 34. A), ou ainda meandros com formas mais complexas, onde há vários pontos de inflexão

(máximas da curvatura) formando multi-loops e originando os meandros compostos (Figura 34. B) (Hack, 1965; Hooke & Harvey, 1983; Howard & Hemberger, 1991). A classificação de meandros simples e compostos de Brice (1974) com distinção em 16 tipos denota a variedade de formas que o canal meandrante pode assumir.

Descritos como formas aberrantes (Brice, 1974), meandros compostos, por sua vez, frequentemente têm o comportamento associado a não linearidade (p. ex. Hickin & Nanson, 1975; Güneralp & Rhoads, 2010) e essa complexidade inerente do padrão fluvial meandrante (Hooke, 2007). Este tipo de meandro geralmente é originado durante o estágio preliminar de desenvolvimento do canal (Lancaster & Bras, 2012), sendo responsável pela manutenção da elevada sinuosidade do canal (Hooke, 2007), e até mesmo recentemente atribuído como resposta às alterações do fluxo e a fatores antrópicos (Kiss & Blanka, 2012).

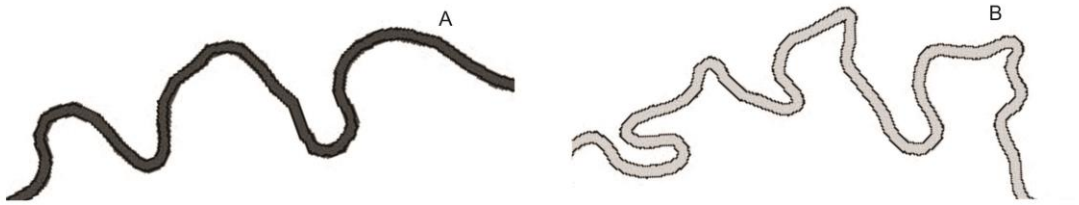


Figura 34. Exemplos de meandros simples em (A), e de meandros compostos em (B).

A trajetória evolutiva desses meandros possui evidências contrárias, procedentes tanto de avaliações empíricas como por modelos. Com estudos que demonstram meandros compostos que evoluem para a formação de meandros simples (Brice, 1974, Parker et al. 1982). E, por outro lado, evidências de diferentes taxas e direções da erosão marginal nos meandros compostos, que condicionam a manutenção desse tipo de meandro (Lanzoni & Seminara, 2006; Engel & Rhoads, 2012). Essas formas são, ainda, pouco compreendidas, e a avaliação da evolução morfológica dos meandros compostos é baseada, principalmente, no ponto de vista do comportamento autogênico do canal com as análises em rios naturais.

A investigação de mudanças do canal meandrante utiliza-se de ampla abordagem incluindo as aplicações empíricas e modelos matemáticos e teóricos. Limitações de ordem espacial e temporal, (devido ao dispendioso monitoramento e à escassez de registros contínuos, respectivamente) são superadas com o avanço de modelos. Ao passo que, mensurações com descrições detalhadas e confirmatórias na natureza são realizadas com análises empíricas (Guneralp et al. 2010). As análises empíricas podem ainda contribuir para as seguintes lacunas presentes nos modelos de mudança de canal, como: (1) manutenção do padrão de canal meandrante, (2) variações da largura do canal e a (3) constante taxa de erosão e deposição nas margens dos meandros (Van De Wiel et al. 2011). Desse modo a produção de dados empíricos é crucial não só para reconstruir a evolução do próprio rio meandrante, como também para o conhecimento de padrões de mudanças. Estas relações de abordagens dos meandros compostos são exemplos da coexistência e comunicação científica para o avanço do conhecimento sobre a dinâmica fluvial.

A análise empírica do comportamento fluvial, com a avaliação da morfologia retratada pela forma em planta do canal (*channel planform*), compreende fonte de informação eficiente para o estudo dos rios. As avaliações de produtos cartográficos históricos que permitam mensurar a dinâmica fluvial são capazes de abranger intervalos de até 250 anos (Winterbottom, 2000). No Brasil, o mais comum é a disponibilidade de informações a partir do início do século passado (Figueroâ, 2008).

Os mecanismos de mudança nos meandros (Hooke & Harvey, 1983) são um dos aspectos da dinâmica fluvial que podem ser avaliados. Dentre os principais tipos de mecanismos de mudança dos meandros, apontam-se: o crescimento, a migração e o corte de pedúnculo (*cutoff*). Este último mecanismo refere-se ao abandono do meandro, sendo amplamente estudado, por fatores, como o controle da sinuosidade (Stølum,

1996; Hooke, 2007) e também por, consequentemente implicarem na formação de lago em ferradura (*oxbow-lake)*.

O corte de pedúnculo ainda é detalhado com a classificação entre o corte de pedúnculo gradual (*neck cutoff*) (Figura 35. A), no qual a erosão progressiva causa o estreitamento dos meandros, e, em seguida com as curvaturas do meandro já próximas, entre si, há o rompimento do dique marginal. O outro modo de abandono do meandro é o corte de pedúnculo abrupto (*chute cutoff*) (Figura 35. B), em que há arrombamento de dique similar à avulsão, porém com comprimento restrito ao meandro.

Com relação à forma, a principal característica do canal meandrante é a sinuosidade (Stølum, 1996; Hooke, 2007). Esse parâmetro morfométrico, como também a amplitude, o comprimento de onda, o raio de curvatura e demais parâmetros com respectivas variações, podem compor um conjunto de até 40 índices que ajudam a caracterizar os meandros (Howard & Hemberger, 1991). Paralelamente, demais avaliações sobre o desenvolvimento meandrante podem ser realizadas com quantificação da morfodinâmica do canal na planície de inundação. Estes processos contabilizam a remobilização de sedimentos na planície de inundação por intermédio da erosão e deposição marginal. Compreender o retrabalhamento do canal na planície de inundação, além de indicar a dinâmica meandrante, também implica ilustrar a intensidade de construção da planície de inundação (Nanson & Crooke, 1992; Lauer & Parker, 2008).

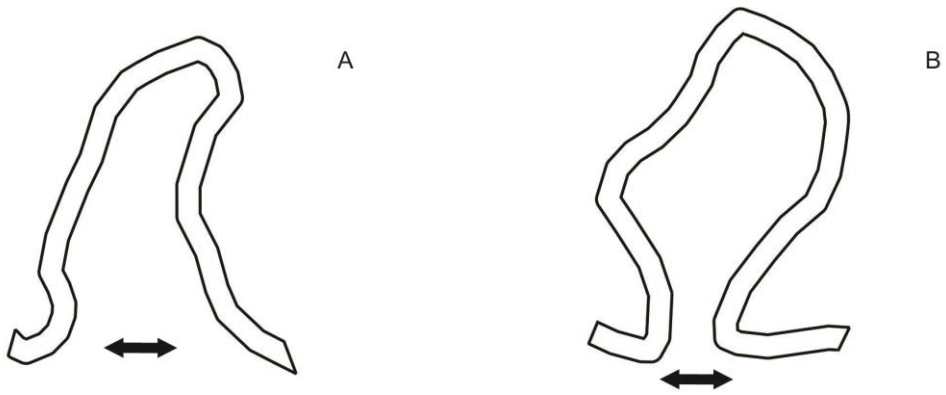


Figura 35. Exemplos de gradual (A) e abrupto (B) cortes de pedúnculo.

Baseado em estudos de mudanças recentes do canal podem ser reconhecidos aspectos do funcionamento dos rios meandrantes e sua resposta ao estado de auto-organização (Stølum, 1996; Hooke, 2004) ou a ajustamentos a fatores intrínsecos, extrínsecos ou antrópicos. Com relação ao estado de auto-organização atribui-se que o contínuo aumento da sinuosidade nos rios meandrantes tende a alcançar nível de desorganização, ou caos, cuja ocorrência de um único corte de pedúnculo pode desencadear uma série desses eventos, caracterizando a não linearidade e o complexo comportamento (Stølum, 1998). Já os fatores extrínsecos são definidos pelas variáveis externas e independentes do sistema fluvial, como tectônica ou clima, fatores intrínsecos em variáveis internas do sistema fluvial que compreendem o regime hidrológico e sedimentológico e, por último, fatores antrópicos decorrentes de intervenções humanas (cf. Phillips, 2010).

Com relação aos fatores antrópicos, diversos tipos são responsáveis por determinar mudanças do canal que resultam no ajustamento fluvial (Gregory, 2006). A retirada da cobertura florestal, canalização, mineração, reservatórios, reflorestamento, agricultura e urbanização são algumas das modificações impostas que possuem capacidade efetiva de alterar a largura, a profundidade, a sinuosidade ou a estabilidade

do canal (Sherrard & Erskine, 1991; Brandt, 2000; Rinaldi, 2003; Montanher, 2012; Zillani & Suriani, 2012; Bollati et al. 2014). Influências, como a urbanização, possuem impacto global na dinâmica fluvial, porém mesmo com o elevado potencial de impacto na América do Sul devido à precária infraestrutura de muitas cidades, pouco se conhece sobre o ajustamento fluvial nessa porção (Chin, 2006). Em perspectiva similar, reforça-se a necessidade de avaliações e comparações dos conceitos estabelecidos de ajustamento fluvial para rios tropicais (Latrubesse et al. 2005).

Estudos com foco na avaliação de mudanças do canal meandrante exposto a fatores antrópicos são também escassos. Ollero (2010) demonstrou que a dinâmica acentuada de cortes de pedúnculos e a criação de lagos em ferradura no rio Ebro, Espanha, foram sensíveis à urbanização e à agricultura, e como consequência, a mobilidade do canal foi suprimida, tornando-o estável. Por outro lado, Phillips (2003; 2010), apesar de constatar mudanças na dinâmica meandrante, minimizou os efeitos causados por reservatórios e conseguiu identificar a extensão desse impacto no comportamento de rios meandrantes no Texas, EUA. Porém, recentemente, Heitmuller (2014), nesses mesmos rios do Texas, com estudo sobre a variação dos fluxos, apontou efeitos agradacionais propiciados por reservatórios, que incluem a estabilização de depósitos marginais com sucessiva colonização da vegetação.

No Brasil, a evolução de rios meandrantes, particularmente na Amazônia, serviu de base para a concepção do estado de auto-organização (Stølum, 1998). Constantine et al. (2014), também elucidaram importantes contribuições associadas ao comportamento autogênico dos rios meandrantes nos tributários do rio Amazonas. Canais com cargas de sedimentos maiores são mais dinâmicos, com taxas de migração e cortes de pedúnculos maiores. Por outro lado, no Nordeste, o estudo de Souza & Corrêa (2012) associou os impactos da instalação de reservatórios a montante com a formação de meandros no

canal, condição similar ao estudo clássico sobre ajustamento de Sherrard & Erskine (1991). Porém, o comportamento do canal à jusante e a montante de reservatórios não apresentam consenso de respostas com relação às variações morfométricas (Alibert et al. 2011; Nelson et al. 2013). A particularidade e a intensidade das variáveis da tectônica, clima, estado geomórfico, regime hidrológico, uso do solo, reservatórios e outros constituem um conjunto específico de interações que refletem complexidades geomorfológicas individuais (Friedman et al. 1998). Nessa perspectiva, Phillips (2003) argumenta que geomorfólogos devem ater-se a explicar a diferença radical no ajustamento entre os rios, ao invés de procurar estabelecer leis gerais para as mudanças à jusante de reservatórios.

Na região Sudeste do Brasil, especialmente na bacia do alto rio Paraná, a maioria dos tributários apresentam padrão meandrante em seus baixos cursos. Conforme Cândido (1971) estes rios meandrantes podem ser divididos entre encaixados, como os rios Grande, Piquiri, e Ivaí, ou ainda divagantes, como os rios Aguapeí, Corumbataí e Atibaia. Nestes últimos, Cândido op. cit. enalteceu o papel das variáveis morfométricas como importantes indicadores de desenvolvimento do padrão de canal. Fatores extrínsecos também foram abordados por Zanconpé et al. (2006; 2009), que atribuíram variações morfométricas dos meandros em distintos compartimentos geomorfológicos do rio Mogi-Guaçu ao controle tectônico, exercido pelos níveis de base ao longo do canal. No rio do Peixe, também tributário do rio Paraná e localizado no estado de São Paulo, o canal exibe padrão meandrante típico em seu baixo curso. Nesse segmento, o vale aluvial torna-se proeminente, com uma ampla planície de inundação (400-3400m), ladeada por terraços holocênicos, paleocanais e lagos em meandros que sugerem intensa dinâmica fluvial.

Nesta etapa da tese, o objetivo do estudo foi analisar as variações espaço-temporais do comportamento do canal em trechos e examinar as causas e o padrão de ajustamento fluvial. Para isso foram avaliados os mecanismos de mudanças dos meandros, parâmetros morfométricos e a morfodinâmica em escalas de trechos e décadas. O comportamento fluvial dos trechos foi interpretado com relação à análise dos fatores intrínsecos, extrínsecos e antrópicos que potencialmente controlaram a dinâmica fluvial do rio do Peixe. Estudos em escala de trechos têm provido importante compreensão sobre os modelos de ajustamento (Zillani & Suriani, 2012; Downs et al. 2013; Bollati et al 2014), entretanto ainda são inexistentes avaliações espaço-temporais de rios meandrantes sujeitos a ajustamento por acumulativos fatores em regiões tropicais.

5.1.2 Caracterização dos Trechos

Os quatro trechos (Figura 36) que foram selecionados para análise das mudanças do canal durante 46 anos (1962-2008) estão localizados no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe. Esses trechos possuem extensão e distam-se entre si, respectivamente oito e quatro km, com largura do canal variando entre 30 e 80 m. Durante o levantamento de informações em campo não foram constatados nos trechos, ou entre eles, corredeiras ou soleiras que indicassem o controle local no nível de base.

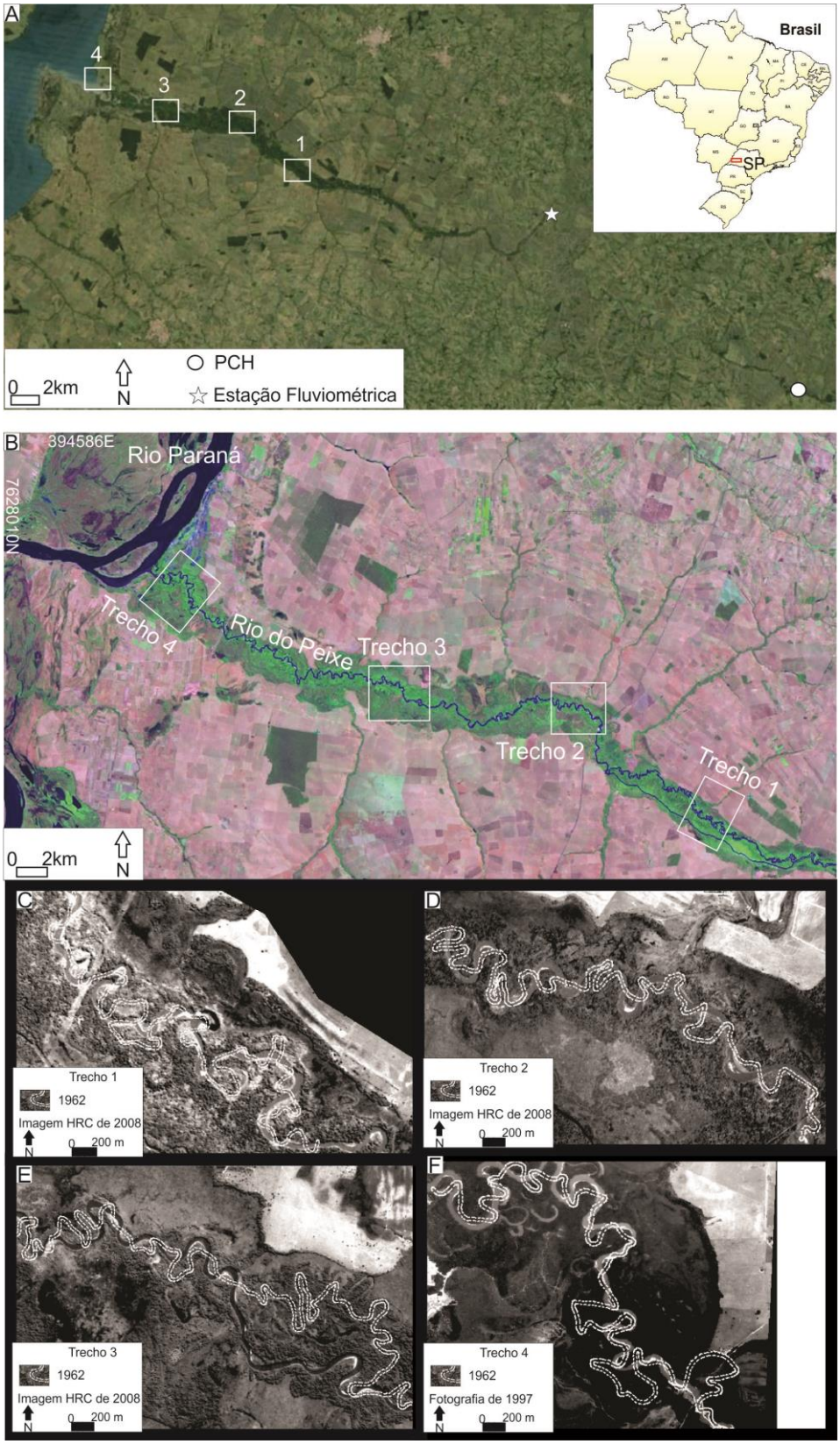


Figura 36. (A) Localização do vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe e estação fluviométria e reservatório a montante. (B) Na imagem Landsat 5 de 1995, nota-se o Trecho 4 preliminar à inundação do reservatório de Porto Primavera que ocorreu em 1998. (C-F) Mudanças de canal em trechos do rio do Peixe entre 1962 e 2008.

5.1.3 Regime Hidrológico

As características do regime hidrológico do rio do Peixe no vale aluvial foram avaliadas com os dados de vazão diária entre os anos de 1976 e 2013 (Figura 37. A-D). Estes dados foram cedidos pela CESP e são provenientes da estação fluviométrica de Flórida Paulista (código 63805000), localizada em município homônimo, a 50 km à jusante do reservatório de Quatiara.

As descargas fluviais no rio do Peixe denotam ampla variabilidade com $Q_{mín}$=9,20 m^3/s, $Q_{máx}$= 816,50 m^3/s e $Q_{méd}$= 63,40 m^3/s, sendo que o regime hidrológico possui similaridade com a distribuição da precipitação na região. A bacia hidrográfica do rio do Peixe apresenta dois períodos distintos: um quente e chuvoso, entre outubro e março e, outro mais ameno e seco, entre abril e setembro. A precipitação média anual na região é de 1.300mm, com registros de variabilidade anual de até 50% (Santa´nna Neto & Tommaselli, 2009). Do mesmo modo, nota-se que os maiores valores de vazão diária ocorrem no verão e os menores durante o inverno.

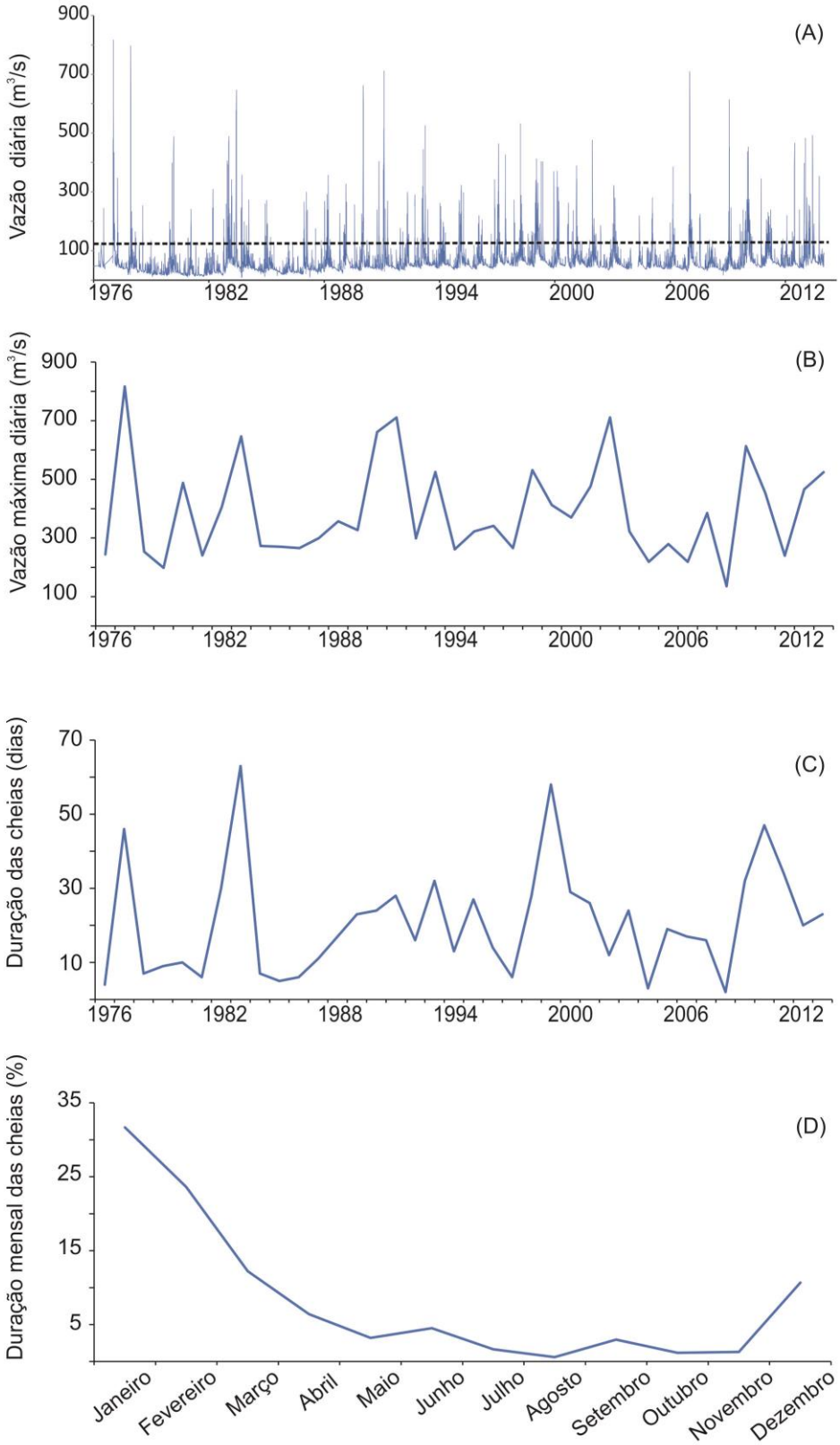


Figura 37. (A) Hidrógrafa da estação fluviométrica entre 1976 e 2013 com o valor de vazão adotado para as cheias (linha preta pontilhada), (B) variação da vazão máxima anual, (C) duração das cheias ao longo dos anos (dias), e por último, (D) a permanência mensal das cheias (%).

Os eventos de cheias são compreendidos pelas ocorrências de fluxo acima do nível de margens plenas do canal, que por sua vez, proporcionam a inundação da planície com o transbordamento do canal, favorecendo a ressurgência do lençol freático. As caracterizações desses eventos são de grande interesse para a associação com os processos geomorfológicos.

Os eventos de cheia ocorrem ao menos uma vez no ano no rio do Peixe. As vazões máximas anuais (Figura 37. B) indicam acentuada oscilação (135,8 -816,5-m^3/s), de modo que ocorrem tanto cheias com vazões pouco acima do nível de margens plenas, como há casos em que a vazão máxima é de até 6 vezes ao considerado como evento de cheia.

As cheias no rio do Peixe possuem duração de aproximadamente 20 dias no ano, com o registro de amplo intervalo desses eventos (Figura 37. C). As ondas de cheia duram de um dia até eventos que permanecem por volta de 60 dias. A maior quantidade de dias com fluxo de cheia (aproximadamente 80%) ocorre entre dezembro e março (Figura 37. D), similar ao período chuvoso da região. Salienta-se ainda, que apenas os meses de janeiro e fevereiro são responsáveis por concentrar 55% do fluxo das cheias. Paralelamente, notou-se que ocorre acentuada vazante entre os meses de abril a novembro, correspondente à estiagem que acomete a região de Presidente Prudente durante o inverno. Contudo, ainda que raros, ocorrem esporádicos eventos de cheia nesse período.

5.1.4 Fatores Antrópicos

As mudanças do uso do solo e a construção de reservatório constituem-se as principais atividades com potencial impacto para a dinâmica fluvial do rio do Peixe. A ocupação do oeste paulista, onde está inserida a bacia hidrográfica do rio do Peixe,

intensificou-se somente a partir da década de 1920. Porém, as conjunturas econômicas e o desgaste do solo impulsionaram ciclos distintos de produção agropecuários na bacia hidrográfica ao longo dos anos. Além do avanço da agricultura, houve também o desenvolvimento dos 27 municípios e o adensamento populacional entre 1980 e 2010, com o respectivo aumento (52%) de 460.818 para 703.361 habitantes.

Os estudos de Chiarini et al. (1976), CBH-AP (2008) e Trivelatto & Perez Filho (2012) permitem sumarizar as mudanças recentes do uso do solo na bacia hidrográfica do rio do Peixe (Tabela 5). De modo mais amplo, ocorreram 4 fases de mudanças no uso do solo. Inicialmente, com a expansão da agricultura brasileira, (1) em meados de 1910, houve o desbaste das formações florestais da bacia hidrográfica do rio do Peixe para o plantio do café, o que ocorreu concomitantemente com a inserção da pecuária extensiva nas áreas de baixa produtividade agrícola.

Tabela 5. Mudanças no uso e ocupação do solo da bacia hidrográfica do rio do Peixe adaptado de Chiarini et al. (1976), CBH-AP (2008) e Trivelatto & Perez Filho (2012).

Classes de Uso do Solo (%)	1972	1997	2008
Pastagem	65	71	67
Cultura Temporária (Cana de açúcar e outros)	21	11	24
Cultura Permanente (Café e outros)	4	2	2
Floresta	10	16	7

Como alternativa ao cultivo do café, (2) a partir de 1945 houve o aumento gradual do plantio de algodão. Devido às condições climáticas e o exaurimento dos solos, (3) na década de 1960, o predomínio da agricultura foi substituído pela pecuária extensiva. Por último, (4) no início da década de 1990, o arranjo produtivo econômico regional fomentou o retorno da agricultura na bacia hidrográfica, com o avanço do plantio da cana de açúcar (Brannstrom & Oliveveira, 2000).

Como consequência dessas mudanças do uso do solo, alguns processos e formas se estabeleceram na paisagem da bacia hidrográfica, como erosões nas vertentes, catalogadas em 89 e 684 voçorocas, em áreas urbanas no ano de 1984 e em áreas rurais no ano de 1987, respectivamente (CBH-AP, 1997). Estes processos erosivos são potenciais fontes de dispersão de sedimentos, que parcialmente podem ser estocados nas planícies ou no próprio rio do Peixe.

Leques aluviais no rio do Peixe e ao longo de seus tributários sugerem a intensidade dos processos erosivos acometidos na bacia hidrográfica. A formação dessas morfologias agradacionais denota marcas históricas do uso do solo nessa bacia hidrográfica e têm sido reportadas como indicadores dos processos erosivos ocorridos devido às mudanças do uso do solo ao longo do rio do Peixe (Etchebehere, 2000; Brannstrom & Oliveira, 2000). No vale aluvial desse rio, onde se localizam os trechos em estudo, foram identificadas 8 dessas unidades geomórficas, com tamanhos expressivos (0,4 a 42,7 ha) e dinâmica deposicional ativa. Adicionalmente, as análises preliminares de segmentos do rio do Peixe a montante dos trechos em estudo indicaram diminuição da sinuosidade entre 1907 e 1974, o desaparecimento de pelo menos sete corredeiras, e o aumento da largura do canal entre 1907-2012, interpretados como mudanças do canal relacionadas aos fatores antrópicos da bacia hidrográfica (Trivellato, 2012).

Reservatórios para geração de hidroeletricidade localizados no alto rio do Peixe e no rio Paraná também são considerados como parte dos fatores antrópicos com potenciais influências na dinâmica fluvial. A montante dos trechos estudados foi instalada, no ano de 1934, a Pequena Central Hidrelétrica (PCH) de Quatiara (Figura 38). O empreendimento situa-se no médio curso do rio do Peixe, no município de Rancharia, à montante dos trechos em estudo e a 35 km do início do vale aluvial. As

características de funcionamento do reservatório permitem que o estoque de sedimentos periodicamente possa ser liberado à jusante. No período chuvoso, primavera-verão, o vertedouro de sedimentos é aberto entre duas a três vezes na semana, enquanto que durante a estiagem das chuvas, outono-inverno, o vertedouro é aberto uma vez na semana. Com a liberação da pluma de sedimentos pelo vertedouro (Figura 38.B) há, no rio do Peixe, o recobrimento do leito rochoso do canal por dezenas de metros, induzindo a formação instantânea de barras fluviais (Figura 38. D).



Figura 38. (A) Vista da PCH de Quatiara, localizada a montante dos trechos estudados, (B) vista da barragem mostrando o vertedouro de sedimentos, (C) canal à jusante do reservatório e, (D) o expressivo volume de sedimentos propiciado com as abertura do vertedouro, com depósitos de até 8 m de profundidade (Disponível em: http://www.nossalucelia.com.br/n7745.html).

O outro reservatório que influência o rio Peixe está localizado no rio Paraná, portanto à jusante dos trechos, em que a formação do reservatório a partir do ano de 1998, criou um remanso na confluência. Esse reservatório inundou 4 km à montante da foz do rio do Peixe, incluindo o Trecho 4 deste estudo (Figura 36. A-B), com remanso que estende-se por 8 km à montante. Algumas das implicações deste reservatório são conhecidas (Souza Filho, 2009; Martins et al. 2010; Rocha, 2010), porém são

desconhecidos os possíveis impactos desse reservatório em tributários a montante, como o rio do Peixe.

5.1.5 Metodologia

O estudo foi realizado em quatro trechos selecionados ao longo do vale aluvial do rio do Peixe com análise de fotografias aéreas e imagens de satélite para avaliar as mudanças do canal nos períodos de 1962-1978, 1978-1997 e 1997-2008, totalizando 46 anos. Neste estudo, os meandros foram avaliados ao longo dos trechos com a identificação dos mecanismos de mudança, a variação morfométrica e a estimativa da morfodinâmica do canal na planície. Também foi utilizado um mapa histórico de 1907, com intuito de mensuração das formas e interpretação das características dos meandros em período preliminar às intervenções na bacia hidrográfica.

As fotografias aéreas e imagens de satélite utilizadas possuem diferentes escalas, porém compatíveis aos objetivos do estudo. Já o mapa histórico possui escala que inibi a comparação quantitativa (Tabela 6). O referido mapa foi elaborado com a expedição de naturalistas pela Comissão Geográfica Geológica em período preliminar à ocupação da região (CCG, 1913) e constitui-se como um dos levantamentos cartográficos mais antigos do Brasil (Figueroâ, 2008). Já as fotografias aéreas do ano de 1962 foram disponibilizadas pelo Laboratório de Sensoriamento Remoto/USP, as de 1978 foram cedidas pela Companhia Energética do Estado de São Paulo (CESP), e as do ano de 1997 foram adquiridas com recurso da FAPESP (Processo 2012/00959-3). As imagens CBERS 2/HRC (INPE) foram ofertadas gratuitamente pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Tabela 6. Fotografias aéreas e imagens utilizadas para o estudo da variação espaço-temporal de mudanças no canal do rio do Peixe.

Material	Data	Escala
Mapa	1907	1:50.000
Fotografias Aéreas	1962	1:25.000
Fotografias Aéreas	1978	1:20.000
Fotografias Aéreas	1997	1:35.000
Imagens Orbitais	2008	1:13.500

Com o intuito de minimizar os erros do georreferenciamento, foram utilizadas somente fotografias aéreas individuais, evitando-se a construção de mosaicos. Os erros encontrados, entre 0,92 e 3,57 m, não interferem na interpretação dos resultados e são similares aos encontrados em estudos com abordagem similar (Winterbottom, 2000; Gilvear et al. 2000). Nas fotografias aéreas e imagens, as margens do canal de cada trecho foram vetorizadas para cada ano. Os meandros foram reconhecidos com a observação de pontos de inflexão formados com a curvatura do canal e numerados no sentido da montante para jusante.

5.1.5.1 Mecanismos de Mudanças do Canal Meandrante

Os mecanismos de mudanças nos meandros de cada trecho para cada período foram classificados conforme a proposta de Hooke & Harvey (1983), que consideram os seguintes tipos: crescimento, migração, migração confinada, lóbulo, duplo lóbulo, corte de pedúnculo, retração, novo meandro e mudança complexa (Figura 39). Também foram computados os meandros estáveis e acrescentando-se como mecanismo de mudanças do canal a ocorrência de avulsão. O papel dos principais mecanismos foi avaliado com a evolução de cada trecho com o propósito de se entender as mudanças do canal.

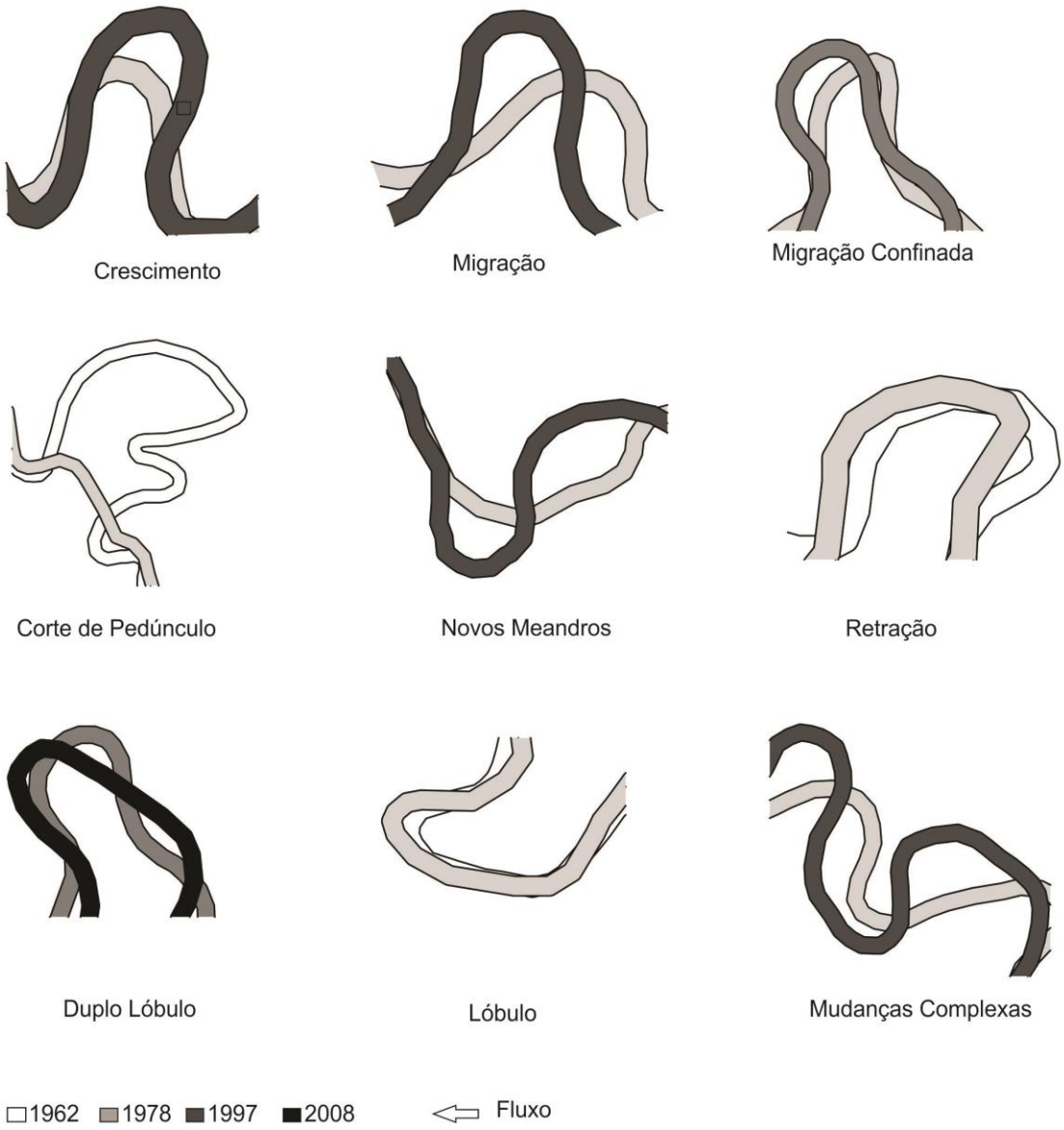


Figura 39. Mecanismos de mudanças nos meandros encontrados no rio do Peixe de acordo com Hooke & Harvey (1983).

Adicionalmente, a taxa de atividade dos trechos para cada período foi determinada com avaliação dos mecanismos de mudança nos meandros. A taxa de atividade dos trechos foi determinada pelo percentual de meandros que apresentaram mecanismo de mudanças em cada período. A determinação da taxa de atividade dos trechos tem o propósito de demonstrar a intensidade da variação morfológica entre os trechos para cada período.

5.1.5.2 Morfometria

Os trechos foram avaliados com a variação do parâmetro morfométrico da sinuosidade, que compreende a razão entre o comprimento do canal pelo comprimento paralelo ao canal (Figura 40). Individualmente para os meandros foram analisados o comprimento de onda e a amplitude (Figura 40). O procedimento empregado para avaliação desses dois últimos parâmetros é similar ao utilizado por Magdaleno & Fernandez-Yuste (2011), porém, neste estudo considerou-se a investigação dessas variáveis com limitação da escala temporal, empregando-se a análise de variância para cada trecho durante cada período, seguido da devida adequação do tipo de análise estatística aplicada. Dessa forma buscou-se priorizar a variação dos parâmetros morfométricos entre os trechos, do mesmo modo que, também se torna possível conhecer períodos em que os trechos tiveram maior variação.



Figura 40. Sinuosidade, comprimento de onda e amplitude de meandros.

Inicialmente a distribuição normal de cada grupo (como exemplo, a amplitude dos meandros do Trecho 1 entre os anos de 1962 e 1978) foi analisada em nível de significância de α=0.05 com o teste de Kolmogorov–Smirnov. Devido à rejeição da distribuição normal durante a análise prévia, além do número de variâncias dos grupos serem diferentes, a análise estatística foi direcionada ao uso de método não paramétrico.

Para a análise entre dois grupos utilizou-se o teste Wilcoxon-Man-Whitney com hipótese nula (Ho) que indica a inexistência de variância com nível de significância de α=0,05. Valores acima desse nível de significância indicam que houve variação significativa do parâmetro morfométrico. Os resultados da variação do comprimento de onda e amplitude dos meandros foram apresentados em conjunto com a evolução de cada trecho. Enquanto que os testes estatísticos desses parâmetros morfométricos foram analisados por período com objetivo de realçar a variação espacial.

5.1.5.3 Morfodinâmica

A mensuração da morfodinâmica refere-se à estimativa de áreas retrabalhadas pelo canal na planície de inundação. Os procedimentos foram baseados em Hooke & York (2010) com operações matemáticas nos vetores dos trechos para cada período, que possibilitou a quantificação da erosão, deposição e das áreas formadas por ambos os processos. Além desses valores também foram observados o total de áreas erodidas e depositadas e o coeficiente entre áreas erodidas e depositadas. Esses valores são apresentados na abordagem sobre a evolução dos trechos com o propósito de aferir a intensidade das relações do canal com a planície.

5.1.5.4 Análise Fatorial

Para uma avaliação integrada da morfometria, mecanismos de mudança nos meandros e a morfodinâmica, foi realizada análise fatorial com o método de extração por componentes principais. Os dados foram normalizados e a análise prévia das comunalidades e correlação indicou a necessidade de exclusão da amplitude, comprimento de onda e dos mecanismos de mudanças, com exceção da taxa de atividade dos meandros. No total, foram analisadas seis variáveis, sendo: sinuosidade,

taxa de atividade dos trechos, área erodida, área depositada, relação entre área erodida e depositada e total de área erodida e depositada. Essa comparação da covariância buscou aferir a proximidade entre estágios de evolução espaço-temporal ao longo do canal.

5.1.5.5 Causas do Ajustamento

As possíveis influências na dinâmica fluvial do rio do Peixe são compreendidas entre os fatores extrínsecos, intrínsecos e antrópicos (Phillips, 2003). Com isso, procurou-se elucidar a partir das variações espaço-temporais dos trechos o papel desses fatores no comportamento do canal.

5.1.6 Resultados

O mapa histórico de 1907 revelou a presença de meandros compostos apenas nos Trechos 1 e 4 (jusante e montante, respectivamente), representando aproximadamente 20% de cada trecho. Também foi possível identificar nesse ano elevada sinuosidade (2,22-2,76) em todos os trechos. Apesar do intervalo de 55 anos com o próximo registro, ano de 1962, foi possível observar que houve mecanismos de mudança dos meandros como cortes de pedúnculos e migrações, ao passo que segmentos retilíneos também deram origem a novos meandros.

5.1.6.1 Dinâmica Temporal

Para evidenciar o contraste no comportamento do canal de forma detalhada, a evolução de cada trecho (1962-2008) é apresentada de forma individual. A manutenção da escala espacial constante, representada por cada trecho, demonstra as mudanças do canal com relação à dinâmica temporal.

Trecho 1

Durante o período de 1962-1978 o Trecho 1 do rio do Peixe apresentou as menores transformações em sua morfologia (Figura 41 e Tabela 7-9). Neste período houve o predomínio de mobilidade lateral, cujos principais mecanismos foram migrações e migrações confinadas no trecho. De forma secundária ainda houve a ocorrência de lóbulo e o crescimento em meandros. Nos meandros compostos, especialmente presentes neste trecho, concentraram-se as migrações e cortes de pedúnculos.

Os mecanismos de mudança nos meandros implicaram no pequeno aumento da amplitude média (Figura 41). Por outro lado, os cortes de pedúnculo propiciaram as transformações mais drásticas na morfologia, com os dois abandonos abruptos contribuindo para o aumento médio do comprimento de onda do trecho nesse período. Mecanismos com diferentes respostas à morfologia do canal, como a migração e o corte de pedúnculos, implicaram no balanço da sinuosidade do trecho, como visto no leve declínio de 0,4% da sinuosidade entre 1962 e 1978 (Tabela 9). O comportamento do canal, com as menores mudanças nesse período também, é corroborado pela menor relação entre áreas erodidas e deposicionais assim como os menores valores de morfodinâmica durante este período (Tabela 8).

No período seguinte de 1978-1997 as mudanças do canal no Trecho 1 tornaram-se mais distribuídas e acentuadas em comparação ao período anterior (Figura 41). Os meandros evoluíram por intermédio de migrações e crescimentos, e, em menores proporções, com duplo-lóbulo e novos meandros. Constatou-se, nesse período, o dobro de cortes de pedúnculos em comparação ao período anterior. Entretanto esses mecanismos ocorreram com marcada distinção, sendo dois abandonos abruptos

ocorridos em sequência e outros dois também seguidos, porém como abandonos graduais e de maior tamanho (amplitude de 350,4 e 367,7 m).

Os dois cortes de pedúnculos maiores (Figura 42) ocorreram em meandros compostos, decorrentes do desenvolvimento assimétrico do canal e foram os principais responsáveis pela diminuição do comprimento de onda e amplitude média do trecho nesse período, contribuíram também para o maior retrabalhamento do canal na planície, realçado pelo aumento de áreas deposicionais (Tabela 8). A morfologia do trecho tornou-se mais suave no ano de 1997, com a maior diminuição da sinuosidade nesse período (Tabela 9).

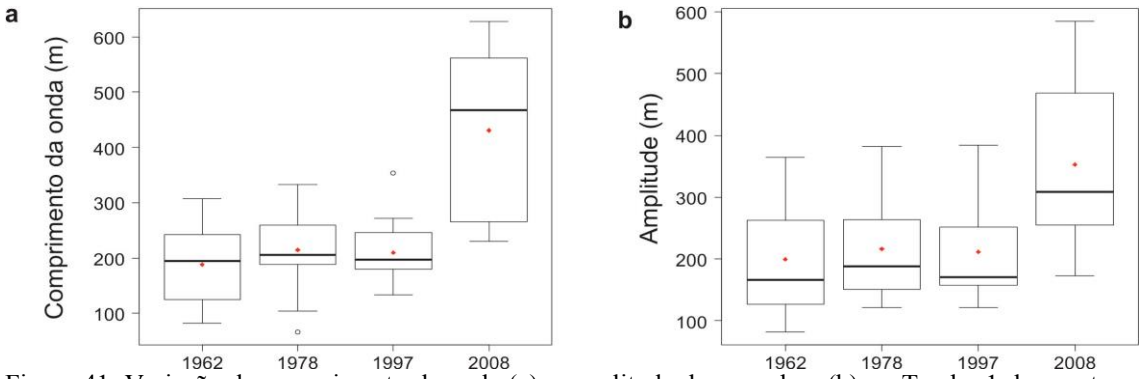


Figura 41. Variação do comprimento da onda (a) e amplitude de meandros (b) no Trecho 1 demonstram mudança alcançada na morfologia no ano de 2008, com o progressivo corte de pedúnculos e o aumento da distância entre os meandros.

Tabela 7. Ocorrência de mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 1.

Mudança de Canal	1962-1978	1978-1997	1997-2008
Migração	11	17	19
Migração Confinada	11	9	0
Crescimento	4	9	13
Lóbulo	4	0	6
Duplo-Lóbulo	0	4	0
Novos Meandros	0	4	0
Retração	0	22	13
Corte de Pedúnculo	7	17	50
Mudanças Complexas	0	4	0
Meandros Estáveis	48	13	0

Tabela 8. Valores (10^3m^2) de morfodinâmica no Trecho1.

Períodos	E	AP	D	E/D	T
1962-1978	7,62	0,47	8,15	0,94	16,24
1978-1997	11,90	3,54	14,46	0,86	29,91
1997-2008	8,36	2,32	12,67	0,66	23,34

*E=área erodida, AP=área formada por ambos os processos de deposição e erosão, D=áreas deposicionais, E/D=relação entre área erodida pela depositada e T=área de total morfodinâmica.

Tabela 9. Variação da sinuosidade do Trecho 1.

	1962	1978	1997	2008
Trecho 1	2,82	2,80	2,43	1,84

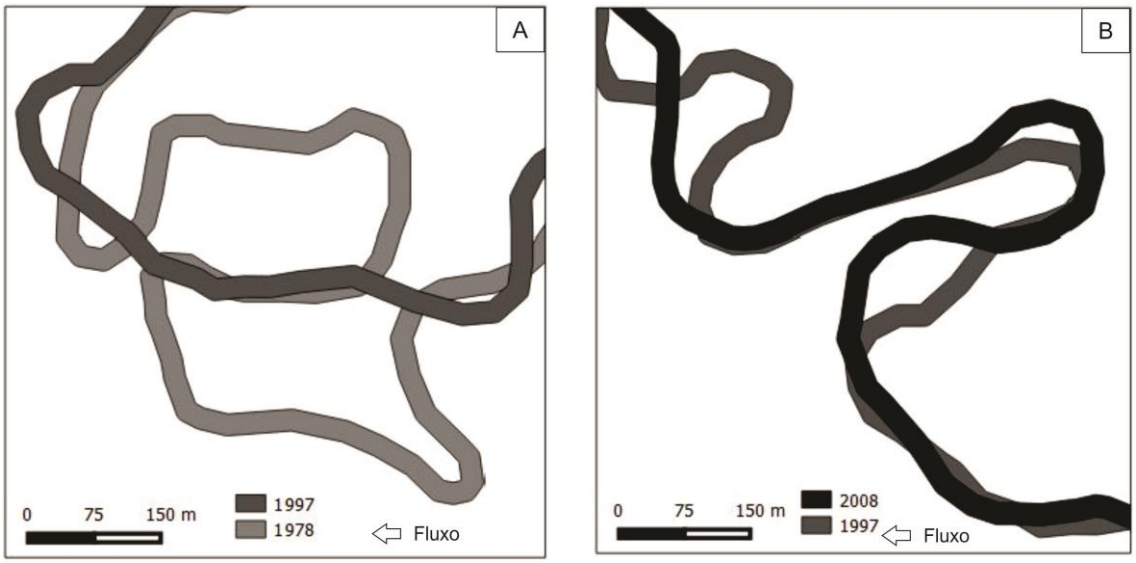


Figura 42. (A) Cortes de pedúnculos que favoreceram a reocupação do canal, porém com o fluxo em direção contrária; (B) crescimento do meandro e o característico estreitamento preliminar ao corte de pedúnculo gradual, além de corte de pedúnculo no meandro com menor amplitude.

Salienta-se ainda, que durante este período, 1978-1997, o rio do Peixe dividiu o fluxo do canal à montante do Trecho 1, resultando na formação de um canal secundário(Figura 43). Este canal estende-se por 14,5 km e conecta-se novamente à jusante do Trecho 1 e a montante do Trecho 2. Mais precisamente, este canal secundário formou-se entre 1978-1985 devido a um processo de avulsão e instalou-se como parte da rede de drenagem atual. Com a bifurcação do rio do Peixe à montante deste trecho,

compreende-se que esta divisão do fluxo incialmente possa representar potencial resposta na morfologia dos meandros.

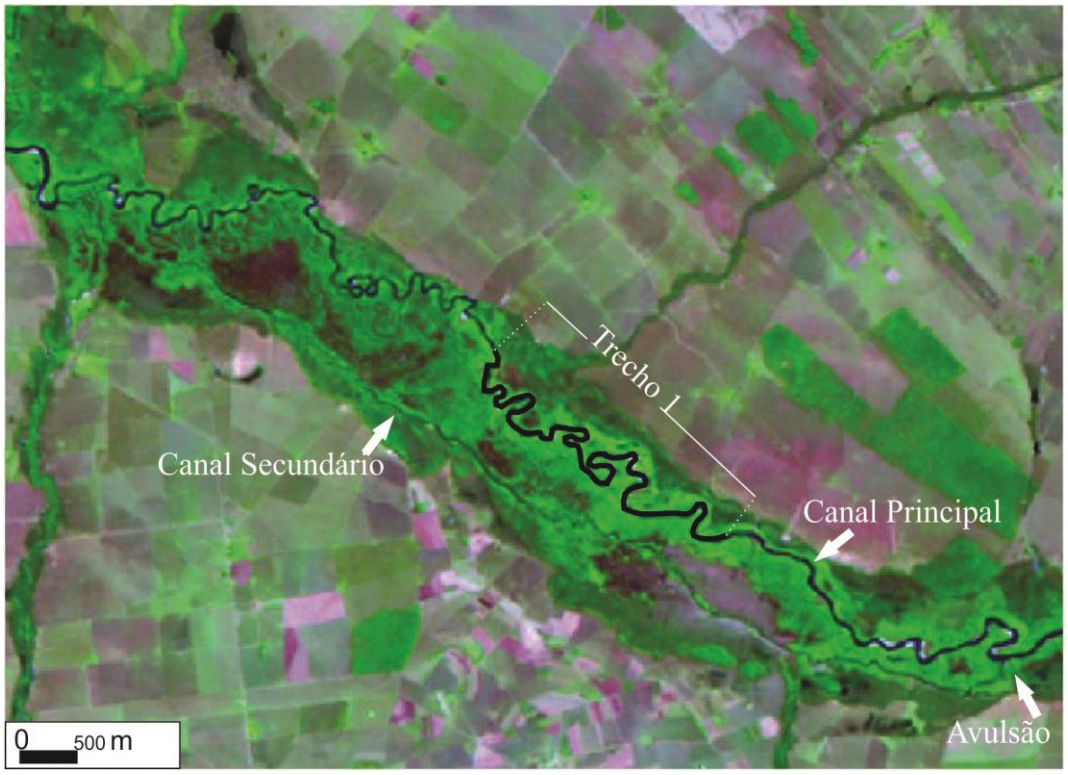


Figura 43. Na imagem Landsat 5 do ano de 1985 já se nota o canal secundário, oriundo da avulsão, como parte da rede de drenagem.

No último período, 1997-2008, o Trecho 1 apresentou as maiores transformações em sua morfologia (Figura 41 e Tabela 7-9). As mudanças intensificaram-se com o aumento dos cortes de pedúnculos, novamente registrando o dobro de ocorrências, se comparado ao período de 1978-1997. Tais mecanismos propiciaram ao canal mudança forte em sua forma, como foi constatado no comprimento de onda e amplitude dos meandros (Figura 41). Isso por que as mudanças que já estavam em curso acentuaram-se nesse período, principalmente com a eliminação de meandros de amplitude reduzida.

A progressiva redução de meandros resultou na morfologia alcançada no ano de 2008, caracterizada por meandros grandes e espaçados. Além disso, a forte dinâmica do

trecho nesse período pode ser atestada pela notável proporção de processos de migração e crescimento de meandros. Apesar da intensa dinâmica do período (Tabela 9), notou-se que o total de áreas retrabalhadas na planície foi inferior ao encontrado para o período anterior (Tabela 8). Essas mudanças no trecho resultaram na maior diminuição da sinuosidade.

Trecho 2

As mudanças do canal no Trecho 2 durante o período de 1962-1978 propiciaram fortes transformações na morfologia (Figura 44 e Tabela 10-13), principalmente, devida à maior concentração de corte de pedúnculos nesse período (Tabela 10). Os cortes de pedúnculos concentraram-se em meandros com valores extremos tanto de alta como de baixa amplitude. Esse mecanismo diminuiu levemente a amplitude média, e causou o aumento do comprimento de onda.

Mudanças ocorridas neste período, como crescimento e, em menores proporções, migração, tiveram importante significado para a compreensão da evolução dos meandros durante o período analisado. Porém, nesse período essas mudanças não resultaram em significativa alteração dos parâmetros morfométricos. Por outro lado, destaca-se que neste período ocorreram as mais altas taxas deposicionais do trecho (Tabela 10), que refletiram principalmente ons cortes de pedúnculos. O Trecho 2 diminuiu a sua sinuosidade em 17,8% até o ano de 1978 (Tabela 12).

As mudanças no canal que causaram a maior transformação na morfologia do Trecho 2 ocorreram no período de 1978-1997 (Figura 44 e Tabela 10). Apesar da diminuição de cortes de pedúnculos com relação ao período anterior, a ocorrência desse mecanismo em meandros com maiores amplitudes foram vitais para a maior transformação da morfologia neste trecho (Figura 44). As variações da amplitude e do

comprimento de onda dos meandros também corroboram com a intensidade das mudanças nesse período.

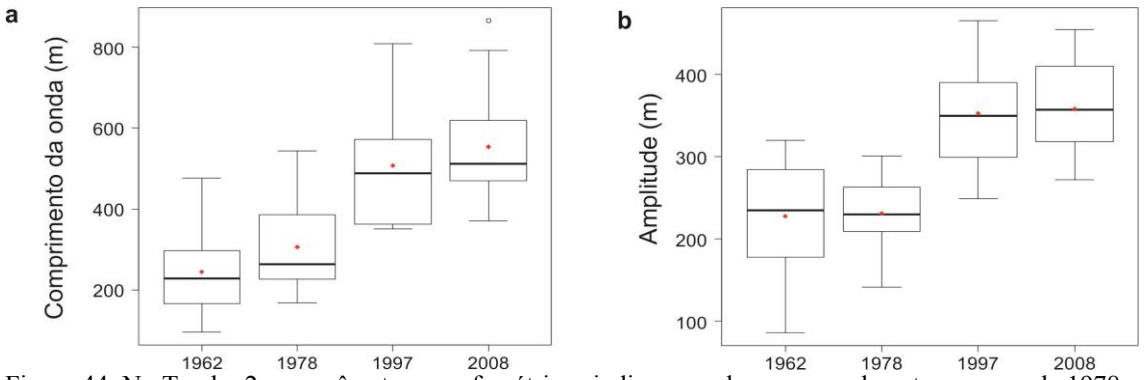


Figura 44. No Trecho 2, os parâmetros morfométricos indicam mudança marcada entre os anos de 1978 e 1997, quando o canal adquiriu morfologia suave depois da eliminação de diversos meandros.

Tabela 10. Ocorrência de mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 2.

Mudança de Canal	1962-1978	1978-1997	1997-2008
Migração	9	11	15
Migração Confinada	0	6	0
Crescimento	26	6	15
Lóbulo	4	6	0
Duplo-Lóbulo	0	0	0
Novos Meandros	0	11	0
Retração	4	11	8
Corte de Pedúnculo	35	28	0
Mudanças Complexas	4	6	0
Meandros Estáveis	17	11	69

Tabela 11. Valores ($10^3 m^2$) de morfodinâmica no Trecho2.

Períodos	E	AP	D	E/D	T
1962-1978	10,70	0,73	14,58	0,73	26,01
1978-1997	11,39	5,62	14,00	0,81	31,01
1997-2008	9,57	2,13	9,13	1,05	20,82

*E=área erodida, AP=área formada por ambos os processos de deposição e erosão, D=áreas deposicionais, E/D=relação entre área erodida pela depositada e T=área de total morfodinâmica.

Tabela 12. Variação da sinuosidade do Trecho 2.

	1962	1978	1997	2008
Trecho 2	2,30	1,89	1,61	1,65

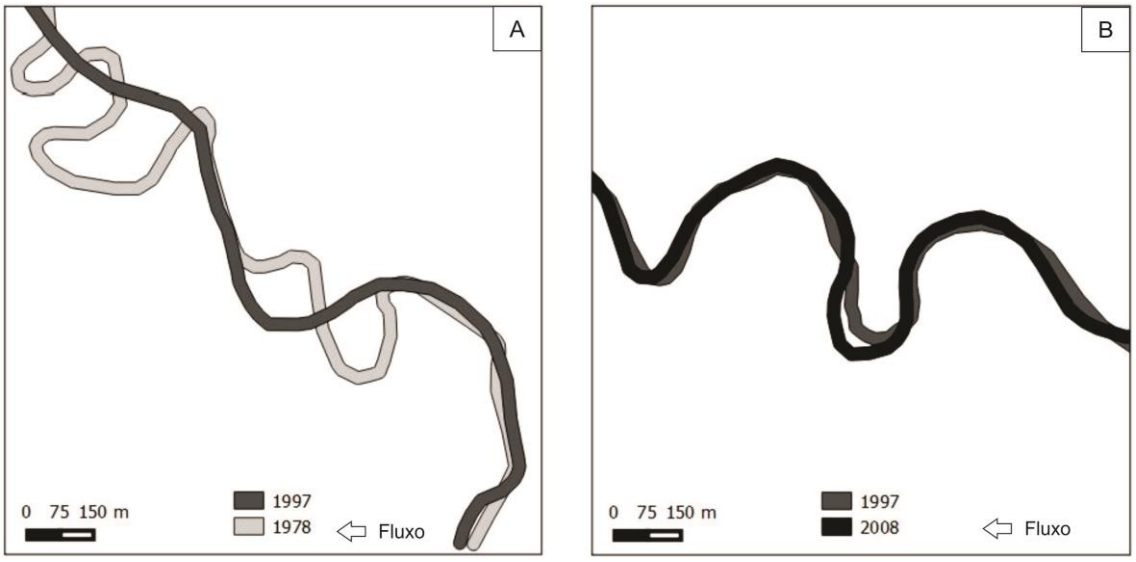


Figura 45. (A) Drástica redução de meandros que propiciou ao canal morfologia simplificada e (B) Leve crescimento em meandros remanescentes.

O comportamento do trecho durante esse período decorreu com gradual evolução, que pode ser constatado com a progressão dos mecanismos de mudanças dos meandros em relação ao período anterior. Como exemplo disso, têm-se os meandros que, no período anterior registraram crescimento, progrediram com cortes de pedúnculos. Essa observação reflete o predomínio de abandonos graduais (80%) como característica desse período. Neste trecho, como já observado no Trecho 1, notou-se também que as retrações do canal devem-se ao ajustamento de meandros abandonados à jusante.

Os mecanismos relacionados ao desenvolvimento do canal, como migração e novos meandros, demonstraram ligeiro aumento proporcionando maiores implicações na mudança da morfologia que no período anterior. Essa dinâmica contribuiu com o maior retrabalhamento do canal na planície (Tabela 11), principalmente com o aumento

de áreas erodidas e as áreas combinadas por ambos os processos. Observou-se que a diminuição da sinuosidade em 1997 (10,1%) se deu através de predomínio de cortes de pedúnculos, assim como no período anterior (Tabela 12).

As mudanças na morfologia no Trecho 2 durante o período de 1997-2008 foram muito sutis (Figura 44), com acentuada diminuição dos mecanismos de mudanças se comparado aos demais períodos (Tabela 10). Houve o prevalecimento de alterações como crescimento e migração de meandros (Tabela 10), que determinaram, respectivamente, aumento da amplitude e comprimento de onda. Nesse período também houve maior equivalência da relação entre áreas erodidas e depositadas (Tabela 11), bem como o acréscimo da sinuosidade (Tabela 12). Os mecanismos de mudança desse período juntamente com a ausência de cortes de pedúnculos sugerem o desenvolvimento dos meandros. Os valores de morfodinâmica expressam a baixa remobilização de materiais na planície (Tabela 11).

Trecho 3

As maiores transformações da morfologia no Trecho 3 ocorreram durante o período de 1962-1978 (Figura 46 e Tabela 13-16), principalmente devido à forte influência da combinação de corte de pedúnculos e avulsões (Tabela 13). O período concentra a maior quantidade de cortes de pedúnculos do rio do Peixe com 11 ocorrências, dos quais 64% devem-se aos abandonos graduais. Adicionalmente, notou-se que mecanismos como migração e crescimento tiveram importante papel na evolução de meandros. A forte dinâmica do canal com os cortes de pedúnculos motivou o aumento do comprimento de onda médio no trecho. Por outro lado, demais meandros desenvolveram-se e favoreceram o aumento da amplitude média do trecho.

Os mecanismos de avulsão foram constatados somente no Trecho 3 (Figura 48 A e Tabela 13). A primeira avulsão já estava em curso no ano de 1962 formando um canal com extensão de 580 m que manteve seu fluxo até 1978 (Figura 48 B-D). Já a segunda ocorrência foi entre o período de 1962-1978 e possui maior extensão, com 1,5 km (Figura 48 –E-G). No segmento multicanal, formado por esta última avulsão, observou-se a expressiva concentração de sete cortes de pedúnculos. A morfodinâmica do trecho durante esse período resultou em altas taxas de remobilização do canal na planície, com proporções de áreas erodidas e deposicionais muito similares (Tabela 14). A diminuição de 21,7% da sinuosidade causada pelos cortes de pedúnculos e avulsões não foi ainda mais forte devido à atuação erosiva ocorrida com mecanismos de crescimento e migração dos meandros (Tabela 15).

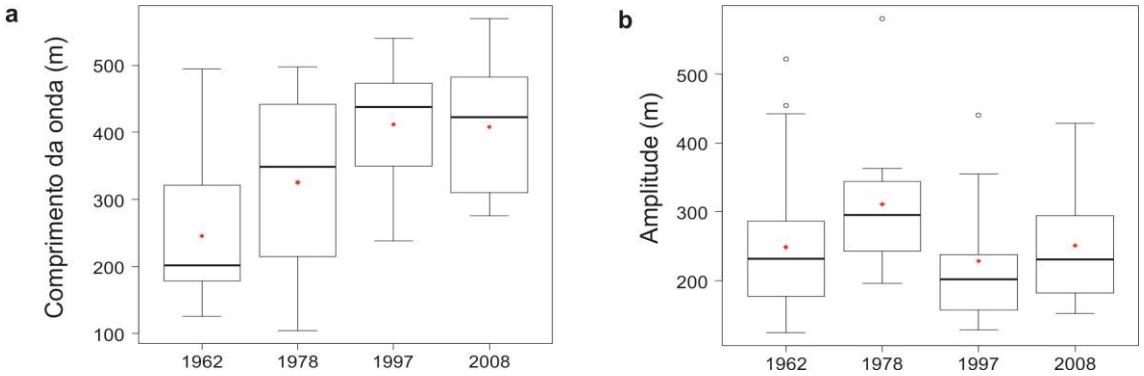


Figura 46. No Trecho 3 pode ser observado a maior transformação do canal. Apesar de a amplitude denotar pouca variação entre os anos de1962 e 2008, o comprimento de onda explica a eliminação dos meandros entre 1978-1997, assim como o desenvolvimento dos meandros entre 1997-2008.

Tabela 13. Ocorrência de mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 3.

Mudança de Canal	1962-1978	1978-1997	1997-2008
Migração	8	8	13
Migração Confinada	0	8	6
Crescimento	13	8	19
Lóbulo	0	0	13
Duplo-Lóbulo	0	0	6
Novos Meandros	0	31	0
Retração	0	0	0
Corte de Pedúnculo	46	8	0
Mudanças Complexas	8	15	0
Meandros Estáveis	25	15	44
Avulsão	2	0	0

Tabela 14. Valores ($10^3 m^2$) de morfodinâmica no Trecho3.

Períodos	Erodida	Depositada	Ambos os processos	Total	E/D
1962-1978	17,83	19,05	1,01	37,89	0,94
1978-1997	12,77	24,52	4,64	41,93	0,52
1997-2008	12,01	10,38	1,67	24,06	1,16

*E=área erodida, AP=área formada por ambos os processos de deposição e erosão, D=áreas deposicionais, E/D=relação entre área erodida pela depositada e T=área de total morfodinâmica.

Tabela 15. Variação da sinuosidade do Trecho 3.

	1962	1978	1997	2008
Trecho 3	2,62	2,04	1,53	1,66

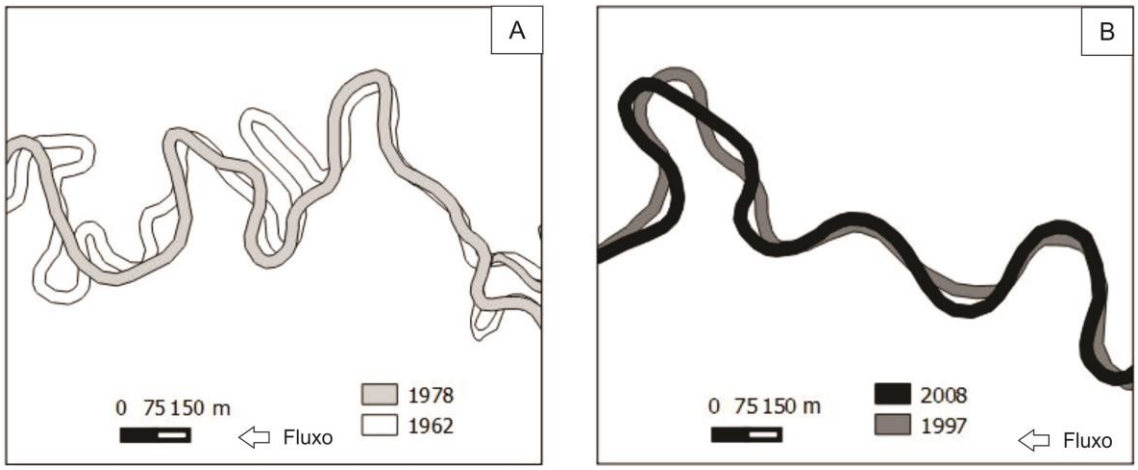


Figura 47. (A) Cortes de pedúnculos em meandros do Trecho 3 que demonstram a intensidade das mudanças do canal no período de 1962-1978; (B) Meandros com crescimento suave, que sugerem o restabelecimento da sinuosidade no período de 1997-2008.

No período seguinte de 1978-1997 as mudanças na morfologia do trecho ainda se demonstraram expressivas (Figura 46). As avulsões criaram efêmeros segmentos multicanais e promoveram extensas áreas abandonadas no ano de 1997. Além de ter produzido remobilização expressiva de sedimentos, resultando no predomínio de agradação na planície (Tabela 14). As avulsões implicaram em alteração significativa na morfometria do trecho, formando segmentos aproximadamente retilíneos, onde antes existiam sequências de meandros.

Ademais, dois representativos cortes de pedúnculos contribuíram também, em menores proporções no período, para a simplificação da forma do canal e a agradação na planície. Por outro lado, como reflexo às fortes transformações do período anterior, notou-se a formação de novos meandros. Esses mecanismos (Tabela 14) contribuíram para a redução de 25,7% da sinuosidade, alcançando o menor valor (1,52) no ano de 1997 (Tabela 15).

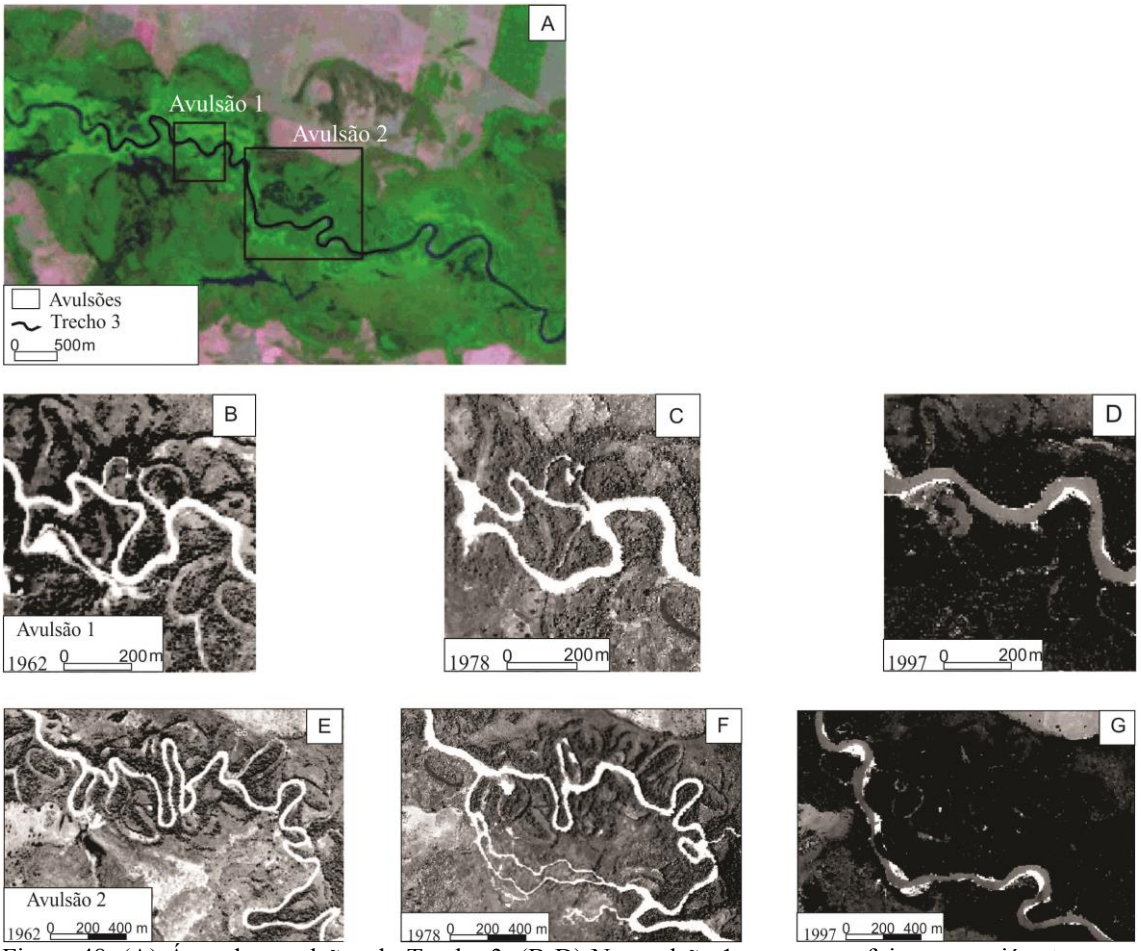


Figura 48. (A) Área das avulsões do Trecho 3. (B-D) Na avulsão 1 o processo foi menor e já estava em curso no ano de 1962, (E-F) a avulsão 2 ocorreu entre 1962 e 1978 e propiciou um segmento abandonado de 1,5 km.

Durante o último período de 1997-2008 houve no Trecho 3, pouca alteração na morfologia dos meandros (Figura 46), porém com ocorrência de mecanismos com importante significado para a evolução do canal (Tabela 13). A morfologia tênue dos poucos meandros de 1997 evoluiu até 2008 com crescimento e migração (Tabela 13). Nota-se que houve o aumento da amplitude, e a leve diminuição do comprimento de onda. Além disso, houve o predomínio, nesse período, de áreas erodidas comparado às áreas deposicionais na planície (Tabela 14). Essas características dos mecanismos de mudança, parâmetros morfométricos e da morfodinâmica indicam o desenvolvimento dos meandros, como observado pelo aumento de 9,5% da sinuosidade no ano de 2008 (Tabela 15).

Trecho 4

As maiores mudanças na morfologia do Trecho 4 ocorreram no período de 1962-1978 (Figura 50 e Tabela 16-19). O rio do Peixe possuía, em 1962, meandros compostos com amplitudes elevadas que propiciaram, consequentemente, as mudanças do canal mais radicais (Figura 49). Os principais mecanismos de mudanças no canal durante o período 1962-1978 foram os cortes de pedúnculo e, as migrações do canal que reforçaram a atividade fluvial durante o período (Tabela 16).

A preponderância dos cortes de pedúnculos resultou no aumento do comprimento de onda dos meandros, e a concentração desses processos nos menores meandros pode ser observada na variação da amplitude. Apesar de cortes de pedúnculo terem ocorrido nos meandros de menores amplitudes nesse período, a morfodinâmica demonstrou o predomínio de agradação na planície (Tabela 17). A resposta dessas transformações também pode ser observada na diminuição de 31,4% da alta sinuosidade do trecho (Tabela 18).

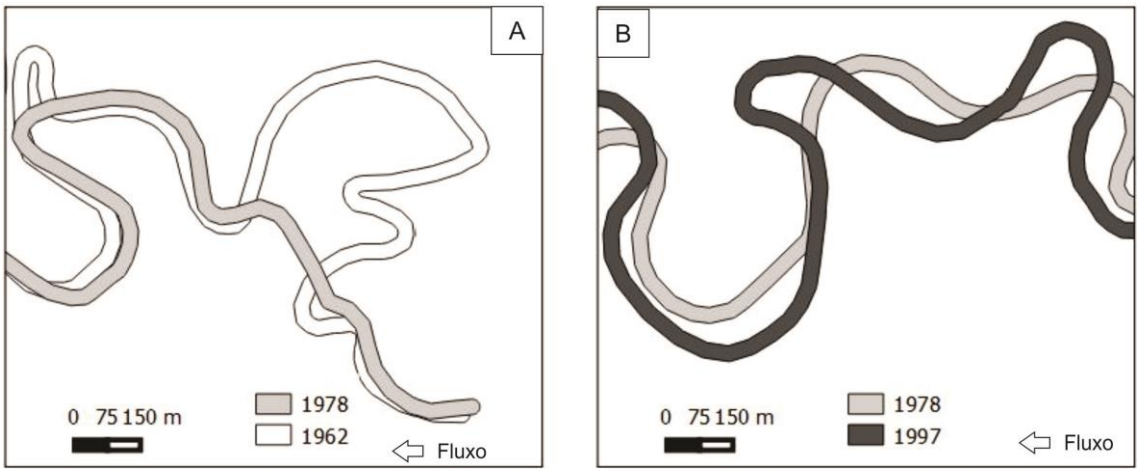


Figura 49. (A) Cortes de pedúnculos em meandros do Trecho 3 demonstram a intensidade das mudanças do canal no período de 1962-1978. (B) Meandros com suave crescimento sugerem o restabelecimento da sinuosidade no período de 1978-1997.

No período seguinte 1978-1997 as alterações morfométricas no Trecho 4, continuaram a progredir (Figura 50), porém houve alteração marcada no tipo de mecanismos de mudança do canal (Tabela 16). Notou-se que houve predomínio da mobilidade do canal, com migração e crescimento dos meandros (Tabela 16). Os cortes de pedúnculos diminuíram, porém, ainda que em menor quantidade, uma dessas mudanças criou um extenso meandro abandonado (1,58 km de comprimento). Já o comprimento de onda continuou a apresentar aumento favorecido pelos cortes de pedúnculos, enquanto que a amplitude dos meandros apresentou a redução dos menores valores.

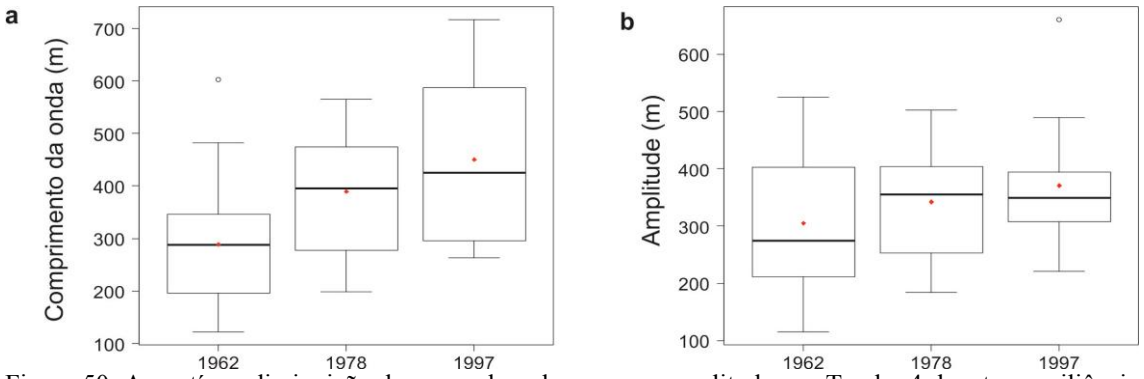


Figura 50. A contínua diminuição dos meandros de menores amplitudes no Trecho 4 denota a resiliência das maiores formas do canal e a simplificação na forma do canal com o maior espaçamento expresso pelo comprimento de onda.

Tabela 16. Ocorrência de mecanismo de mudança na morfologia de meandros (%) do Trecho 4.

Mudança de Canal	1962-1978	1978-1997
Migração	15	37
Migração Confinada	5	0
Crescimento	5	26
Lóbulo	0	5
Duplo-Lóbulo	0	0
Novos Meandros	0	5
Retração	10	0
Corte de Pedúnculo	35	11
Mudanças Complexas	5	11
Meandros Estáveis	25	5

Tabela 17. Valores (10^3m^2) de morfodinâmica no Trecho 4.

Períodos	Erodida	Ambos os processos	Depositada	E/D	Total
1962-1978	15,43	1,45	29,20	0,53	46,09
1978-1997	23,19	11,21	23,86	0,97	58,26

*E=área erodida, AP=área formada por ambos os processos de deposição e erosão, D=áreas deposicionais, E/D=relação entre área erodida pela depositada e T=área de total morfodinâmica.

Tabela 18. Variação da sinuosidade do Trecho 4.

	1962	1978	1997
Trecho 4	2,71	1,93	1,87

Apesar do menor registro de mecanismos de mudança nos meandros e a menor mudança na geometria do canal, houve maior retrabalhamento fluvial nos depósitos da planície (Tabela 17). Os valores de morfodinâmica, durante esse período, também variaram sensivelmente em comparação ao período anterior. O aumento do coeficiente entre as áreas erodidas e depositadas (E/D) demonstra esse balanço no período. Apesar do predomínio dos mecanismos que atuaram no aumento da sinuosidade, como a migração e crescimento, os cortes de pedúnculos prevaleceram na leve diminuição de 2% da sinuosidade nesse período (Tabela 18).

5.1.6.2 Dinâmica Espacial

Os testes estatísticos do comportamento dos trechos para cada período exibem o padrão da variação espacial do rio do Peixe. Durante os aproximadamente 50 anos estudados, notou-se que a taxa de atividade dos trechos possui notável distinção espacial ao longo do canal (Figura 51). Adicionalmente, as análises estatísticas apontaram a variação significativa do comprimento de onda e amplitude dos meandros, que são

apresentadas por períodos, colaborando para elucidar o padrão espacial na dinâmica do rio do Peixe.



Figura 51. Variação espaço-temporal de meandros ativos em trechos.

Inicialmente, durante o período de 1962-1978, o comportamento do canal pode ser dividido entre predomínio de estabilidade no Trecho 1 e alta atividade dos meandros nos demais trechos à jusante (Figura 51). No Trecho 1, houve predomínio da estabilidade assim como os menores valores da morfodinâmica deste trecho. Por outro lado, nos Trechos 2, 3 e 4 notou-se intensa mobilidade do canal com percentual acima de 75% de meandros ativos neste período. Já os parâmetros morfométricos determinaram alteração significativa somente nos Trechos 3 e 4 (Tabela 19 e Tabela 20).

Tabela 19. Análise estatística do comprimento de onda dos meandros entre os anos de 1962 e 1978.

Trecho	Ano	Amostras	Teste WMW Valor-p	Ho= não há variação significativa
1	1962	22	0,26	Aceito
	1978	20		
2	1962	25	0,1	Aceito
	1978	14		
3	1962	25	0,07	Aceito
	1978	10		
4	1962	25	0,02	Rejeitado
	1978	13		

Tabela 20. Análise estatística da amplitude dos meandros entre os anos de 1962 e 1978.

Trecho	Ano	Amostras	Teste WMW Valor-p	Ho= não há variação significativa
1	1962	22	0,37	Aceito
	1978	20		
2	1962	26	0,96	Aceito
	1978	15		
3	1962	25	0,04	Rejeitado
	1978	10		
4	1962	26	0,28	Aceito
	1978	13		

No período de 1978-1997 o canal apresentou forte atividade em todos os trechos (Figura 51), apesar dos diferentes estágios de evolução em cada trecho. Nos Trechos 1, 2 e 3 os cortes de pedúnculos motivaram as principais mudanças da geometria do canal. Porém, nestes dois últimos trechos, houveram similares e importantes mudanças que resultaram no alcance de uma forma simplificada do canal, caracterizada pelo estágio de baixa sinuosidade (Tabela 21 e Tabela 22). No Trecho 2, notou-se a maior taxa de atividade associada a fortes transformações da geometria constatada pela estatística dos parâmetros morfométricos. Já no Trecho 3, a variação significativa da amplitude dos meandros refere-se à reorganização da drenagem decorrente de extensos abandonos propiciados por avulsões.

Por outro lado, no Trecho 4, que já havia apresentado a maior atenuação de sua sinuosidade em 1978, a ocorrência de mecanismo de migração do canal intensificou-se neste período e os cortes de pedúnculos foram reduzidos. Esses mecanismos tornaram as alterações na geometria, nesse trecho, mais brandas se comparadas aos demais trechos. Porém, houve maior remobilização do canal neste trecho com aumento de áreas erodidas pelos mecanismos de migração e crescimento dos meandros.

Tabela 21. Análise estatística do comprimento de onda dos meandros entre os anos de 1978 e 1997.

			Teste WMW	
Trecho	Ano	Amostras	Valor-p	Ho= não há variação significativa
Trecho 1	1978	20	0,64	Aceita
	1997	14		
Trecho 2	1978	14	0,001	Rejeitada
	1997	10		
Trecho 3	1978	10	0,1	Aceita
	1997	14		
Trecho 4	1978	13	0,38	Aceita
	1997	13		

Tabela 22. Análise estatística da amplitude dos meandros entre os anos de 1978 e 1997.

			Teste WMW	
Trecho	Ano	Amostras	Valor-p	Ho= não há variação significativa
Trecho 1	1978	20	0,98	Aceita
	1997	14		
Trecho 2	1978	15	0,00005	Rejeitada
	1997	10		
Trecho 3	1978	10	0,03	Rejeitada
	1997	13		
Trecho 4	1978	13	0,80	Aceita
	1997	13		

Por último, o comportamento dos trechos durante o período de 1997-2008 realçou o contraste espacial das mudanças do canal (Figura 51). No Trecho 1, houve forte dinâmica do canal com atividade em todos os meandros. A forte alteração dos meandros desse trecho foi corroborada pela significativa variação estatística tanto do comprimento de onda como da amplitude média (Tabela 23 e Tabela 24).

Adicionalmente, a constatação dos mais altos valores da morfodinâmica do Trecho 1 comparada com os demais, colabora para evidenciar a alta atividade deste trecho no período. Em oposição, no Trecho 2, predominou a estabilidade caracterizada

pelas tênues mudanças dos meandros. Já no Trecho 3, as mudanças preliminares e maior atividade foram mais acentuadas que no Trecho 2, inclusive reafirmada pelos expressivos valores da morfodinâmica erosiva deste trecho.

Tabela 23. Análise estatística do comprimento de onda dos meandros entre os anos de 1997 e 2008.

			Teste WMW	
Trecho	Ano	Amostras	Valor-p	Ho= não há variação significativa
Trecho 1	1997	14	0,0002	Rejeitada
	2008	8		
Trecho 2	1997	10	0,85	Aceita
	2008	10		
Trecho 3	1997	14	1	Aceita
	2008	14		

Tabela 24. Análise estatística da amplitude dos meandros entre os anos de 1997 e 2008.

			Teste WMW	
Trecho	Ano	Amostras	Valor-p	Ho= não há variação significativa
Trecho 1	1997	14	0,01	Rejeitada
	2008	8		
Trecho 2	1997	10	0,85	Aceita
	2008	10		
Trecho 3	1997	13	0,45	Aceita
	2008	14		

5.1.7 Discussão

5.1.7.1 Principais Mecanismos de Mudança no Canal do Rio do Peixe

Os cortes de pedúnculos demonstraram ser o mecanismo que mais contribuiu para a alteração da morfologia do rio do Peixe. Frequentemente, as mudanças do canal resultam na reocupação dos paleocanais e lagos em meandros. No período de 1962-2008, os cortes de pedúnculos se dividiram entre o predomínio de abandonos graduais

nos Trecho 1 e 4 e os abandonos abruptos nos Trechos 2 e 3. Apesar da alternância, notou-se que, em todos os trechos houve sequência de abandonos de meandros em único período. A aglomeração destes mecanismos sugere a possibilidade de que único corte de pedúnculo possa ser responsável por desencadear demais cortes de pedúnculo à jusante (Hooke, 2004; Gautier et al. 2006; Michelli & Larsen, 2011).

Já a dinâmica temporal da quantidade de corte de pedúnculos, entre os trechos do rio do Peixe, realçou a variação espacial do comportamento do canal (Figura 52). Notou-se nos Trechos 2, 3 e 4, ao longo dos períodos, o decréscimo nos cortes de pedúnculos, enquanto que, no Trecho 1, observou-se progressivo aumento desse mecanismo. Estudos com curtas escalas temporais e diferentes escalas espaciais, como em meandros individuais (Hooke, 2007) ou até mesmo ao longo de trechos extensos (Ebisemiju, 1993; Magdaleno & Fernando-Yuste, 2011), têm reportado a ausência de padrão espacial nos mecanismos de mudanças do canal.

Comportamento similar ao do rio do Peixe, com a concentração de cortes de pedúnculos preliminarmente à jusante, foi encontrado por Gautier et al. (2006), ao longo do rio Beni. Essa resposta tardia, representada pela ocorrência dos mecanismos no Trecho 1, possui também similaridade com resultados de modelagem que indicam o atraso de mudanças no canal em direção à montante (Zolezzi & Seminara, 2001; Pittaluga et al. 2009).

Adicionalmente notou-se que, ao longo dos 46 anos, houve uma suave diminuição da ocorrência de corte de pedúnculos em direção à jusante, encontrada com o valor total desse mecanismo por trechos (Figura 52). Associado a este comportamento, durante o mesmo intervalado, constatou-se que a amplitude média dos meandros abandonados por trechos aumentou em direção à jusante. A combinação da variação espacial de cortes de pedúnculos e a amplitude média dos meandros

equipararam a sinuosidade do canal no ano de 2008. Esse comportamento dos trechos ao longo do rio do Peixe parece regular a quantidade de cortes de pedúnculos, direcionando o canal para uma diminuição da sinuosidade, podendo ser interpretado como uma evidência do ajustamento no canal.

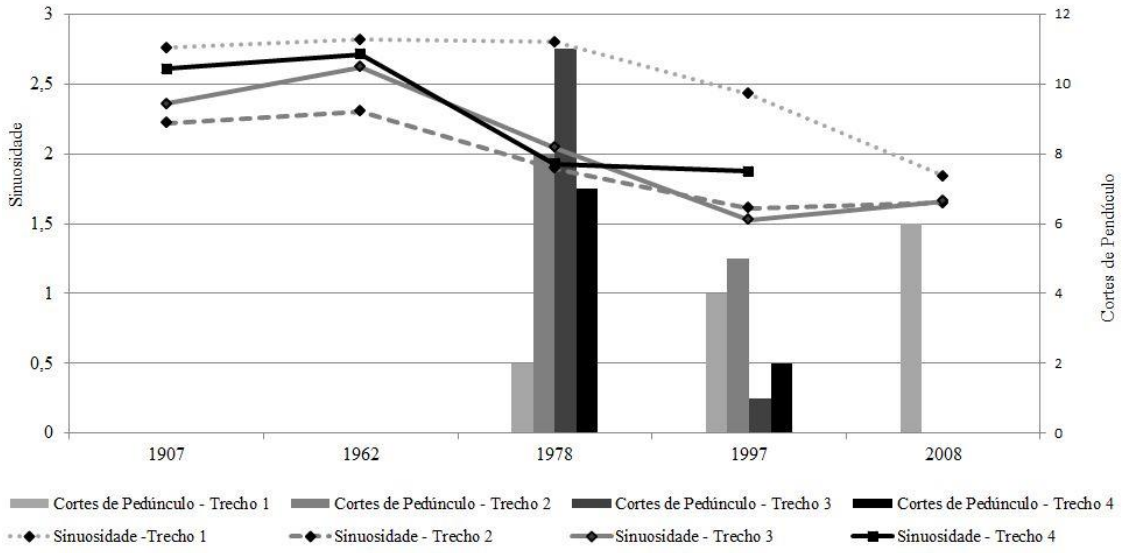


Figura 52. A variação de corte de pedúnculos demonstra relação direta com a diminuição da sinuosidade. No entanto, nota-se que a variação da sinuosidade possui maior atraso em direção a montante, expresso pelo Trecho 1.

Apesar dos cortes de pedúnculos representarem o principal mecanismo de redução da sinuosidade em rios meandrantes (Hooke, 2004; Camporeale et al. 2008; Constantine & Dunne, 2008), avulsões produzem mudanças drásticas no canal (Kleinhans et al. 2013). No rio do Peixe, os meandros nos quais as avulsões aconteceram indicam evoluções morfológicas díspares associadas a este mecanismo (Figura 48). A maior avulsão ocorreu em um simples meandro, que teve crescimento simétrico e progressivo, resultando em elevada amplitude. Esse alongamento está associado à bifurcação do fluxo interno no meandro e ao aumento da probabilidade de corte de pedúnculo, o que pode também ter representado possível influência morfológica no meandro para a ocorrência da avulsão (Grenfell et al. 2014).

A menor avulsão ocorrida no Trecho 3 iniciou-se em meandro em que houve assimétrica progressão no lóbulo da jusante. A ocorrência de avulsões em meandros com análoga morfologia foram reiteradas por Gilvear et al. (2000) em meandros com duplos-lóbulos. As avulsões resultaram na formação de segmentos retilíneos (Figura 48. C e F), entretanto, posterior à ocorrência destas, foi possível observar o aumento da sinuosidade do canal com o reestabelecimento da morfologia meandrante.

Assim, a ocorrência de corte de pedúnculos possui implícita relação na diminuição da sinuosidade na maioria dos trechos e demonstra correlação com a diminuição percentual da sinuosidade nos Trechos 1 e 2 (R2 = 0,97, 0,99, respectivamente), como é possível notar na Figura 52. Porém, a baixa correlação no Trecho 3 (R2= 0,35) demonstra a influência da avulsão como importante mecanismo de alteração da forma do canal.

As mudanças do rio do Peixe com as avulsões restritas ao Trecho 3 representam especial variação espacial do padrão de canal meandrante (Figura 48), principalmente com relação a alguns modelos de rios meandrantes que consideram como único mecanismo de abandono do canal o corte de pedúnculo (cf. Lancaster & Bras, 2002; Camporeale et al. 2005; Coulthard & Van De Wiel, 2006; Xu et al. 2011). Modelos como o de Nicholas (2013), que integram características internas e externas do sistema fluvial e incorporam a ocorrência de avulsão dentro de uma perspectiva de continuum do rio, parece ser mais similares ao comportamento efêmero encontrado no Trecho 3 do rio do Peixe.

5.1.7.2 Meandros Compostos

Especialmente nos trechos extremos da montante e jusante, respectivamente, nos Trechos 1 e 4, as mudanças ocorridas nos meandros compostos (aproximadamente 20%

da extensão de cada trecho) sugerem previamente as características do padrão de ajustamento do canal. A restrita distribuição e a evolução díspare desses meandros compostos, como observado nos exemplos da Figura 53, têm um importante significado para as variações espaço-temporais no comportamento do canal.

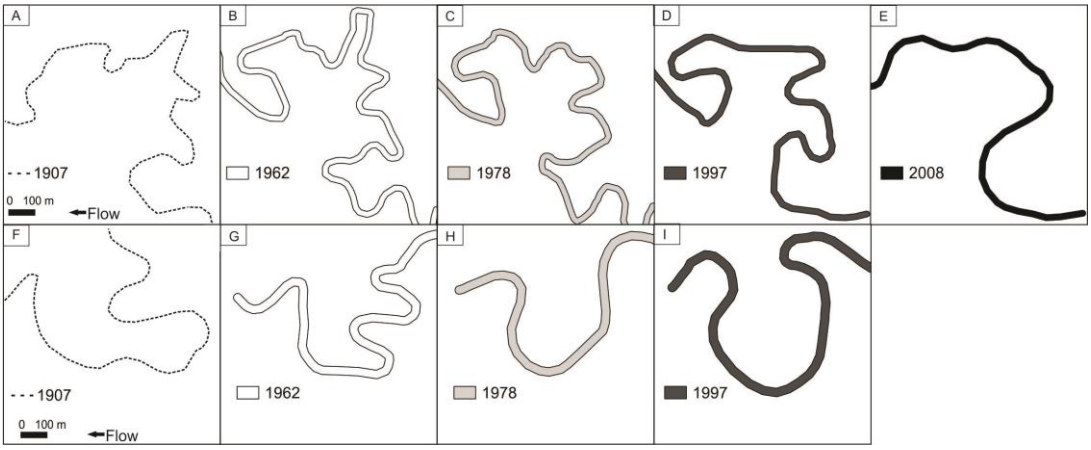


Figura 53. O desenvolvimento do canal nos Trechos 1 (A-E) e 4 (F-I) demonstra padrão de mudanças similar com a eliminação de meandros de amplitude moderada que deram origem a único e grande meandro. Apesar da similaridade dos mecanismos de mudanças do canal, a diferença na escala temporal da transformação da morfologia denota a menor resistência dos meandros do Trecho 4 e o gradual abandono no Trecho 1.

Os meandros compostos com multi-loops evidenciam que a mudança entre os Trechos 1e 4 ocorreu com variação temporal distinta. As alterações na morfologia do canal aconteceram preliminarmente à jusante (Figura 53. F-I) comparadas ao retardo das mudanças à montante (Figura 53. A-E). No Trecho 4, a maioria desses meandros compostos foi eliminada sumariamente em único período, 1962-1978, restando apenas uma única ocorrência que foi suprimida no período seguinte. Por outro lado no Trecho 1 a eliminação dessas formas iniciou-se somente entre 1978-1997, com três cortes de pedúnculos, seguido dos outros dois cortes de pedúnculos no período de 1997-2008. A mudança desse tipo de meandro denota a evolução gradual do Trecho 1 e essa distinção entre os trechos auxilia preliminarmente a compreensão da variação espacial de mudanças ocorridas no rio do Peixe.

Os meandros compostos com multi-lóbulos encontrados no rio do Peixe são equivalentes aos descritos por Hack (1965). A ocorrência de mecanismos de mudança na morfologia em todos os meandros durante os 46 anos do estudo expressa a acentuada dinâmica fluvial nos quatro trechos do rio do Peixe. Apesar dos meandros compostos terem sido desenvolvidos entre 1907 e 1962 (Figura 53), observou-se neste estudo, predominantemente, uma drástica redução de meandros compostos (1962-2008), complementar aos estudos que testemunharam o desenvolvimento desse tipo de meandro (Brice, 1974; Hooke & Harvey, 1983; Howard & Hemberger, 1991; Seminara et al. 2001; Frothingham & Rhoads, 2003; Kiss & Blanka, 2012; Engel & Rhoads, 2013).

O modo como os meandros compostos ocorreram, porém, sugere que a evolução do canal formou a expressiva quantidade de meandros de moderadas amplitudes superpostos em único meandro, caracterizando-os com multi-loops. Posteriormente, foi possível reconhecer que esses meandros menores apresentaram ocorrências de cortes de pedúnculos em sequência, que combinados à taxa de formação incipiente de novos meandros, convergiram para a diminuição da sinuosidade destes trechos.

Ao término da série de abandonos de meandros, sumariamente, houve estágio significativo de alteração na morfometria do canal, resultando em único meandro de grandes proporções. Similar padrão de mudança foi reconhecido previamente por Hooke (2007) em rios naturais, e a formação desses meandros atribuídos ao alcance do limite máximo da sinuosidade em trechos do canal. A ocorrência desses meandros compostos limitados aos Trechos 1 e 4 também demonstra coerência, pois os maiores níveis de sinuosidades do canal foram registrados nesses trechos. Por outro lado, a ausência de evidência do reestabelecimento dos meandros compostos deve ser considerada.

O comportamento do canal constatado no Trecho 1 corresponde ao encontrado por Güneralp & Rhoads (2009), que aponta implicações na curvatura do canal em trechos com meandros compostos representados por amortecidas oscilações. Porém, ressalta-se que, apesar dos abandonos graduais com o corte de pedúnculos nos meandros multi-lóbulos, o estágio final da série de cortes de pedúnculos expressa uma alteração abrupta na morfologia (Figura 53. C-D). A fase de eliminação dos meandros remanescentes implica em alteração drástica na geometria do canal, como pode ser constatado por intermédio da significativa variação dos parâmetros de amplitude e comprimento de onda (Figura 44). Desse modo salienta-se que, além de os meandros compostos serem indicativos de mudanças graduais, o estágio de eliminação final desses meandros implica também na abrupta transição da morfometria do canal.

5.1.7.3 Padrão de Ajustamento do Canal

As mudanças do canal ocorridas no rio do Peixe podem ser observadas, visualmente na morfologia dos trechos (Figura 54) e confirmadas nos testes estatísticos dos parâmetros morfométricos. Casos de ajustamento fluvial com descontinuidade espaço-temporal das mudanças ao longo do canal são conhecidos (cf. Keesstra et al. 2005; Harmar & Clifford, 2006). Conforme exposto por Phillips (2003), o sistema fluvial pode assumir múltiplas trajetórias de respostas. Mas, casos como o do rio do Peixe (Figura 54), em que há evidências de ordenamento espacial das mudanças do canal no sentido da jusante para a montante, são registros escassos (Howard, 1982).

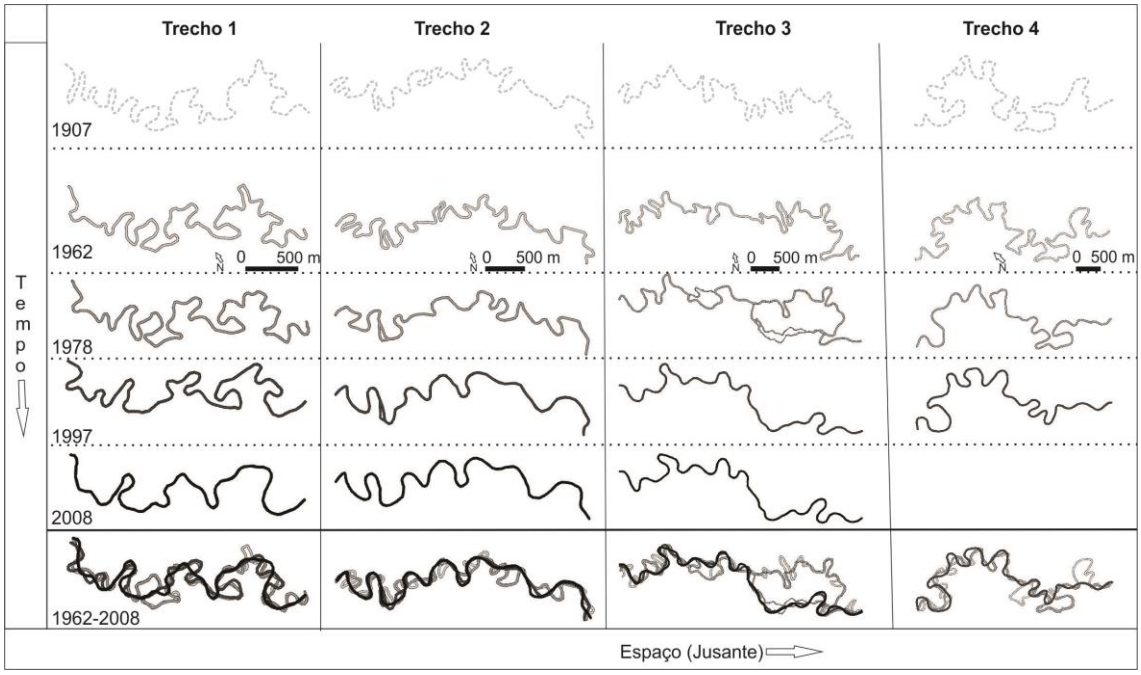


Figura 54 –Forte diminuição da sinuosidade que resultou na simplificação da forma do canal do rio do Peixe entre 1962 e 2008. Também é possível observar que essa transformação ocorreu de jusante (Trecho 4) para montante (Trecho 1).

As transformações na morfologia do canal propiciaram aos trechos alteração similar na morfometria ao longo dos 46 anos analisados (1962-2008). Em 1907 e 1962, os trechos possuíam como característica elevada quantidade de meandros e alta sinuosidade, enquanto que em 2008 observou-se que o canal alcançou um padrão de delineamento suave, marcado pela redução de meandros e a morfologia muito semelhante entre os trechos (desvio padrão da sinuosidade de 0,10). Entre 1907 e 1974 Trivellato (2012) também encontrou a diminuição da sinuosidade em segmentos do rio do Peixe a montante dos trechos estudados. Essas mudanças na morfologia do canal entre os anos de 1962 e 2008, com abrangência em todos os trechos, caracterizam o ajustamento do rio do Peixe.

Como parte dessa dinâmica, observou-se que a taxa de atividade dos trechos variou independente da sinuosidade durante 1962-1978. No ano de 1962, por exemplo, verifica-se que os Trechos 1 e 4 possuíam elevada sinuosidade (2,82 e 2,71

respectivamente), porém no Trecho 1 ocorreram mudanças no canal pouco expressivas até 1978, ao contrário do Trecho 4, onde ocorreram fortes mudanças na morfologia. Nesse mesmo período, observou-se ainda, no Trecho 3, a forte taxa de atividade dos meandros e a concentração de corte de pedúnculos, apesar da sinuosidade em 1962 ter sido relativamente baixa (2,32). Esses comportamentos dos trechos distinguiram-se de resultados encontrados por Guccioone (1984) e Hooke (2007), que apontaram a tendência dos maiores declínios da sinuosidade nos trechos com as maiores sinuosidades.

A respeito da oscilação da sinuosidade, podem ser elencados alguns aspectos morfológicos dos meandros assim como o papel de mecanismos de mudança no canal. A presença de meandros compostos no Trecho 1 (a montante) contribuiu para que a elevada sinuosidade diminuísse de modo gradual. Porém, meandros com morfologia similar apresentaram mudanças mais rápidas no Trecho 4 (a jusante). A ocorrência desse tipo de meandros até denota influência no decaimento da sinuosidade, porém a localização desses meandros compostos à montante demonstra ser um fator ainda mais relevante. Adicionalmente, ressalta-se que mecanismos de avulsão demonstram capacidade de impor mudança drástica na morfologia, mesmo com estágio de sinuosidade relativamente baixa, como no Trecho 3, conforme já descrito no item 5.2.

Em consideração à morfodinâmica dos trechos, observou-se que a quantificação de áreas erodidas e sedimentadas foi fundamental para interpretação da intensidade de determinados mecanismos de mudanças dos meandros. Nos Trechos 1 e 4, constatou-se que o período com os maiores valores de morfodinâmica não coincidiu com o período em que houve a variação significativa dos parâmetros morfométricos. Identificou-se que os períodos em que houve maior atuação morfodinâmica foram caracterizados por aumento expressivo da atividade erosiva do canal, causados pelos mecanismos de

migração e crescimento de meandro. Nesses mecanismos embora tenham propiciado menores implicações para morfometria do canal (por exemplo, em comparação aos cortes de pedúnculos), a morfodinâmica foi capaz de melhor expressar a intensidade dos processos erosivos dos meandros, o que foi essencial para avaliar a reorganização do padrão meandrante após o decréscimo da sinuosidade.

Já os parâmetros morfométricos dos trechos demonstraram a ampla mudança da forma do canal ao longo dos períodos e os testes estatísticos colaboraram para realçar a variação espaço-temporal no rio do Peixe. O comportamento dos trechos indicou que as mudanças preliminarmente foram mais intensas à jusante, progredindo nos períodos seguintes em direção à montante. Como a sequência encontrada com a variação significativa dos parâmetros morfométricos dos trechos, sendo: (i) nos Trechos 3 e 4 durante o período de 1962-1978, (ii) no Trecho 2 durante o período 1978-1997 e (iii) no Trecho 1 durante o período 1997-2008, atesta esse padrão espaço-temporal.

Adicionalmente, a análise fatorial revelou demais similaridades dos trechos. Na Figura 55, os agrupamentos podem ser compreendidos como estágios de alta, média e baixa intensidade da dinâmica do canal. No Grupo 1, estão dispostos os estágios com mudanças muito tênues na morfologia que realçam o contraste temporal entre os Trechos 2 e 3 em relação ao Trecho 1. Já no Grupo 2, ocorreram mudanças de média intensidade na morfologia do canal, com exceção do Trecho 2 em 1978-1997. Por último, o Grupo 3 abrangeu estágios com fortes mudanças na morfologia caracterizadas pela acentuada atividade deposicional.

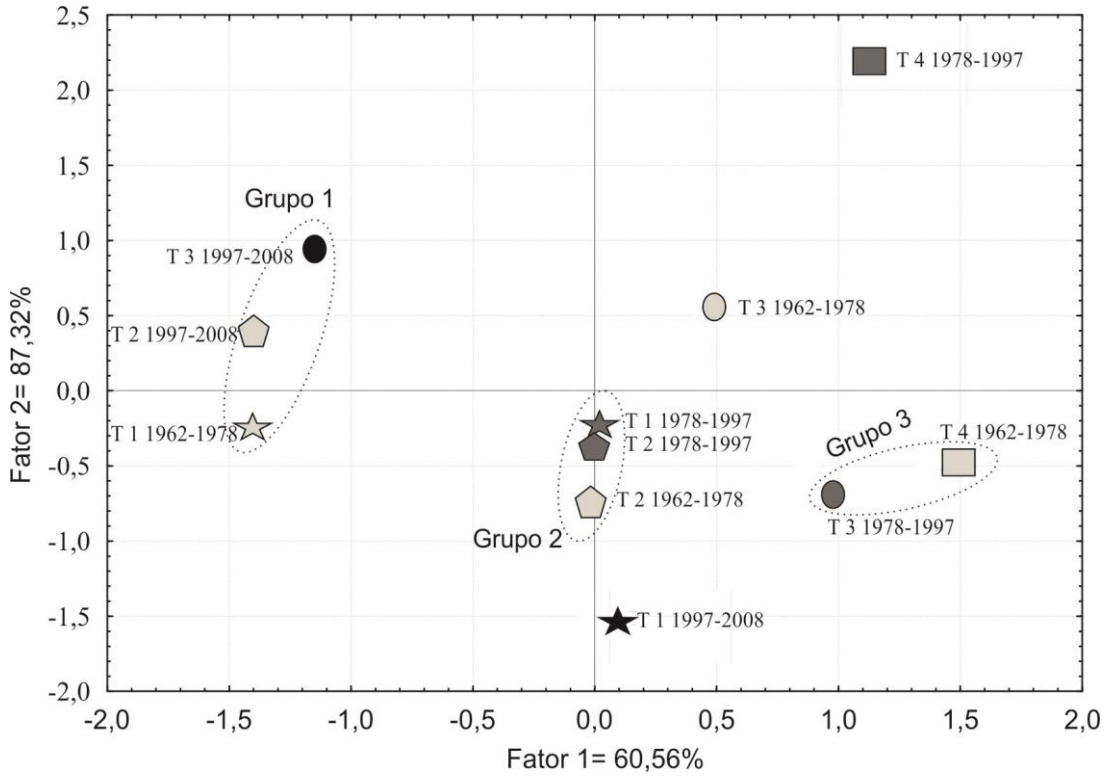


Figura 55. Análise fatorial dos trechos (T) com os respectivos períodos. Nota-se que os agrupamentos assinalados indicam estágios distintos da dinâmica fluvial.

Esses resultados integrados com demais variáveis sugerem o ordenamento espacial das mudanças ao longo do canal. Contudo, a variação da menor sinuosidade entre os trechos pode contribuir ainda mais para explicar o padrão de mudanças do canal. Observou-se que nos Trechos 2, 3 e 4, a menor sinuosidade ocorreu em 1997, porém houve comportamentos específicos que denotam tendências de mudanças no sentido da jusante para a montante entre esses trechos.

Como característica do ajustamento preliminar do Trecho 4, notou-se que após a concentração de cortes de pedúnculos (1962-1997), predominaram os mecanismos de migração e crescimento (período 1978-1997), responsáveis pela alternância da característica deposicional para a erosiva do trecho neste período. No Trecho 3, também houve significativa variação dos parâmetros morfométricos em 1962-1978, porém neste trecho a presença de variação significativa desses parâmetros estendeu-se também ao

período de 1978-1997. Além do mais, constatou-se nesse último período, ainda que em menores quantidades, a ocorrência de cortes de pedúnculos e a progressão da atividade erosiva.

No Trecho 2, apesar da maior quantidade de cortes de pedúnculos ter ocorrido no período de 1962-1978, houve variação morfométrica significativa somente no período 1978-1997 devido ao tamanho dos meandros abandonados. Como evidência do retardo da evolução desse trecho em relação ao Trecho3, notou-se no Trecho 2 menores valores de áreas erodidas e a menor taxa de atividade comparados ao Trecho 3. No Trecho 1, o atraso das mudanças do canal em relação aos demais trechos foram mais evidentes. A presença dos meandros compostos à montante foi fundamental para que o trecho alcançasse sua forma mais simplificada somente em 2008.

5.1.7.4 Causas do Ajustamento

Avaliações do estado de equilíbrio em um sistema geomorfológico possuem certa relatividade devido à escala temporal e à complexidade da dinâmica fluvial (De Boer, 1992; Ahnert, 1994; Phillips, 2011). No rio do Peixe, mesmo com a diminuição da sinuosidade em todos os trechos, notou-se que a morfologia do canal, particularmente no Trecho 3, demonstrou sinais de restabelecimento da sinuosidade durante o último período de 1997-2008. Devido, principalmente às mais drásticas mudanças ocorridas nesse trecho, o comportamento do canal sugere que não há um estado de equilíbrio estático. O suave acréscimo da sinuosidade observado no referido período pode ser interpretado como resposta do estágio de desenvolvimento inicial dos meandros que se caracterizam pela menor atividade do canal (Hickin & Nanson, 1977; Gilvear et al. 2000), assim como foi aqui descrito para o Trecho 3. Porém, as

progressivas mudanças ocorridas em todos os trechos ao longo dos períodos em direção à diminuição da sinuosidade sugerem o ajuste do canal.

Variações da morfometria podem resultar na perda da mobilidade do rio meandrante (Ollero, 2010; Magdaleno & Fernández-Yuste, 2011). No rio do Peixe, a estabilidade geomorfológica do canal pode representar sensível impacto, pois a diminuição de corte de pedúnculos afetaria lagos e áreas úmidas que mantém um ecossistema de rica biodiversidade (SMAESP, 2010). Inclusive afetando o habitat de espécies com o mais elevado risco de extinção, como no caso do maior cervídeo da América do Sul (Mauro et al. 1995; Pinder, 1996; SMAESP, 2010; Andriolo et al. 2013). Por outro lado, a acentuada mobilidade do canal pode ser ilustrada pelos seus efeitos em obras de engenharia, como na estrutura da rede de transmissão de energia que foi afetada pela dinâmica do canal (Figura 56).



Figura 56. Como exemplo das questões associadas ao comportamento dos meandros do rio do Peixe as intensas mudanças do canal no Trecho 1 atingiram a torre da linha de transmissão de energia que precisou ser realocada.

O comportamento do canal, baseado na escala de trechos e no intervalo centenário, apesar da eliminação expressiva de meandros, ainda não permite indicar que há diminuição na dinâmica fluvial, mas possibilita apontar que houve tendência em

todos os trechos de diminuição da sinuosidade com oscilação das mudanças nos meandros entre os trechos. Nessa perspectiva, observou-se que apesar da progressiva diminuição da sinuosidade, constatou-se, ao longo dos períodos, o mínimo de 2 trechos com taxa de atividade (percentual de meandros com mudanças na morfologia) acima de 60%. Consequentemente, tais mudanças ocasionaram ajustamento no canal, e observações de períodos posteriores aos aqui estudados poderão responder se tais ajustes implicarão na perda da dinâmica fluvial ou na manutenção desta atual morfologia com menor sinuosidade.

Com relação ao regime hidrológico, a alternância de trechos com alta e baixa dinâmica fluvial durante todos os períodos e a concomitante regularidade das cheias, sugerem que este fator possui papel secundário para as mudanças dos meandros. Durante o período analisado (1962-2008), os trechos diminuíram a sinuosidade elevada e ao mesmo tempo, não se notou variação significativa na quantidade e duração de cheias. Essa constatação não diminui a função desses eventos como sendo o principal mecanismo de erosão e deposição que acarreta as mudanças do canal. Mas, colabora para indicar que as mudanças do canal primariamente respondem a demais controles que atuam na dinâmica meandrante. A minimização do papel das cheias neste caso é similar ao encontrado em casos de auto-organização dos rios meandrantes (Hooke, 2007; Gautier, 2010).

Determinar as causas do ajustamento fluvial é uma tarefa complexa, principalmente em ambientes expostos a impactos acumulativos (Rinaldi, 2003; Downs et al. 2013; Nelson et al. 2013), como a bacia hidrográfica do rio do Peixe. As mudanças do uso do solo e o barramento à montante com o reservatório de Quatiara correspondem aos fatores antrópicos com potenciais influências na dinâmica fluvial dos

trechos do rio do Peixe durante os períodos estudados. Ambos os fatores sugerem ter contribuído para o ajustamento ocorrido ao longo dos trechos.

No caso do uso do solo, as formas procedentes do período de ocupação da região, como a formação de voçorocas nas vertentes, leques aluviais antropogênicos nas planícies e o desaparecimento de corredeira indicam expressiva remobilização de sedimentos para o canal (Chiarini et al. 1976; CBH-AP, 2008; Trivelatto & Perez Filho, 2012). As mudanças do uso do solo na área rural da bacia hidrográfica, inclusive com a cultura do algodão, que possui forte potencial de produção de sedimentos, e, os profundos solos arenosos com elevada erodibilidade, contribuíram para a produção de sedimentos (Brannstrom & Oliveveira, 2000). Ademais, o rápido crescimento da área urbana ocorreu com ineficiente ou até mesmo ausente infraestrutura na macrodrenagem, resultando em amplas erosões nas áreas urbanas (CBH-AP, 2008). Por outro lado, a hipótese de que a exploração de águas subterrâneas tenha contribuído para as mudanças do canal (Trivellato, 2012) é rejeitada neste estudo, pois a avaliação das descargas fluviais no rio do Peixe comparada com a estimativa de deflúvio causada pela exploração de água subterrânea indica que essa contribuição é irrelevante.

Especialmente o barramento de Quatiara, localizado à montante dos trechos, demonstra potenciais efeitos que podem ter influenciado o ajustamento. O modelo de funcionamento do reservatório (Figura 38) compreende o Caso 6 da classificação dos efeitos em canais à jusante de reservatórios proposto por Brandt (2000), na qual há liberação de sedimentos com certa frequência. Apesar de raros, demais casos, com as receptivas características sobre o ajustamento fluvial, são conhecidos (Brandt & Swenning, 1999; Batalla & Vericatti, 2009; Ma et al. 2012). Esse modelo de operação do reservatório causa uma alteração complexa no regime hidrosedimentológico à jusante com oscilação de fase erosiva e deposicional devido à liberação semanal das

comportas. Porém, como observado no rio do Peixe, prevaleceram condições de maior energia no sistema, com o efeito erosivo, indicadas pela diminuição da sinuosidade dos trechos, eliminação de meandros e variações dos parâmetros morfométricos e morfodinâmicos.

Entretanto, os trechos demonstraram marcado padrão de ajustamento entre 1962 e 2008, com as ocorrências de mudanças do canal da jusante em direção a montante e os meandros compostos contribuem para elucidar essa questão. Apesar da formação dos meandros compostos estarem associadas ao crescimento do meandro (Hooke & Harvey, 1983), obviamente nem todos os meandros desenvolvem esse padrão morfológico, fato que torna as condições e razões para formação dessa morfologia uma questão em aberto (Hooke & Schroder, 2013). Baseado em padrões de velocidade de fluxo e da turbulência próximos das margens, Engel & Rhoads (2013) consideram que meandros compostos, com dois loops, tendem a evoluir ao longo do tempo ao invés de assumirem uma configuração estável. Com as mudanças documentadas nos meandros compostos do rio do Peixe, observou-se que estas formas tenderam à eliminação dos lóbulos e, portanto, evoluíram em direção à simplificação dos meandros. Tal comportamento dos meandros pode ser interpretado como possível indicativo do padrão de ajustamento do canal.

Notou-se, porém, que a morfologia dos Trechos 1 e 4 em 1907, ano em que não havia a ocupação da bacia hidrográfica, já apresentava o desenvolvimento dos meandros compostos (Figura 54), demonstrando que este tipo de meandros é característico desses trechos. Portanto, o desenvolvimento destas formas no rio do Peixe não pode ser considerado como parte das intervenções antrópicas, como já foi atribuído por Kiss & Blanka (2012), em conjunto com mudanças no regime de precipitação.

Entre 1962 e 2008, foi documentada a eliminação dos meandros compostos no rio do Peixe, como parte da diminuição da sinuosidade que atingiu todos os trechos.

Entretanto, notou-se que estes meandros foram eliminados preliminarmente à jusante, como parte das características do ajustamento do rio do Peixe. De modo geral, entende-se que a diminuição da sinuosidade representa o ajustamento do canal influenciado por fatores antrópicos, mas a ocorrência restrita dos meandros compostos e a variação espacial no desenvolvimento desses meandros devem-se à característica autogênica dos rios meandrantes. Esse desenvolvimento do rio meandrante, portanto, está associado ao papel de fatores extrínsecos que controlam o desenvolvimento dos meandros.

Ainda neste contexto, salienta-se que o rio demonstra responder às influências antrópicas, mas são os fatores intrínsecos que controlaram a variação do ajustamento. Como fatores intrínsecos que podem, possivelmente, emergir como controladores dessa dinâmica fluvial destacam-se a erodibilidade das margens ou variação no gradiente do canal. Em determinados trechos há condições associadas à formação e o desenvolvimento de meandros compostos na planície, de modo que, o ajustamento imposto por alterações na vazão e sedimentos pode encontrar resiliência ou rápida mudança conforme a capacidade do canal em desenvolver os meandros. Assim, variações da sinuosidade ao longo dos trechos exibem complexas oscilações, mesmo submetidas a condições de ajustamento, pois o controle de limiares geomorfológicos demonstra exercer condição primordial.

A formação do canal secundário descrito no comportamento do Trecho 1 e a alteração do nível de base ocorridas com o reservatório da Usina Hidr. Eng. Sérgio Motta correspondem a possíveis influências com restrita escala temporal na dinâmica dos trechos. A interpretação do comportamento do Trecho 1 não demonstra evidência de que a divisão do fluxo à montante (avulsão) tenha alterado o desenvolvimento dos meandros. Do mesmo modo, as mudanças do canal nos trechos, posteriores à criação do reservatório à jusante, não sugerem evidências de alterações distintas na dinâmica

fluvial em comparação a demais períodos. Ambas as constatações indicam o prevalecimento do ajustamento fluvial, com variações espaço-temporais de mudanças do canal ao longo dos períodos em direção à diminuição da sinuosidade.

Demais alterações, com escala temporal restrita, sugerem não ter correspondência com as mudanças do canal. Com relação à diminuição de fluxo no Trecho 1, inferido com a ocorrência da avulsão (Figura 43), notou-se que enquanto o canal secundário esteve ativo o comprimento de onda aumentou de 198,01 m em 1978 para 374,98 m em 2008 nesse trecho. Por outro lado, Jones & Harper (1998) estudando o rio Grande, EUA, relacionaram a diminuição do fluxo como possível causa do decréscimo no comprimento de onda dos meandros. Os resultados encontrados no rio do Peixe referentes à diminuição da sinuosidade do trecho e a baixa sinuosidade no canal secundário também divergem com as assertivas de Jones & Harper.

Outra implicação ocasionada pela diminuição do fluxo foi apresentada por Micheli & Larsen (2011) que apontaram a redução de cheias, como fator responsável por alterar a erodibilidade da planície e favorecer a ocorrência de cortes de pedúnculos. Apesar do comportamento encontrado no Trecho 1 aproximar-se mais dos resultados de Micheli & Larsen op. cit., as mudanças nos meandros anteriores e posteriores ao canal secundário foram graduais, principalmente caracterizadas pela continua eliminação dos meandros multi-lóbulos.

O aumento no nível de base provocado pela criação do reservatório no rio Paraná, teoricamente, implica em um desiquilíbrio geomorfológico, na qual há predominância de processos deposicionais à montante (Leopold & Bull, 1979; Leopold, 1992; Schumm, 2005). No rio do Peixe, essa alteração hidrodinâmica suscita a discussão sobre o papel do aumento no nível de base como influência na mudança do canal nos trechos à montante. Recentemente, Liro (2014) apresentou as implicações e

classificações do ajustamento do canal com a instalação de reservatórios à jusante. Para o rio do Peixe, classificado como *Case 2a TC+≈SS+*, o modelo prevê a diminuição da erosão e o possível aumento da sinuosidade. Preliminarmente, o modelo elaborado por Jiongxin (2001), constituído de 5 estágios de mudanças no canal, enfatizou principalmente o predomínio deposicional durante o ajustamento. No rio do Peixe, o comportamento encontrado nos trechos não corresponde às características desses modelos.

As mudanças do canal apresentaram comportamentos distintos entre os trechos no período em que houve influência do reservatório. No Trecho 1, localizado à montante, houve mecanismos de mudança na morfologia em todos os meandros. Por outro lado nos Trechos 2 e 3, as taxas de atividade foram as menos expressivas nesse período. Em uma análise isolada no período de 1997-2008, o comportamento desses dois trechos poderia indicar a atenuação do comportamento do canal.

Entretanto, o contexto espaço-temporal permitiu demonstrar que preliminarmente houve fortes mudanças nestes trechos. Ademais, o Trecho 3 localizado mais próximo ao ambiente lêntico, apresentou no período de 1997-2008 valores de áreas erodidas próximo ao encontrado no período anterior. Assim como no rio do Peixe, Alibert et al. (2011) também não encontraram relação da criação do reservatório com a mudança na morfologia do canal à montante, e além de ressaltarem o contraste com o comportamento previsto em modelos.

5.1.8 Considerações Finais e Conclusões

O estudo dos mecanismos de mudanças dos meandros, análises morfométricas e morfodinâmicas demonstrou as variações espaço-temporais de mudanças do canal do rio do Peixe entre os anos de 1962 e 2008. O corte de pedúnculo é o mecanismo de

mudança do canal que ocasionou as maiores transformações na morfologia dos meandros e se dividem, proporcionalmente, entre cortes de pedúnculos abruptos e graduais no rio do Peixe. Esses mecanismos ocorreram, preliminarmente e em maior quantidade, no sentido à jusante. Ademais, as avulsões provocaram drásticas transformações na morfologia e o reestabelecimento dos meandros realçam esse mecanismo de mudança do canal como um processo intrínseco a dinâmica meandrante.

A acentuada diminuição da sinuosidade entre 1962 e 2008 em todos os trechos indica o ajustamento do canal e os demais parâmetros morfométricos dos meandros reforçaram a intensa variação da forma do canal. Esse segmento aluvial em que estão inseridos os trechos estudados no rio do Peixe está sujeito a ação de acumulativos fatores antrópicos em sua dinâmica fluvial. As mudanças do uso do solo e o reservatório de Quatiara são interpretados como causas potenciais do ajustamento durante esse período no rio do Peixe.

Mudanças do canal meandrante naturalmente exibem comportamento complexo, e, mediante aos fatores acumulativos, especialmente com a presença de fatores antrópicos, a interpretação das causas deve ser tratada com exímia cautela e estar fundamentada em hipóteses holísticas. A variação da taxa de atividade independentemente da sinuosidade, ou seja, a relativa estabilidade de trechos com elevada sinuosidade contrastando com acentuadas mudanças em trechos com baixa sinuosidade, também suscita o papel de mecanismos associados a características autogênicas dos rios meandrantes, como também a ocorrência de cortes de pedúnculos dependentes de processo inicial.

A existência de meandros compostos preliminares à ocupação da bacia hidrográfica e o desenvolvimento desses meandros durante as décadas de intervenções antrópicas sugerem que fatores intrínsecos regulam o padrão de ajustamento do canal da

jusante em direção a montante. Enquanto que, em alguns trechos, os meandros exibem capacidade para formar meandros compostos, e desse modo, suportar maior sinuosidade. Outros trechos sugerem não ter a mesma capacidade, logo, nesses trechos, mecanismos de mudanças dos meandros são desencadeados atenuando a sinuosidade, como cortes de pedúnculos e avulsões. Nessa perspectiva, os meandros compostos tornam-se elementos chaves para compreensão do ajustamento fluvial de rios meandrantes.

Entende-se, portanto que o ajustamento do rio do Peixe remete aos fatores antrópicos, porém as evidências, principalmente, com os meandros compostos denotam que o padrão dessas mudanças da jusante em direção a montante obedece aos fatores intrínsecos da dinâmica meandrante. Esforços para se compreender o papel das variações longitudinais do gradiente do canal e da erodibilidade das margens poderão melhor elucidar o papel dos fatores intrínsecos. Ademais, o refinamento da resolução temporal das mudanças dos meandros também deverá ser considerado em futuros estudos. Apesar da acentuada diminuição da sinuosidade, a avaliação do comportamento de rios meandrantes deve considerar a complexidade expressa em sua dinâmica não linear. E desse modo, estudos futuros serão necessários para afirmar se houve perda da mobilidade do canal do rio do Peixe.

Ademais, ressalta-se que a criação do reservatório à jusante, no rio Paraná, implicou na perda do trecho de maior mobilidade e, consequentemente, na diminuição de áreas úmidas formadas com a dinâmica fluvial, como os lagos em ferradura do rio do Peixe. Já as mudanças do canal nos trechos do rio do Peixe, durante os períodos subsequentes à criação do reservatório no rio Paraná e à ocorrência da avulsão do Trecho 1 não diferiram, porém, tais influências merecem monitoramento contínuo e detalhado com a morfologia dos meandros.

6. DISCUSSÃO GERAL

Nesta tese, a dinâmica fluvial meandrante demonstrou processos e formas que podem ser elucidadas somente com a ampla variação de escalas temporais e espaciais. As avaliações no rio do Peixe apresentaram nas escalas temporais, o Holoceno e os 46 anos (recente), as características das mudanças do canal e os fatores que controlaram a dinâmica fluvial. Em conjunto, a escala de trechos com observações do comportamento dos meandros e as escalas que abrangem todo o vale aluvial tornam-se complementares para a constatação das variações espaciais. Baseado nessas abordagens, a análise integrada do comportamento fluvial elucida estágios da evolução do padrão meandrante do rio do Peixe. Adiante a análise integrada expõe uma visão holística do sistema fluvial.

A formação dos terraços implica em profunda marca para a paisagem fluvial, com processos em escalas temporais distintas. Essas morfologias sugerem que o rio do Peixe, possivelmente, esteve exposto a, pelo menos, duas mudanças ambientais severas. A mais recente dessas mudanças ocorreu no Holoceno Tardio, com evidências de oscilações climáticas e atividade tectônica. Já em uma perspectiva recente, verificou-se que os terraços, atualmente, estão sendo erodidos e, consequentemente, têm aumentado a área da planície de inundação.

Essa última característica também pode ser inferida para processos mais antigos que a escala recente (46 anos), uma vez que se observa que o contato do terraço com a planície apresenta-se erodido ao longo de todos os compartimentos, mesmo em segmentos onde atualmente o canal está distante destas unidades. No Alto Vale Aluvial, o alargamento da planície de inundação e o terraço com acentuado delineamento erosivo, em conjunto com processos observados na escala recente, como leques de

espraiamento e o extenso canal formado pela avulsão, compõem o conjunto de evidencias de que há maior energia do canal neste compartimento em detrimento aos demais segmentos.

Demais associações entre processos de distintas escalas são reconhecidos, como o controle neotectônico que propiciou a diminuição da largura da planície de inundação e a consequente variação longitudinal de unidades geomórficas no vale aluvial. Observou-se que a diminuição da largura da planície não implicou nas recentes mudanças do canal, porém causa significativa descontinuidade fluvial com a distribuição das formas no vale, conforme demonstrado com o compartimento do Médio Vale Aluvial. Nesse segmento estreito da planície há a ausência de bacias de inundação que são áreas úmidas comuns ao contato da planície com o terraço ao longo dos demais compartimentos do vale aluvial. Ademais, há a formação do leque aluvial que inibe a área da planície nessa porção.

Ainda com relação às evidências de respostas neotectônicas podem ser notado à ausência de depósitos nos paleocanais que indicasse a reocupação nestas formas. Durante os quase 50 anos observou-se elevada dinâmica no rio do Peixe formando o cinturão de meandros, e as mudanças do canal, frequentemente, estavam associadas a reocupação dos paleocanais e lagos em ferradura. Tal comportamento demonstra ser comum na construção do cinturão de meandros do rio do Peixe. Porém, a ausência de depósitos nos paleocanais do terraço de fácies que indicassem reocupação, sugere que a migração nos canais do terraço possa ter ocorrido de modo sistemático, com a mudança de todo o cinturão de meandros devido ao soerguimento durante o Holoceno Tardio.

Lane & Richards (1997) ao discutirem o papel das escalas temporais e espaciais na compreensão da geomorfologia argumentaram que a tradicional visão de que diferentes escalas de processos e formas são casualmente independentes não podem ser

sustentadas. Para estes autores, o desafio que emerge para geomorfologia trata-se em compreender como os sistemas geomorfológicos operam em curtas escalas temporais e espaciais para influenciar nas mudanças de longas escalas. Nesta tese, o comportamento verificado no abandono de meandros com recorrente ocorrência de reocupação durante os aproximadamente 50 anos e a ausência deste comportamento durante os registros do Holoceno suscitam o controle da neotectônica e retificam a necessidade de integração de escalas para compreensão da geomorfologia fluvial.

O comportamento de reocupação dos paleocanais não ocorre em todos os rios meandrantes, pois em alguns casos, camadas de argila depositadas nessas unidades geomórficas criam resistência ao arrobamento do dique (Hudson & Kessel, 2000). No caso do rio do Peixe, o estudo das fácies destas unidades demonstrou a composição predominante de depósitos arenosos nestas feições, o que, possivelmente, seja um facilitador da reocupação dos paleocanais e lagos em ferradura.

Adicionalmente, a ampla perspectiva de análise aponta que os leques aluviais possuem díspare ocorrência temporal. Notaram-se no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe evidências de unidades formadas decorrentes do recente período de ocupação do oeste paulista, assim como a montante deste rio (Brannstrom & Oliveira, 2000; Etchbehere, 2000) e também unidades com morfogênese associada a possíveis atividades neotectônicas. Ambos os fatores, tectônica e as mudanças do uso do solo, resultaram no excedente de sedimentos que deu origem a estas formas ao longo do vale aluvial. Demais investigações ainda poderão elucidar a possível associação dessas formas com mudanças climáticas, principalmente em consideração ao fato de que o período de formação do manto coluvial dos terraços, descrito neste estudo durante o Holoceno Tardio, é similar a formação de leques aluviais da calha do rio Paraná (Stevaux, 1993; Morais, 2010).

Com relação à morfologia dos paleocanais, tanto dos paleocanais recentes do cinturão de meandros, como nos paleocanais presentes nos terraços, é possível notar os mecanismos de mudança do canal que deram origem a estas feições. Inclusive podendo ser reconhecidos os processos que originaram os paleocanais onde foram feitas as avaliações dos depósitos sedimentares e as datações. Nos paleocanais do Médio Vale Aluvial notam-se cortes de pedúnculo abruptos, enquanto que, no Baixo Vale Aluvial, uma sequencia erosiva de 2 km denota a intensa migração lateral que culminou no abandono do canal por volta de 3,4 ka AP.

Neste estudo, as variações temporais de mudanças do canal são elucidadas como integrada contribuição à complexidade de processos, formas e fatores que agem no sistema fluvial. Como exemplo, a migração do referido paleocanal (Figura 57. A) denota um contraste interessante com a perpendicular ocorrência de uma avulsão na planície do rio do Peixe (Trecho 3) (Figura 57.B). Ambos os processos criaram extensas áreas úmidas no rio do Peixe, entretanto o abandono da migração do paleocanal no terraço ocorreu no início do Holoceno Tardio e o outro processo, a avulsão, ocorreu entre 1962-1978. Os resultados integrados nesta tese elucidam a ampla variação temporal no estabelecimento de áreas úmidas do rio do Peixe.

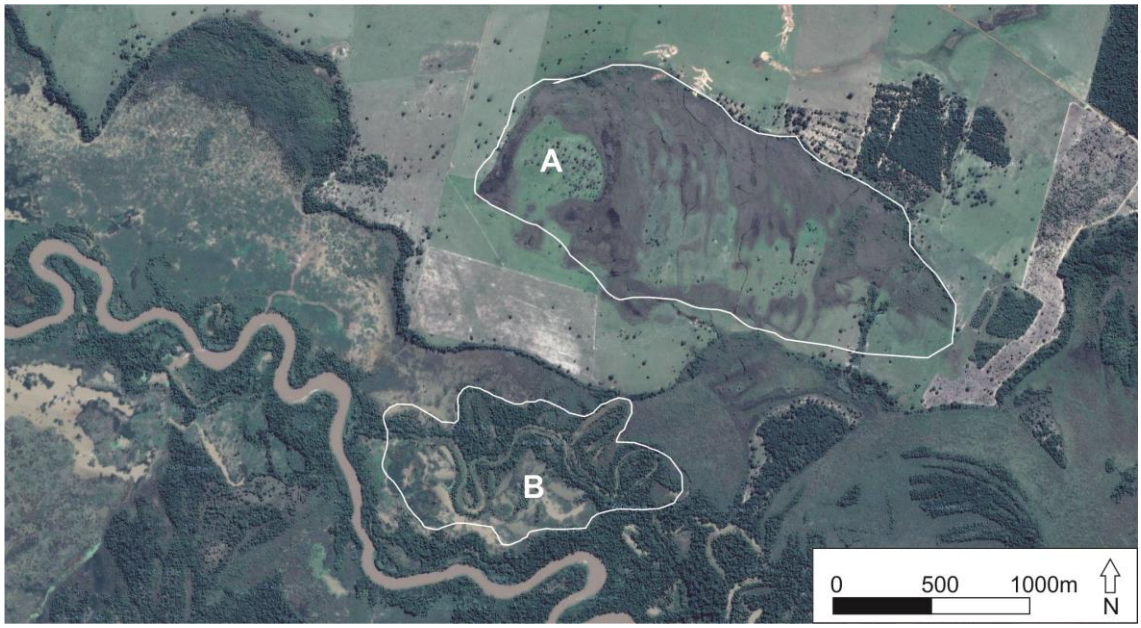


Figura 57. Mudanças do canal do rio do Peixe ocorridas durante o Holoceno Tardio (A) e durante os últimos 50 anos (B) exemplificam a ampla escala temporal para compreensão da geomorfologia, revelando a distinta morfogênese de áreas úmidas do vale aluvial.

Enquanto que na antiga mudança do canal observou-se que o ambiente ainda perdura com características de área úmida por milênios (Figura 57. A), na recente mudança do canal identificou-se o mecanismo de mudança de canal, a avulsão, que originou a similar área úmida (Figura 57.B). Portanto, apesar de estarem localizadas muito próximas, essas áreas úmidas possuem distinta morfogênese e, principalmente, abarcam um intervalo temporal significativo. Essas mudanças do canal representam uma seção transversal extremamente dinâmica no rio do Peixe, com intensos processos de mudança em direção à margem esquerda.

A construção da planície de inundação também suscita integrada abordagem de processos com distintas escalas temporais. Como Knox (2006), que demonstrou que ao longo de 10 mil anos, preliminar as influências antrópicas, as taxas de sedimentação da planície foram até 35 vezes menores que deposição durante os dois séculos de atividades agrícolas. Nesta tese, as avaliações morfoestratigráfica e a geocronológica dos depósitos revelaram as taxas de sedimentação da planície de inundação,

principalmente com foco sobre os depósitos de cheia que indicam a acentuada acresção vertical durante o Holoceno. Complementarmente, a morfodinâmica dos trechos quantificou as migrações e crescimento de meandros, que resultam na formação de barras em pontal, e os cortes de pedúnculos, com extensos depósitos. Estes últimos processos são alguns dos mecanismos de mudança do canal que explicam a elevada acresção lateral da planície de inundação do rio do Peixe (Lauer & Parker, 2008).

De acordo com Nanson & Crooke (1992) estas acresções são dois dos três principais mecanismos de formação das planícies de inundação. No contexto desta tese, o que pode se compreender é que o processo de acresão lateral possui maior capacidade de remobilização de material na superfície da planície, entretanto, possui restrito alcance. Por outro lado, a acresção vertical com os eventos de cheia é um processo mais abrangente, principalmente, nesta ampla planície de inundação do rio do Peixe. Ademais, tal acresção no rio do Peixe demonstrou redução progressiva da granulometria dos materiais e da taxa de sedimentação entre as partes proximal e distal da planície de inundação.

7. CONCLUSÕES

As escalas temporais e espaciais com ampla abrangência evidenciaram os processos e formas fluviais no vale aluvial do baixo curso do rio do Peixe. As oscilações climáticas e atividades neotectônicas denotaram ter exercido importante controle na dinâmica fluvial ao longo do Holoceno até o presente. Por outro lado, o estudo pormenorizado dos meandros demonstrou que as recentes intervenções na bacia hidrográfica com a ocupação do oeste paulista repercutiram nas mudanças do canal, porém balizadas por fatores intrínsecos inerentes à dinâmica autogênica meandrante.

O comportamento integrado dos elementos geomorfológicos nessas escalas emerge em uma visão holística do funcionamento do(s) sistema(s) fluvial(is) do rio do Peixe, marcado por recortes temporais e espaciais. Esses aspectos da geomorfologia, em ambiente tropical, além de elucidar a compreensão da própria dinâmica fluvial, também contribuem com bases para outras áreas, como para à ecologia (Latrubesse et al. 2005) em rios meandrantes.

O papel de cada um dos acumulativos fatores na dinâmica do rio do Peixe ainda é uma janela de oportunidades para se decifrar as respostas desse sistema meandrante. Os fatores estudados demonstraram serem potenciais reguladores da dinâmica fluvial, e devem ser interpretados dentro da individual capacidade de alteração do sistema fluvial – tempo e espaço. O comportamento fluvial sobre a ótica de limiares do próprio sistema geomorfológico e, especialmente, de rios meandrantes (Schumm, 1979; Hooke, 2003) ainda devem ser aprofundados no rio do Peixe. Do mesmo modo que a resiliência com que os processos e as formas respondem (Allen, 1974; Howard, 1982) a cada um dos fatores: climático, tectônico e antrópico, são ainda questões pertinentes à compreensão do sistema fluvial do rio do Peixe.

REFERÊNCIAS

AB‘SABER, A. N., BIGARELLA, J. Uma revisão do quaternário paulista: do presente para o passado. **Revista Brasileira de Geografia**, 1969. p. 1-50.

AHNERT, F. Equilibrium, scale and inheritance in geomorphology. **Geomorphology,** v. 11, p. 125-140, 1994.

ALIBERT, M. et al. Statistical analysis of the evolution of a semialluvial stream channel upstream from an inversion-type reservoir: The case of the Matawin River (Quebec, Canada). **Geomorphology**, v. 131, n. 1-2, p. 28–34, ago. 2011.

ALLEN, J. R. L. Reaction, relaxation and lag in natural sedimentary systems: General principles, examples and lessons. **Earth Science Review**, v. 10, p. 263-342, 1974.

ANDRADES-FILHO, D. O. et al. Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 56, p. 316–327, 2014.

ANDRIOLO, A. et al. Severe population decline of marsh deer, Blastocerus dichotomus (*Cetartiodactyla : Cervidae*), a threatened species, caused by flooding related to a hydroelectric power plant. **Zoologia,** v. 30, n. 6, p. 630–638, 2013.

ASLAN, A.; AUTIN, W. J.; BLUM, M. D. Causes of River Avulsion: Insights from the Late Holocene Avulsion History of the Mississippi River, U.S.A. **Journal of Sedimentary Research**, v. 75, n. 4, p. 650–664, 12 set. 2005.

ASSINE, M. L.; SILVA, A. Contrasting fluvial styles of the Paraguay River in the northwestern border of the Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 113, n. 3-4, p. 189–199, dez. 2009.

BARTHOLDY, J.; BILLI, P. Morphodynamics of a pseudomeandering gravel bar reach. **Geomorphology**, v. 42, n. 3-4, p. 293–310, jan. 2002.

BATALLA, R. J. VERICAT, D. Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows : implications for management in large Mediterranean rivers. **River. Res. Applic**. v. 314, n. May 2008, p. 297–314, 2009.

BELMONT, P. Floodplain width adjustments in response to rapid base level fall and knickpoint migration. **Geomorphology**, v. 128, n. 1-2, p. 92–102, maio 2011.

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, p. 449-473, 1995.

BOLLATI, I. M. et al. Reach-scale morphological adjustments and stages of channel evolution : The case of the Trebbia River (northern Italy). **Geomorphology,** v. 221, p. 176–186, 2014.

BRANDT, S. A. Classification of geomorphological effects downstream of dams. **Catena,** v. 40**,** p. 375–401, 2000.

BRANDT, S. A.; SWENNING, J. Sedimentological and geomorphological effects of reservoir flushing : the Cachí reservoir, Costa Rica. **Geografiska Annaler**. v. 3, p. 391–407, 1999.

BRANNSTROM, C.; OLIVEIRA, A.M.S. Human modification of stream valleys in the western plateau of São Paulo, Brazil: implications for environmental narratives and management. **Land Degradation & Development**, v.11, p.535-548, 2000.

BRICE, J.C. Evolution of meander loops**. Geological Society of America Bulletin,** v. 85, p. 581–586, 1974.

BRIERLEY, G.J.; FRYIRS, K. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Style Framework**. Oxford, U.K: Blackwell, 2005, 412p.

BRIERLEY, G.J.; HICKIN, E. J. Channel planform as a non-controlling factor in fluvial sedimentology: the case of the Squamish river floodplain, British Columbia. **Sedimentary Geology**, v. 75, p. 67-83, 1991.

CAMPOREALE, C. et al. On the long-term behavior of meandering rivers. **Water Resources Research**, v. 41, n. 12, p. n/a–n/a, 1 dez. 2005.

CAMPOREALE, C.; PERUCCA, E.; RIDOLFI, L. Significance of cutoff in meandering river dynamics. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. F1, p. F01001, 15 jan. 2008.

CÂNDIDO, A. J. Contribuição ao estudo dos meandramentos fluviais. **Notícia Geomorfológica**, Campinas, v. 11, n. 22, p. 21-38, 1971.

CBH-AP - Comitê das bacias hidrográficas dos rios Aguapeí e Peixe. **Plano das bacias hidrográficas dos rios Aguapeí e Peixe**. 2008. Disponível em: http://cbhap.org/. Acesso em 12 de fevereiro de 2015.

_____**Relatório de situação dos recursos hídricos das bacias hidrográficas dos rios Aguapeí e Peixe**. Centro Tecnológico da Fundação Paulista, p. 228, 1997. Disponível em: http://cbhap.org/. Acesso em 12 de fevereiro de 2015.

CCG – COMISSÃO GEOGRAPHICA E GEOLOGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO. **Exploração do Rio do Peixe**. São Paulo: Typ. Brazil de Rothschild & Cia., 2ª ed., 39 p., 1913.

CELARINO, A. L. D. S. et al. Paleoenvironmental reconstruction of the Lower Mogi Guaçu River Basin (São Paulo State — Brazil), morphopedosedimentary records and fluvial processes. **Catena**, v. 111, p. 80–97, dez. 2013.

CHAMBERS, F. M. et al. The ―Little Ice Age ‖ in the Southern Hemisphere in the context of the last 3000 years : Peat-based proxy-climate data from Tierra del Fuego. **Holocene**, p. 1-8, 2014.

CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. New York: Routledge, 2008, 275p.

CHEETHAM, M. D. et al. Resolving the Holocene alluvial record in southeastern Australia using luminescence and radiocarbon techniques. **Journal of Quaternary Science**, v. 25, p. 1160–1168, 2010.

CHEREN, L. F. S.; MAGALHÃES JR, A. P. M.; FARIA, S. D. Análise e compartimentação morfométrica da bacia hidrográfica do Alto Rio das Velhas – região central de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 12, p.11-21, 2012.

CHIARINI, J. V. O uso atual das terras do estado de São Paulo. **Boletim técnico do Instituto Agronômico**, p. 1-35, 1976.

CHIN, A. Urban transformation of river landscapes in a global context. **Geomorphology**, v. 79, n. 3-4, p. 460–487, 30 set. 2006.

CITTERIO, A.; PIÉGAY, H. Overbank sedimentation rates in former channel lakes: characterization and control factors. **Sedimentology**, v. 56, n. 2, p. 461–482, fev. 2009.

COFFMAN, D.K.; MALSTAFF, G.; HEITMULLER, F.T. Characterization of geomorphic units in the alluvial valleys and channels of Gulf Coastal Plain rivers in Texas, with examples from the Brazos, Sabine, and Trinity Rivers, 2010: **U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2011-5067,** 2011, p. 42.

CONSTANTINE, J. A. et al. Sediment supply as a driver of river evolution in the Amazon Basin. **Nature Geoscience,** p. 1–23, 2014.

CONSTANTINE, J. A.; DUNNE, T. Meander cutoff and the controls on the production of oxbow lakes. **Geology**, v. 36, n. 1, p. 23–26, 2008.

COULTHARD, T. J.; WIEL, M. J. VAN DE. Modelling river history and evolution. **Phil. Trans. R. Soc.**, v. 370, n. 1966, p. 2123–42, 13 maio 2012.

CREMON, É. H. **Leques aluviais na calha do rio Paraná: morfometrias e relações geomorfológicas.** Monografia (Bacharelado em Geografia) - Universidade Estadual de Maringá, Maringá.

CREMON, É. H.; MONTANHER, O. C.; ARENAS-IBARRA, J. A. A influência das crevasseas na dinâmica de inundação da planície do Alto Rio Paraná. **VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Recife, 2010.

DAMM, B.; HAGEDORN, J. Geomorphology Holocene floodplain formation in the southern Cape region , South Africa. **Geomorphology**, v. 122, n. 3-4, p. 213–222, 2010.

DAVIES-VOLLUM, K. S.; KRAUS, M. J. A relationship between alluvial backswamps and avulsion cycles: an example from the Willwood Formation of the Bighorn Basin, Wyoming. **Sedimentary Geology**, v.140, p. 235-249, 2003.

DE BOER, D. H. Hierarchies and spatial scale in process geomorphology : a review. **Geomorphology,** v. 4, p. 303–318, 1992.

DE-CAMPOS, A. B. et al. Journal of South American Earth Sciences. **Journal of South American Earth Sciences**, 2013.

DELHOMME, C.; ALSHARIF, K. A.; CAPECE, J. C. Evolution of the oxbow morphology of the Caloosahatchee River in South Florida. **Applied Geography**, v. 39, p. 104–117, maio, 2013.

DIAS, A. N. C. et al. Fission track and U e Pb in situ dating applied to detrital zircon from the Vale do Rio do Peixe Formation, Bauru Group, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 31, n. 2-3, p. 298–305, 2011.

DOWNS, P. W.; DUSTERHOFF, S. R.; SEARS, W. A. Geomorphology Reach-scale channel sensitivity to multiple human activities and natural events : Lower Santa Clara River, California , USA. **Geomorphology**, v. 189, p. 121–134, 2013.

EBISEMIJU, F. S. The sinuosity of alluvial river channels in the seasonally wet tropical environment : Case study of river Elemi, southwestern Nigeria. **Geomorphology,** v. 21, p. 13–25, 1994.

EEKHOUT, J. P. C. et al. Historical analysis indicates seepage control on initiation of meandering. **Earth Surf. Process. Landforms,** v. 897, n. January, p. 888–897, 2013.

ENGEL, F. L.; RHOADS, B. L. Geomorphology Interaction among mean fl ow , turbulence , bed morphology , bank failures and channel planform in an evolving compound meander loop. **Geomorphology**, v. 163-164, p. 70–83, 2012.

ERSKINE, W.; MCFADDEN, C.; BISHOP, P. Alluvial cutoffs as indicators of former. **Earth Surf. Process. Landforms,** v. 17, n. 1992, p. 23–37, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L. et al. Detection of neotectonic deformations along the Rio do Peixe Valley, Western São Paulo State , Brazil, based on the distribution of late Quaternary allounits. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n. 2004, p. 109–114, 2005.

ETCHEBEHERE, M. L. et al. Fácies pelíticas em depósitos de terraços no vale do rio do peixe, região ocidental paulista, Brasil : considerações paleoambientais e econômicas. **Geociências**, v. 22, p. 17–31, 2003.

ETCHEBEHERE, M. L. SAAD, A. R. Fácies e associações de fácies em depósitos neoquaternários de terraço na bacia do rio do Peixe, região ocidental paulista. **Geociências**, v. 22, p. 5–16, 2003.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; CASADO, F. C. Análise morfoestrutural aplicada no vale do rio do Peixe (SP): uma contribuição ao estudo da neotectônica e da morfogênese do planalto ocidental paulista. **Geociências,** São Paulo, v.6, p. 45-62, 2005.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. F. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, região ocidental Paulista, mediante a aplicação de índices RDE em segmentos de drenagem. **Geociências**, v. 25, 271-287, 2006.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO, V. F.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do índice ―Relação Declividade-Extensão" na bacia do rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP**. São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, out. 2004.

ETCHEBEHERE, M.L.C. Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas. Rio Claro, 2000. 1-2v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro.

EVANS, I. S. Geomorphometry and landform mapping: What is a landform? **Geomorphology**, v. 137, n. 1, p. 94–106, jan. 2012.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretaceo). **Revista Brasileira de Geociências,** v. 30, n. 4, p. 717–728, 2000.

FIGUERÔA, S. F. M. _Batedores da ciência' em território paulista: expedições de exploração e a ocupação do _sertão' de São Paulo na transição para o século XX. **Hist. cienc. saude-Manguinhos,** v. 15, p. 763-777**,** 2008.

FISK, H. N. Fine-grained Alluvial Deposits and Their Effects on Mississippi River Activity, Vicksburg, Corps Engineers Waterways Exper. Station, 2 vols, 1947.

FORTES, E.; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. In: **Geomorphology**, v. 70, p. 325-338, 2005.

FRIEDMAN, J. M. et al. Downstream effect of damns on geometry of channel and bottomland vegetation: regional patterns in the Great Plains. **Wetlands,** v. 18, 619-633, 1998.

FROTHINGHAM, K. M.; RHOADS, B. L. Three-dimensional flow structure and channel change in an asymmetrical compound meander loop, Embarras River, Illinois. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, n. 6, p. 625–644, jun. 2003.

GAGLIANO, S.M.; HOWARD, P.C. The neck cutoff oxbow lake cycle along the lower Mississippi River. In: Elliot, C.M. (Ed.), **River Meandering: Proceedings of the Conference Rivers** '83. American Society of Civil Engineers, New Orleans, 1984.

GAUTIER, E. et al. Channel and floodplain sediment dynamics in a reach of the tropical meandering Rio Beni (Bolivian Amazonia). **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 35, n. 15, p. 1838–1853, 28 dez. 2010.

GAUTIER, E. et al. Temporal relations between meander deformation , water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). 2006.

GHINASSI, M. Chute channels in the Holocene high-sinuosity river deposits of the Firenze plain, Tuscany, Italy. **Sedimentology**, v. 58, n. 3, p. 618–642, 14 abr. 2011.

GHOSHAL, S. et al. Channel and Floodplain Change Analysis over a 100-Year Period: Lower Yuba River, California. **Remote Sensing**, v. 2, n. 7, p. 1797–1825, 19 jul. 2010.

GILVEAR, D. J. Fluvial geomorphology and river engineering : future roles utilizing a fluvial hydrosystems framework. **Geomorphology**, v. 31, p. 229-245, 1999.

GILVEAR, D.; WINTERBOTTOM, S.; SICHINGABULA, H. Character of channel planform change and meander development: Luangwa River, Zambia. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 25, n. 4, p. 421–436, abr. 2000.

GREGORY, K. The human role in changing river channels. **Geomorphology**, v. 79, n. 3-4, p. 172–191, 30 set. 2006.

GRENFELL, M. C.; NICHOLAS, A. P.; AALTO, R. Mediative adjustment of river dynamics : The role of chute channels in tropical sand-bed meandering rivers. **Sedimentary Geology**, v. 301, p. 93–106, 2014.

GRENFELL, M.; AALTO, R.; NICHOLAS, A. Chute channel dynamics in large, sand-bed meandering rivers. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 37, n. 3, p. 315–331, 15 mar. 2012.

GROPPO, J. D.; MAIA, A.; ANTONIO, L. Trend analysis of water quality in some rivers with different degrees of development within São Paulo State, Brazil. **River. Res. Applic**., v. 24, p.1056–1067, 2008.

GUCCIONE, M.J. Causes of channel variations, Red River, Arkansas. In: Elliott, C.M. (Ed.), **River Meandering, Proceedings of the Conference Rivers '83**, New Orleans, LA. ASCE, New York, pp. 101–112, 1984.

GUEDES, I. C. et al. Análise morfotectônica da bacia do rio santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluvio- morfométricos e de registros paleossísmicos. **Geociências,** v. 28, n. 4, p. 345-362, 2009.

GUERREIRO, R. L. et al. Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments in ponds and alluvial sediments of Upper Paraná River, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 16, n. 1, p. 39–46, 30 abr. 2013.

GÜNERALP, İ. et al. Advances and challenges in meandering channels research. **Geomorphology**, v. 164, p. 1–9, 2012.

GÜNERALP, İ.; RHOADS, B. L. Empirical analysis of the planform curvature-migration relation of meandering rivers. **Water Resources Research**, v. 45, n. 9, p. n/a–n/a, 29 set. 2009.

GÜNERALP, İ.; RHOADS, B. L. Spatial autoregressive structure of meander evolution revisited. **Geomorphology**, v. 120, n. 3-4, p. 91–106, ago. 2010.

HACK, J. T. Post-glacial drainage evolution and stream geometry in the Ontonagon area, Michigan. **U. S. Geol. Surv. Prof. Paper,** no. 504-13, 1965.

HAMILTON, S. et al. Remote sensing of floodplain geomorphology as a surrogate for biodiversity in a tropical river system (Madre de Dios, Peru). **Geomorphology**, v. 89, n. 1-2, p. 23–38, 1 set. 2007.

HARDEN, C. Stream Terraces. In: GOUDIE, A. S. (org.) **Encyclopedia of Geomorphology**. London and New York: Routledge, 1156 p., 2004.

HARMAR, O. P.; CLIFFORD, N. J. Planform dynamics of the Lower Mississippi River. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, n. 7, p. 825–843, jun. 2006.

HEITMULLER, F. T. Channel adjustments to historical disturbances along the lower Brazos and Sabine Rivers, south-central USA. **Geomorphology**, v. 204, p. 382–398, jan. 2014.

HICKIN, E.J. NANSON, G. The character of channel migration on the Beatton River, northeast British Columbia, Canada. **Geological Society of America Bulletin,** v. 86, p.487–494, 1975.

HOFFMANN, T. et al. Trends and controls of Holocene floodplain sedimentation in the Rhine catchment. **Catena**, v. 77, n. 2, p. 96–106, maio 2009.

HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation : a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. **Tectonophysics**, v. 305, p. 287–306, 1999.

HOOKE, J. M. Changes in river meanders: a review of techniques and results of analyses. **Progress in Physical Geography**, v. 8, n. 4, p. 473–508, 1 dez. 1984.

HOOKE, J. M. HARVEY, A. M. Meander changes in relation to bend morphology and secondary flows. In: Collinson, J., Lewin, J. (Org.), **Modern and Ancient Fluvial Systems**. International Association of Sediment Special Publication. p. 121–132, 1983.

HOOKE, J. M. Complexity, self-organisation and variation in behaviour in meandering rivers. v. 91, p. 236–258, 2007.

___. Cutoffs galore!: occurrence and causes of multiple cutoffs on a meandering river. **Geomorphology**, v. 61, n. 3-4, p. 225–238, 2004.

___. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane , northwest England. **Geomorphology,** v. 14, p. 235–253, 1995.

___. River meander behaviour and instability: a framework for analysis. **Trans. Inst. Br. Geogr**. v. 23, p. 238–253, 2003.

___. b. Spatial variability, mechanisms and propagation of change in an active meandering river. **Geomorphology**, v. 84, p. 277–296, 2007.

___. Temporal variations in uvial processes on an active meandering river over a 20-year period. **Geomorphology**, v. 100, n. 1-2, p. 3–13, 2008.

___.The significance of mid-channel bars in an active meandering river. **Sedimentology**, v. 33, p. 839–850, 1986.

HOOKE, J. M.; SCHRODER, J. River Meandering. In: WOHL, E, ed **Treatise on Geomorphology,** San Diego: Academic Press, pp. 260-288., 2013.

HOOKE, J. M.; YORKE, L. Rates, distributions and mechanisms of change in meander morphology over decadal timescales. **River Dane, UK. Earth Surf. Process. Landforms**, v. 35, n. 13, p. 1601–1614, 2010.

HOWARD, A. D. Equilibrium and time scales in geomorphology : application to sand-bed alluvial streams. **Earth Surf. Process. Landforms**. 7, p. 303–325, 1982.

HOWARD, A. D.; HEMBERGER, A. T. Multivariate characterization of meandering. **Geomorphology,** v. 4, p. 161–186, 1991.

HUDSON, P. F.; COLDITZ, R. R. Flood delineation in a large and complex alluvial valley, lower Pánuco basin, Mexico. **Journal of Hydrology**, v. 280, n. 1-4, p. 229–245, set. 2003.

HUDSON, P. F.; HEITMULLER, F. T. Local- and watershed-scale controls on the spatial variability of natural levee deposits in a large fine-grained floodplain: Lower Pánuco Basin, Mexico. **Geomorphology**, v. 56, n. 3-4, p. 255–269, dez. 2003.

HUDSON, P. F.; HEITMULLER, F. T.; LEITCH, M. B. Hydrologic connectivity of oxbow lakes along the lower Guadalupe River, Texas: The influence of geomorphic and climatic controls on the ―floodpulse concept.” **Journal of Hydrology**, v. 414-415, p. 174–183, jan. 2012.

HUDSON, P. F.; KESEL, R. H. Channel migration and meander-bend curvature in the lower Mississippi River prior to major human modification. **Geology**, v. 28, p. 531–534, 2000.

HUDSON, P. F.; KESSEL, R. H. Channel migration and meander-bend curvature in the lower Mississippi River prior to major human modification. **Geology,** v. 28, p. 531–534, 2000.

HUDSON, P. F.; SOUNNY-SLITINE, M. A.; LAFEVOR, M. A new longitudinal approach to assess hydrologic connectivity: Embanked floodplain inundation along the lower Mississippi River. **Hydrological Processes**, v. 27, n. 15, p. 2187–2196, 15 jul. 2013.

IBANEZ, D. M. et al. Geomorphometric pattern recognition of SRTM data applied to the tectonic interpretation of the Amazonian landscape. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 87, p. 192–204, 2014.

JERARDINO, A. Late Holocene Neoglacial episodes in southern South America and southern Africa : comparison. **The Holocene**, v. 5, p. 361–368, 1995.

JESKE-PIERUSCHKA, V.; Behling, H. Palaeoenvironmental history of the São Francisco de Paula region in southern Brazil during the late Quaternary inferred from the Rincão das Cabritas core. **Holocene**, p. 1-11, 2011.

JIONGXIN, X. Adjustment of mainstream – tributary relation upstream from a reservoir: an example from the Laohahe River, China. **Z. Geomorph.,** v. 45, p. 359-372, 2001.

JONES, L. S. HARPER, J. T. Channel avulsions and related processes, and large-scale sedimentation patterns since 1875, Rio Grande, San Luis Valley, Colorado. **GSA Bulletin**, v. 110, p. 411-421, 1998.

JORDAN, G. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: a case study. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 28, n. 8, p. 807–822, ago. 2003.

JUDD, D. A.; RUTHERFURD, I. D.; TILLEARD, J. W.; KELLER, R. J. A case study of the processes displacing flow from the anabranching Ovens River, Victoria, Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, p. 2020-2032, 2007.

JUSTUS, J.O. **Subsídios para interpretação morofogenetica através de imagens de radar**. 204 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

KEESSTRA, S. D. et al. Evolution of the morphology of the river Dragonja (SW Slovenia) due to land-use changes. **Geomorphology**, v. 69, n. 1-4, p. 191–207, jul. 2005.

KESEL, R. H. Human modifications to the sediment regime of the Lower Mississippi River flood plain. **Geomorphology**, v. 56, n. 3-4, p. 325–334, dez. 2003.

KISS, T.; BLANKA, V. River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. **Geomorphology**, v. 175-176, p. 115–125, nov. 2012.

KLEINHANS, M. G. et al. Bifurcation dynamics and avulsion duration in meandering rivers by one-dimensional and three-dimensional models. **Water Resources**, v. 44, n. August, p. 1–31, 2008.

___. Sorting out river channel patterns. **Progress in Physical Geography**, v. 34, n. 3, p. 287–326, 1 jun. 2010.

KLEINHANS, M. G. et al. Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 38, n. 1, p. 47–61, 6 jan. 2013.

KNOX, J. Floodplain sedimentation in the Upper Mississippi Valley: Natural versus human accelerated. **Geomorphology**, v. 79, n. 3-4, p. 286–310, 30 set. 2006.

LANCASTER, S. T.; BRAS, R. L. A simple model of river meandering and its comparison to natural channels. **Hydrological Processes**, v. 16, n. 1, p. 1–26, jan. 2002.

LANE, S. N.; RICHARDS, K. S. Linking river channel form and process : time , space and causality. **Earth Surf. Process. Landforms,** v. 22, p. 249–260, 1997.

LANZONI, S.; SEMINARA, G. On the nature of meander instability. **Journal of Geophysical Research**, v. 111, n. F4, p. F04006, 4 nov. 2006.

LATRUBESSE, E. M. et al. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. **Geomorphology**, v. 113, n. 3-4, p. 239–252, dez. 2009.

LATRUBESSE, E. M.; FRAZINELLI, E. The late Quaternary evolution of Negro River, Amazon, Brazil: implication for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, 2005. 70, 372-397.

LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 187–206, 1 set. 2005.

LATRUBESSE, M.; AMSLER, L.; AQUINO, S. The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. **Changes**, v. 113, p. 239–252, 2009.

LAUER, J. W.; PARKER, G. Net local removal of floodplain sediment by river meander migration. **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 123–149, abr. 2008.

LEEDER, M. R., ALEXANDER, J. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander-belts. **Sedimentology,** n. 1 987.

LEIGH, D. S., WEBB, P. A. Holocene erosion, sedimentation, and stratigraphy at Raven Fork. **Geomorphology**, v. 78, p. 161–177, 2006.

LEOPOLD, L. B. Base level rise : Gradient of deposition. 1992.

LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation, and grade. **Proc. Am. Philos. Soc.**, v. 123(3), p. 168-202, 1979.

LEWIN, J. Floodplain geomorphology. **Progress in Physical Geography,** v. 2, p. 408-436, 1978

LI, L.; LU, X.; CHEN, Z. River channel change during the last 50 years in the middle Yangtze River, the Jianli reach. **Geomorphology**, v. 85, n. 3-4, p. 185–196, mar. 2007.

LIRO, M. Conceptual model for assessing the channel changes upstream from dam reservoir. **Quaestiones Geographicae**, v. 33, p. 32-74, 2014.

LÓCZY, D.; PIRKHOFFER, E.; GYENIZSE, P. Geomorphology Geomorphometric fl oodplain classi fi cation in a hill region of Hungary. **Geomorphology**, v. 147-148, p. 61–72, 2012.

LUCHI, R. et al. Width variations and mid-channel bar inception in meanders: River Bollin (UK). **Geomorphology**, v. 119, p. 1–8, 2010.

MA, Y. et al. Channel adjustments in response to the operation of large dams : the upper reach of the lower Yellow River. **Geomorphology**, p. 147–148, 2012.

MACEDO, H. A. et al. Mudanças paleohidrológicas na planície do rio Paraguai, Quaternário do Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 15, p. 75-85, 2014.

MACMILLAN, R. A.; SHARY, P. A. Landforms and Landform Elements in Geomorphometry. **Developments in Soil Science**, v. 33, n. 2001, p. 227–254, 2009.

MAGDALENO, F.; FERNÁNDEZ-YUSTE, J. A. Meander dynamics in a changing river corridor. **Geomorphology**, v. 130, n. 3-4, p. 197–207, jul. 2011.

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

MANTELLI, L. R. et al. Applying SRTM digital elevation model to unravel Quaternary drainage in forested areas of Northeastern Amazonia. **Computers & Geosciences**, v. 35, n. 12, p. 2331–2337, dez. 2009.

MARQUES NETO, R.; PEREZ FILHO, A. Compartimentação morfoestrutural da bacia do rio Verde, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 15, p. 119-135, 2014.

MARTINS, D. P.; BRAVARD, J.; STEVAUX, J. C. Dynamics of water flow and sediments in the Upper Paraná River between Porto Primavera and Itaipu dams , Brazil. **Geomorphology,** v. 16, n. 2, p. 111–118, 2009.

MASELLI, V.; TRINCARDI, F. Man made deltas. **Scientific Report**, p. 1–7, 2013.

MAURO, R.A.; MOURÃO, G.M.; PEREIRA DA SILVA, M.; COUTINHO, M.E.; TOMAS, W.M.; MAGNUSSON, W.E. Influência do habitat na densidade e distribuição de cervo (*Blastocerus dichotomus*) durante a estação de seca no pantanal mato-grossense. **Revista Brasileira de Biologia**, v. 55 (4), p.745-751, 1995.

MCGLUE, M. M. et al. Lacustrine records of Holocene fl ood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands , Brazil). **Quaternary Research**, v. 78, n. 2, p. 285–294, 2012.

MERINO, E. R.; ASSINE, M. L.; PUPIM, F. N. Estilos fluviais e evidências de mudanças ambientais na planície do rio Miranda, Pantanal. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 14, p. 127-134, 2013.

MIALL, A. D. A review of the braided-river depositional environmental. **Earth Science Reviews**, v. 13, p. 1-62, 1977.

MICHELI, E. R.; LARSEN, E. W. River channel cutoff dynamics, Sacramento River, California , USA. **Rivers Research And Application,** v. 344, n. February 2010, p. 328–344, 2011.

MONTANHER, O. C. Ciclos de erosão e sedimentação em bacias hidrográficas urbanas do noroeste paranaense e suas implicações no ajuste de sistemas fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, p. 319-325, 2013.

MOODY, J. A.; MEADE, R. H. Terrace aggradation during the 1978 flood on Powder River , Montana , USA. **Geomorphology**, v. 99, p. 387–403, 2008.

MORAIS, E. S. et al. Orientação da drenagem como resposta a controles geomorfológicos: análise do Córrego Dourado, Paraná- Brasil. **Boletim de Geografia**, v. 28, n. 2, p. 127–135, 23 dez. 2010.

MORAIS, E. S. **Evolução da planície de inundação e confluência do rio Ivaí e Paraná na região do Pontal do Tigre, Icaraíma: uma abordagem geomorfológica.** Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

MORAIS, E. S.; HOOKE, J.; ROCHA, P. C. Spatial distribution of cutoffs on the Peixe River, Brazil. In: **8th IAG International Conference on Geomorphology**, Paris, 2013.

MORAIS, E. S.; ROCHA, P. C. Identificação de unidades geomórficas em um sistema fluvial meandrante: o vale aluvial do rio do Peixe, SP. In: **IX Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Rio de Janeiro, 2012.

MORAIS, E.; HOOKE, J.; ROCHA, P. Estimation of oxbow-lake formation rate in a meandering river : Peixe River, Brazil. In: **8th Shallow Lakes Conference**, Antalya, 2014.

MORAIS, E. S.; SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C. Identificação de paleocanais na região da confluência entre os rios Ivaí e Paraná com o uso de dados de sensoriamento remoto e reconhecimento de fácies sedimentares. **Revista Brasileira de Geociências,** .v. 42, p. 505-512, 2012.

___. Mudanças na morfologia de meandros : o rio do Peixe, oeste do estado de São Paulo. In: **10 Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Manaus, 2014.

MOREIRA, M. R.; RIEDEL, P. S.; LANDIN, P. M. B. Aplicação de técnicas estatísticas multivariadas como subsídio à compartimentação fisiográfica. **Revista Brasileira de Cartografia,** v. 60, p. 339-353,

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology**, Geomorphology, v. 4, n. 6, p. 459–486, abr. 1992.

NARDI, F.; VIVONI, E. R.; GRIMALDI, S. Investigating a floodplain scaling relation using a hydrogeomorphic delineation method. **Water Resources Research,** v. 42, April, p. 1–15, 2006.

NELSON, N. C.; ERWIN, S. O.; SCHMIDT, J. C. Geomorphology Spatial and temporal patterns in channel change on the Snake River downstream from Jackson Lake dam , Wyoming. **Geomorphology**, v. 200, p. 132–142, 2013.

NEWSON, M. D.; NEWSON, C. L. Geomorphology, ecology and river channel habitat: mesoscale approaches to basin-scale challenges. **Progress in Physical Geography**, v. 24, n. 2, p. 195–217, 1 abr. 2000.

NORTH, C. P.; DAVIDSON, S. K. Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. **Earth-Science Reviews**, v. 111, n. 1-2, p. 199–223, fev. 2012.

OLIVEIRA, D. As bandas onduladas e sua influência na evolução do relevo em São Pedro-SP (Brasil). **Geosul,** v. 4, p. 161-186, 2009.

OLIVEIRA, F. M. et al. Evidence of strong storm events possibly related to the little Ice Age in sediments on the southerncoast of Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, 233-239, 2014.

OLLERO, A. Channel changes and oodplain management in the meandering middle. **Ebro River, Spain. Geomorphology**, v. 117, p. 247–260, 2010.

PARKER, G.; SAWAI, K.; IKEDA, S. Bend theory of river meanders. Part 2. Nonlinear deformation of finite amplitude bends. **Journal of Fluid Mechanics,** 115: 303–314, 1982.

PAROLIN, M. Registros palinológicos e mudanças ambientais durante o Holoceno de Taquarussu (MS). **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 9, n. 1, p. 137–148, 2006.

PEREZ FILHO, A.; QUARESMA, C. C. Ação antrópica sobre as escalas temporais dos fenômenos geomorfológicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 12, p. 83-90, 2011.

PERROTA, M.M.et al. Mapa Geológico de São Paulo, Escala 1:750.000, SIG. São Paulo, Convênio CPRM/Secretaria de Energia, Recursos Hídricos e Saneamento do Estado de São Paulo, 2005.

PHILLIPS, J. D. Avulsion regimes in southeast Texas Rivers. **Earth Surf. Process. Landform**s, v. 34, p. 75–87, 2009.

___. Evolutionary geomorphology : thresholds and nonlinearity in landform response to environmental change. **Hydrol. Earth Syst. Sci**., v. 10, p. 731–742, 2006.

___, J.D. Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution? **Geomorphology**, v. 5, p.219–229, 1992.

___. Relative importance of intrinsic, extrinsic, and anthropic factors in the geomorphic zonation of the trinity river, texas 1. **Journal Of The American Water Resources Association**, v. 46, n. 4, 2010.

___, J. D. Toledo bend reservoir and geomorphic response in the lower Sabine River. **River Research and Applications**, v. 159, p. 137–159, 2003.

___. Universal and local controls of avulsions in southeast Texas Rivers. **Geomorphology**, v. 130, n. 1-2, p. 17–28, 2011.

PEREZ FILHO, A.; CHRISTOFOLETTI, A. Relacionamento entre ordem e largura de planície de inundação em bacias hidrográficas. **Notícia Geomorfológica,** v. 17, p. 112-119, 1977.

PIÉGAY, H. et al. Spatial and temporal variability in sedimentation rates associated with cutoff channel infill deposits: Ain River, France. **Water Resources Research**, v. 44, n. 5, p. n/a–n/a, 29 maio 2008.

PIKE, R. J. Geomorphometry -diversity in quantitative surface analysis. **Progress in Physical Geography**, v. 24, n. 1, p. 1–20, 1 jan. 2000.

PINDER, L. Marsh deer Blastocerus dichotomus population estimate in the Paraná River, Brasil. **Biological Conservation,** v. 75, p.87-91, 1996.

PITTALUGA, M. B.; NOBILE, G.; SEMINARA, G. A nonlinear model for river meandering. **Water Resources Research**, v. 45, n. 4, p. n/a–n/a, 30 abr. 2009.

POLIZEL, S. P.; ROSSETTI, D. F. Caracterização morfológica do delta do rio Doce (ES) com base em análise multisensor. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 15 p.311- 326, 2014.

PONZONI, F. J.; SHIMABUKURO, Y. E. **Sensoriamento remoto no estudo da vegetação**. São José dos Campos, SP: A. Silva Vieira Ed., 2007.

QGIS Development Team. **QGIS Geographic Information System**. Open Source Geospatial Foundation Project, 2015. Disponível em: http://qgis.osgeo.org. Acessado em: 16 de fevereiro de 2015.

QUEIROZ NETO, J.P. Observações preliminares sobre perfis de solo com bandas onduladas no estado de São Paulo, **Sedimentologia e Pedologia,** v. 7, p. 1975.

RABUS, B. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 57, n. 4, p. 241–262, fev. 2003.

RAMSAR CONVENTION SECRETARIAT. The Ramsar Convention Manual: a guide to the Convention on Wetlands (Ramsar, Iran, 1971), 6th ed. Ramsar Convention Secretariat, Gland, Switzerland, 2013.

RHOADS, B. L.; WELFORD, M. R. Initiation of river meandering. **Progress in Physical Geography**, n. 1988, p. 127–156, 2010.

RHOADS, B. L; GUNERALP, Í. Empirical analysis of the planform curvature-migration relation of meandering rivers. Water Resour. Res., v. 45, p. 1–15, 2009.

RICHARDSON, J. M. et al. Holocene river dynamics in Northland, New Zealand: The influence of valley floor confinement on floodplain development. **Geomorphology**, v. 201, p. 494–511, nov. 2013.

RINALDI, M. Recent channel adjustments in alluvial rivers of Tuscany, central Italy. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 28, n. 6, p. 587–608, jun. 2003.

ROBAINA, L. E. S. et al. Compartimentação geomorfológica da bacia hidrográfica do Ibicuí, Rio Grande do Sul, Brasil: proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 11, p. 11-23, 2010.

ROCHA, P. C. Indicadores de Alteração Hidrológica no Alto Rio Paraná: Intervenções Humanas e Implicações na Dinâmica do Ambiente Fluvial. **Sociedade & Natureza,** v. 22, p.191-211, 2010.

ROCHA, P. C.; TOMMASELLI, J. T. G. Variabilidade hidrológica nas bacias dos rios Aguapeí e Peixe, Região Oeste Paulista. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 10, p. 2237, 2012.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000**. São Paulo: Laboratório de Geomorfologia, Dep. de Geografia - FFLCH - USP/ Laboratório de Cartografia Geotécnica - IPT/FAPESP, 1997. 2 v.

ROSSETTI, D. F. Imaging underwater neotectonic structures in the Amazonian lowland. **The Holocene**, v. 24, p. 1269–1277 2014.

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A. M. Late Quaternary drainage dynamics in northern Brazil based on the study of a large paleochannel from southwestern Marajó Island. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 80, n. 3, p. 579–93, set. 2008.

ROSSETTI, D. F.; TOLEDO, P. M. Biodiversity from a historical geology perspective: a case study from Marajó Island, lower Amazon. **Geobiology**, v. 4, p. 215-223, 2006.

ROWLAND, J. C. et al. Tie channel sedimentation rates, oxbow formation ages and channel migration rate from optically stimulated luminescence (OSL) analysis of floodplain deposits. **Earth Surf. Process. Landforms**, v. 30, p. 1161-1179, 2005.

SANCHO, C. et al. Holocene alluvial morphopedosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). **Catena**, v. 73, n. 3, p. 225–238, maio 2008.

SALGADO, A. A. R.; BIAZINI J.; HENNIG, S. Geomorfologia brasileira: panorama geral da produção nacional no início do século XXI (2001-2005). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 9, p. 85-91, 2008.

SALLUN, E. M,; SUGUIO, K. Geoprocessamento na análise morfoestrutural da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). **Sociedade e Natureza**; v. 21, p. 85-96, 2009.

SALLUN, E. M.; SUGUIU, K. STEVAUX, J. C. Depósitos quaternários na região de Marília e Presidente Prudente (SP). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 385-395, 2007.

SALLUN, E. M,; SUGUIO, K. Quaternary colluvial episodes (Upper Paraná River Hydrographic Basin , Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 82, p. 701–715, 2010.

SANT´ANNA NETO, J. L. TOMMASELLI, J. T. G**. O tempo e o clima de Presidente Prudente**. Presidente Prudente: FCT/UNESP, 2009.

SANTOS, A. A. **Dinâmica hidrosedimentológica nos rios Aguapeí e Peixe, oeste paulista**. 2013. Monografia (Bacharel em Geografia) – Universidade Estadual Paulista, Presidente Prudente, 2013.

SANTOS, C. A. M.; NUNES, J. O. R., SAENS, C. A. T. Contribuição à análise de proveniência sedimentar pelo método traços de fissão em zircão e influências estruturais para a formação do Planalto Residual de Marília. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 3, p. 331–341, 2013.

SANTOS, M. L. **Estratigrafia e evolução dos sistemas siliclásticos do rio Paraná em seu curso superior: ênfase a arquitetura dos depósitos, variação longitudinal das fácies e arquitetura dos depósitos**. 1997. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

_____. Unidades geomórficas e depósitos sedimentares associados ao sistema do rio Paraná no seu curso superior. 1997. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, p.85-96, 2005.

SANTOS, M. L.; FERNANDEZ, O. V. Q.; STEVAUX, J. C. Aspectos morfogenéticos das barras de canal do rio Paraná, trecho de Porto Rico. **Boletim de Geografia**, v.1, p. 11-24, 1992.

SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C. Facies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana River. **Quaternary International**, v. 72, p. 87–94, 2000.

SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, N. V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e Geomorfologia da planície do rio Ivaí-PR. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 2008.

SÃO PAULO. Comitê das bacias hidrográficas dos rios Aguapeí e Peixe. 2009 Relatório 2 Região hidrográfica Aguapeí /Peixe. Disponível em http://www.sigrh.sp.gov.br/cgi-bin/sigrh_carrega.exe?f=/basecon/RelatorioSituacao2009/RSresumo2009.html> acessado em 02 de jun. 2011.

_____. São Paulo. Decreto nº 47.095, de 18 de setembro de 2002. Cria o Parque Estadual do Rio do Peixe. Disponível em: http://www.icmbio.gov.br/cepsul/images/stories/legislacao/Decretos/2002/dec_sp_47095_2002_uc_parqueestadualriopeixe_sp.pdf. Acessado em: 12 de fevereiro de 2015.

SCHNEIDER, B. et al. Explanatory variables associated with diversity and composition of aquatic macrophytes in a large subtropical river floodplain. **Aquatic Botany**, v. 121, n. 1, p. 67–75, 2015.

SCHUMM, S. A. Geomorphic thresholds: the concept and its applications. **Transactions of the Institute of British Geographers**, New Series 4, 485–51, 1979.

SCHUMM, S. A. **River Variability and Complexity**. Cambridge: University Press, 2005.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York: Willey-Interscience, 1977.

SEMINARA G, ZOLEZZI G, TUBINO M, ZARDI D. Downstream and upstream infl uence in river meandering. Part 2. Planimetric development. **Journal of Fluid Mechanics,** 438: 213–230, 2001.

SHERRARD, J.J. ERSKINE, W.D. Complex response of a sand-bed stream to upstream impoundment, **Regulated Rivers,** v. 6, p. 53–70, 1991.

SILVA, A. et al. Compartimentação geomorfológica do rio Paraguai na borda norte do pantanal mato-grossense , região de Cáceres - MT. **Revista Brasileira de Cartografia,** p. 73–81, 2007.

SILVA, M. A. et al.b.. Historical land-cover / use in different slope and riparian buffer zones in watersheds of the state of São Paulo, Brazil. **Sci. Agric**. n. August, p. 325–335, 2007.

SLINGERLAND, R.; SMITH, N. D. River Avulsions and Their Deposits. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 32, n. 1, p. 257–285, 19 maio 2004.

SŁOWIK, M. Holocene evolution of meander bends in lowland river valley formed in complex geological conditions (the Obra River, Poland). **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 96, n. 1, p. 61–81, 15 mar. 2014.

SMAESP (Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo). **Plano de manejo do parque estadual do rio do Peixe**. 2010. Disponível em: http://fflorestal.sp.gov.br/. Acessado em: 12 de fevereiro de 2015.

SOUZA FILHO, E. E. **Aspectos da geologia e estratigrafia dos depósitos sedimentares do rio Paraná entre Porto Primavera (MS) e Guaíra (PR)**. 1993. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Universidade de São Paulo, São Paulo.

SOUZA FILHO, E. E. Evaluation of the Upper Paraná River discharge controlled by reservoirs. **Brazilian Journal of Biology**, v. 69, n. 2 Suppl, p. 707–16, jun. 2009.

SOUZA FILHO, E. E.; FRAGAL, E. H. A influência do nível fluviométrico sobre as variações de área água e da cobertura vegetal na planície do alto rio Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, p. 81-92, 2013.

SOUZA FILHO, E. E.; RIGON, B. T. C. Avaliação da velocidade de deslocamento de barras fluviais do rio Paraná por meio de imagens CBERS/CCD. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13 p. 57-64, 2012.

SOUZA, J. O. P; CORRÊA, A. C. B. Sistema fluvial e planejamento local no semiárido. **Mercartor,** v. 11, p. 149–168, 2012.

SRIVASTAVA, P.; KUMAR, S. Role of neotectonics and climate in development of the Holocene geomorphology and soils of the Gangetic Plains between the Ramganga and Rapti rivers. **Geology**, v. 94, p. 129–151, 1994.

STEINK, V. A.; SANO, E. E. Semi-automatic identification, gis-based morphometry of geomorphic features of federal district of Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v.12, p. 3-9, 2011.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River : Correlation with NE Argentina. **Quaternary International,** v. 72, p. 73–85, 2000.

STEVAUX, J. C. O rio Paraná: geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (Região de Porto Rico, PR)**.** 1994. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo.

STEVAUX, J. C.; MARTINS, D. P.; MEURER, M. Changes in a large regulated tropical river: The Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. **Geomorphology**, v. 113, n. 3-4, p. 230–238, 15 dez. 2009.

STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. L. Fácies and architectural analysis of channel sandy macroforms in the upper Parana river. **Quaternary International**, v.72, p. 87-94, 2000.

STEVAUX, J. C.; SOUZA, I. A. Floodplain construction in an anastomosed river. **Quaternary International,** v. 114, p. 55-65, 2004.

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Datação absoluta por meio de luminescência opticamente estimulada (LOE) de níveis de baixo terraço fluvial do rio do peixe no contexto do planalto ocidental paulista (SP). **Revista Geonorte,** v. 10, p. 78-81, 2014.

STRÍKIS, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology,** n. 11, p. 1075–1078, 2011.

STØLUM, H. H. Planform geometry and dynamics of meandering rivers. **Geology,** n. 11, p. 1485–1498, 1998.

_____. River meandering as a self-organized process. **Science**, v. 271, p.1710–1713, 1996.

SUGUIO, K.; COIMBRA, A. M. Estudo sedimentológico das ―bandasonduladas" de solos da Formação Bauru na área balizada pelas cidades de Oswaldo Cruz e Rancharia, Tupã, estado de São Paulo. **Boletim do Instituto de Geociências**, v.7, p. 27-38, 1976.

SUMMERFIELD, M. A. A tale of two scales, or the two geomorphologies. **Trans. Inst. Br. Geogr**., p. 402–415, 2005.

TAVARES, B. A. C. et al. Compartimentação geomorfológica e morfotectônica do gráben do Cariatá, Paraíba, a partir de imageamento remoto. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, p. 5323-538, 2014.

THOMAS, M. F. Landscape sensitivity to rapid environmental change — a Quaternary perspective with examples from tropical areas. **Catena,** v. 55, p. 107–124, 2004.

THOMAS, M. F. Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. **Geomorphology,** v. 101, p. 146-158, 2008.

_____. Quaternary fans and colluvium as indicators of environmental change and landscape sensitivity. **Revista do Instituto Geológico**, v. 23, p. 1-11, 2002.

THOMS, M. Floodplain–river ecosystems: lateral connections and the implications of human interference. **Geomorphology**, v. 56, n. 3-4, p. 335–349, 15 dez. 2003.

TODD, M. J. et al. Hydrological drivers of wetland vegetation community distribution within Everglades National Park, Florida. **Advances in Water Resources**, v. 33, n. 10, p. 1279–1289, out. 2010.

TOONEN, W. H. J.; KLEINHANS, M. G.; COHEN, K. M. Sedimentary architecture of abandoned channel fills. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, n. 4, p. 459–472, 27 mar. 2012.

TOOTH, S. et al. Late Holocene development of a major fluvial discontinuity in floodplain wetlands of the Blood River, eastern South Africa. **Geomorphology**, v. 205, p. 128–141, jan. 2014.

TRIGG, M. A. et al. Floodplain channel morphology and networks of the middle Amazon River. **Water Resources Research,** v. 48, p. 1–17, October, 2012.

TRIVELLATO, F. T.; PEREZ FILHO, A. bacia do rio do Peixe - planalto ocidental paulista: 90 anos de transformações do uso e ocupações das terras. **Revista Geonorte**, v. 3, p. 656- 666, 2012.

TWIDALE, C. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, n. 3-4, p. 159–218, out. 2004.

VAN DE WIEL, M. J. et al. Modelling the response of river systems to environmental change : Progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. **Earth Science Reviews**, v. 104, n. 1-3, p. 167–185, 2011.

VANNOTE, R.L. et al. The river continuum concept. **Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences**. v. 37(1), p. 130-137, 1980.

VIANA, J. C. C. et al. A late Holocene paleoclimate reconstruction from Boqueirão Lake sediments, northeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, 117-126, 2013.

VON ELVERFELDT, K. **System Theory in Geomorphology: Challenges**, Epistemological Consequences and Practical Implications. London: Springer Dordrecht Heidelberg, 146p.

WAINER, I. et al. Reconstruction of the South Atlantic Subtropical Dipole index for the past proxy. **Scientific Reports,** v. 4, p. 1–8, 2014.

WALKER, L. C. et al. Formal subdivision of the Holocene Series / Epoch : a Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine

and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission. **Journal of Quaternary Science,** Discussion Paper. 2012.

WALLINGA, J. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits : a review. **Boreas,** v. 31, p. 303–322, 2002.

WARD, J.V. River landscapes: Biodiversity patterns, disturbance regimes, and aquatic conservation. **Biological Conservation**, v. 83, p. 269–278, 1998.

WIEL, M. J. VAN DE et al. Modelling the response of river systems to environmental change: Progress, problems and prospects for palaeo-environmental reconstructions. **Earth-Science Reviews**, v. 104, n. 1-3, p. 167–185, jan. 2011.

WINTERBOTTOM, S. J. Medium and short-term channel planform changes on the rivers Tay and Tummel, Scotland. **Geomorphology**, v. 34, p. 195-208, 2000.

WINTLE A. G.; MURRAY, A. S. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. **Radiation Measurements**, v. 41, .p 369-391, 2006.

XU, D. et al. Numerical investigation of long-term planform dynamics and stability of river meandering on fluvial floodplains. **Geomorphology**, v. 132, n. 3-4, p. 195–207, set. 2011.

XU, H. Modification of normalized difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery**. International Journal of Remote Sensing**, 27: 3025-3033, 2006.

ZANCONPÉ, M. H. C.; PEREZ FILHO, A. Considerações a respeito das planícies fluviais do rio Mogi-Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia,** v. 7, p. 65-71, 2006.

ZANCONPÉ, M. H. C.; PEREZ FILHO, A.; CAPRI JR, S. Anomalias do perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, p. 31-42, 2009.

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

ZANI, H.; et al., Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). **Geomorphology**, v. 162, p. 82-92, 2012.

ZILIANI, L.; SURIAN, N. Evolutionary trajectory of channel morphology and controlling factors in a large gravel-bed river. **Geomorphology**, v. 173-174, p. 104–117, nov. 2012.

ZOLEZZI, G.; SEMINARA, G. Downstream and upstream influence in river meandering. Part 2. Planimetric development. **J. Fluid Mech.,** v. 438, p. 183–211, 2001.

ZWOLINSKI, Z. Sedimentology and geomorphology of overbank flows on meandering river floodplain. **Geomorphology**, v. 4, p. 367-379, 1992.