YURI VENEZIANI

INUNDAÇÕES EM SISTEMAS FLUVIAIS MEÂNDRICOS: GEOMORFOLOGIA E HIDROLOGIA DE
PALEOINUNDAÇÕES APLICADAS À IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS HOLOCÊNICOS EXTREMOS NO
BAIXO RIO RIBEIRA DE IGUAPE, BRASIL

São Paulo

2018

YURI VENEZIANI

INUNDAÇÕES EM SISTEMAS FLUVIAIS MEÂNDRICOS: GEOMORFOLOGIA E HIDROLOGIA DE
PALEOINUNDAÇÕES APLICADAS À IDENTIFICAÇÃO DE EVENTOS HOLOCÊNICOS EXTREMOS NO BAIXO
RIO RIBEIRA DE IGUAPE, BRASIL

Versão Original

Tese apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e
Ciências Humanas da Universidade de São Paulo
para obtenção do título de doutor em Ciências.

Área de Concentração: Geografia Física.

Orientadora: Profa. Dra. Cleide Rodrigues

São Paulo

2018

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

V458i Veneziani, Yuri
 Inundações em sistemas fluviais meândricos:
 geomorfologia e hidrologia de paleoinundações
 aplicadas à identificação de eventos holocênicos
 extremos no Baixo Rio Ribeira de Iguape, Brasil. /
 Yuri Veneziani ; orientadora Cleide Rodrigues. - São
 Paulo, 2018.
 344 f.

 Tese (Doutorado)- Faculdade de Filosofia, Letras
 e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.
 Departamento de Geografia. Área de concentração:
 Geografia Física.

 1. Inundação. 2. Cartografia Geomorfológica de
 Detalhe. 3. Paleohidrologia. 4. Modelagem
 hidrodinâmica. 5. Bacia hidrográfica do Ribeira de
 Iguape. I. Rodrigues, Cleide, orient. II. Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

Nome: VENEZIANI, Yuri

Título: Inundações em sistemas fluviais meândricos: geomorfologia e hidrologia de paleoinundações aplicadas à identificação de eventos holocênicos extremos no Baixo Rio Ribeira de Iguape, Brasil

Tese apresentada à Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de doutor em Ciências.

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr.:

Instituição:

Julgamento: _____

Prof. Dr.:

Instituição:

Julgamento: _____

Prof. Dr.:

Instituição:

Julgamento: _____

Prof. Dr.:

Instituição:

Julgamento: _____

Dedicatória

À Joaquina da Conceição Veneziani.

Agradecimentos

À Professora Doutora Cleide Rodrigues, pela orientação, na pesquisa e na vida, e pelo companheirismo ao longo de mais de 9 anos de trabalho juntos.

Ao Professor Doutor Gerardo Félix Benito pela orientação na pesquisa, pela recepção no intercâmbio e pelos custeios de análises.

Ao Italo Veneziani pela força durante toda a vida, inclusive em trabalhos de campo.

À Mikel Calle e Maria José por compartilhar de momentos inesquecíveis desta jornada e pelas inestimáveis ajudas no tratamento, análise e discussão dos dados.

Ao Professores Doutores Fernando Villela e José Cândido Stevaux pelas orientações na etapa de qualificação e por toda ajuda e sugestões ao longo da pesquisa.

À Professora Doutora Isabel Teresinha Lelli pela ajuda com o vibrotestemunhador, sem a qual a pesquisa não teria sido possível.

À Pablo Corella Aznar pelas orientações e sugestões de tratamentos de dados de sedimentos.

Ao professor Doutor Ericson Hideki Hayakawa pela ajuda durante os dias em Marechal Candido Rondon e coleta de testemunho.

Ao Professor Doutor Arisvaldo Vieira Mello Junior pelas orientações quanto às modelagens hidráulicas e pela assessoria para o levantamento com ADCP.

Ao Grê Araújo Lobo pela enorme presteza ao fornecer equipamento e time do DAEE para levantamento batimétrico.

Ao Marcelo (DAEE) pelas inúmeras dicas e recomendações sobre o M9 emprestado.

À toda equipe do DAEE de Registro: Gilson Nashiro, Lane, Leandro, Renan, Lucas e Seu Irácio pelo suporte técnico e logística no levantamento com M9.

Ao Sidnei (DAEE de Itanhaém) pelo treinamento técnico no uso do M9 em Itanhaém.

Ao professor Dr. Vilmar (Unesp Registro) pelas dicas nos tratamentos dos dados de batimetria e fornecimento de informações de ecobatimetria de Iporanga à Iguape.

Ao João Claudio Estaiano pelas preciosas dicas e recomendações bibliográficas em geomorfologia fluvial.

Ao Doutores Maurício Ranzini e Francisco Soriano Arcova do IF/SP pelo apoio no tratamento dos dados de vazão.

Ao prof. Dr. Fabiano Tomazini da Unesp de Rio Claro pelas explicações sobre datação com ^{210}Pb e orientações nas coletas de materiais.

Ao professor Dr. Rubens Figueira do IO/USP (e seu aluno Paulo) pelas aulas de geocronologia recente por isótopos de Pb e Cs, pelo esforço de análise por ^{210}Pb e por abrir tantas perspectivas de análises sedimentológicas.

Ao Profs. Drs. Flávio Vaz e Edvaldo da Escola politécnica (LTG) pelas aulas de geodésia, pelas inúmeras recomendações e orientações para levantamento com GPS geodésico e tratamento dos dados. Ao Arildo, também do LTG, pelo empréstimo de material e fornecimento dos dados de campo.

Ao Prof. Dr. Michel Mahinques do IO/USP pelas relevantes dicas no uso do vibrotestemunhador. Ao Prof. Dr. Gianinni do IGc/USP pelo fornecimento de espaço para armazenamento dos testemunhos.

Aos inúmeros (e, muitas vezes, anônimos) moradores de toda região estudada pelas riquíssimas informações prestadas, apoios técnicos e cafés ao longo de 4 anos de pesquisa. Ao Luiz Pupo da

prefeitura de Eldorado e ao Guido Bolsonaro pelo fornecimento de dados históricos das inundações em Eldorado e pelas indicações de fontes de informações

A todos os funcionários da Casa da Agricultura pelas informações hidrológicas fornecidas e pelo apoio logístico em campo para descrição de perfis.

Ao Marcelo da Fazenda São Sebastião pelo inestimável auxílio em campo. Ao Gudu pela pilotagem do barco em longo trabalho de campo.

Aos meus camaradas da equipe de Geomática da Emplasa pelo companheirismo e compreensão do meu afastamento nestes 2 anos. À Caroline Gonzales e Bibiana Martins pela amizade e pelo apoio em trâmites dentro da Emplasa durante meu afastamento.

Aos amigos de intercâmbio Taciana, Marina, Paula, Bárbara, Mariana, Riva e Jorge pelas constantes trocas de ideias e opiniões científicas.

Às equipes dos laboratórios de geomorfologia e pedologia da USP com quem compartilhei espaço e amizade: Alberto, Andrio, André, Camila, Iury, Marcos, Marisa, Ritinha, Rodrigo, Rogerinho; pelo apoio em campo, em laboratório, e, sobretudo, no envio dos testemunhos. À Helga Grigorowitschs pelas reuniões e explicações sobre hidromorfia. Sem vocês, este trabalho não teria sido possível.

Ao arquivo público do Estado, em especial aos funcionários: Chaves, Janaína, Ézio e Márcia, pelo fornecimento de dados históricos. Ao Departamento de Estradas e Rodagem pela cessão de dados das pontes.

À Emplasa e ao Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo pela cessão de dados planialtimétricos, fotografias aéreas e topográficos.

À Amavales - Pirâmide Extração e Comércio de Areia LTDA., em nome de Pablo de Andres Fernandez, pela cessão de dados de sondagem.

Ao Felipe e Fabio Porto pela assessoria aduaneira no envio dos testemunhos à Espanha.

Aos professores Doutores Yolanda Sanches e Afonso Sanches por colocar à disposição o espaço para as análises dos testemunhos na Universidad Complutense de Madrid, e pelas preciosas dicas.

Ao Laboratório de Sedimentologia da Universidad Complutense de Madrid em especial aos técnicos Beatriz, Juan Carlos e Aitor. Ao técnico Jaime Frigola Ferrer da Facultat de Ciències de la Terra / Universitat de Barcelona pelo treinamento em XRF core Scanner no Corelab.

À Laura Barrios Álvarez pelo apoio (presencial e remoto) nas análises estatísticas dos hidrogramas.

À Capes pela concessão de bolsa de doutorado e da bolsa do Programa de Doutorado-Sanduiche no Exterior 2017

À Juliana da Costa Mantovani pelo companheirismo e compreensão ao longo destes 4 anos de doutorado e pelo inestimável apoio em todos os momentos, sem o qual, este estudo não teria sido possível.

Resumo

O aumento da frequência de inundações nos últimos 50 anos e o agravamento de seus impactos revelam que aspectos de tendências espaço-temporais destes fenômenos devem ser analisados. Diferentes ciências se dedicam a compreendê-los e a propor instrumentos de redução e mitigação de impactos. A geomorfologia, por meio do conceito de evento geomorfológico e da cartografia geomorfológica detalhada, permite interpretar as tendências espaço-temporais das inundações e definir graus de suscetibilidade, enfatizando sua espacialidade. A paleohidrologia focaliza dados hidrológicos, morfosedimentares e históricos como proxies para reconstituição de paleovazões, visando incorporá-las a relações de intensidade-frequência, enfatizando atributo temporal. Os estudos de caso de paleohidrologia abrangeram, preferencialmente, rios encaixados em ambientes semiáridos, sendo necessário aplicar sua metodologia em planícies do meio tropical úmido, bem como avaliar colaborações potenciais entre campos do conhecimento para avançar no entendimento das inundações. Este estudo objetivou explicar as tendências espaço-temporais deste fenômeno em um setor de planície fluvial meândrica típica do meio tropical úmido (terço inferior do Ribeira de Iguape), sob perspectivas analíticas múltiplas (geomorfologia e hidrologia de paleoinundações) e por associações entre resultados de cada análise, enfatizando investigação de parâmetros e técnicas de maior eficácia para identificação de tendências das inundações Holocênicas. A pesquisa geomorfológica se baseou no mapeamento geomorfológico detalhado do sistema fluvial; enquanto a investigação paleohidrológica se estruturou nas análises hidrológica (dados fluviométricos instrumentais), hidráulica (modelagem hidrodinâmica) e de hidrologia de paleoinundações. O mapeamento geomorfológico indicou que a diversidade morfológica encontrada implica relações hidráulicas espacialmente descontínuas que impossibilitam estabelecimento de valores únicos de cota-vazão para extremos fluviais. Resultado convergente foi obtido por associações em perfis transversais entre cotas de inundação (hidrodinamicamente simulados) e compartimentos. Elas demonstraram que submersão total da planície ocorre em ordens de vazão distintas entre quatro seções distribuídas de montante a jusante com 2115, 1340, 3026 e 3195m³/s, corroborando para inexistência de associação diretas entre vazões e compartimentos geomorfológicos. Materiais superficiais indicaram estrutura sedimentar homogênea nos pacotes de retaguardas de planícies, e laminar a ondulada nos depósitos mais próximos ao canal, evidenciando capacidade de dissipação de energia na entrada de cunhas remontantes de inundação. Os pacotes mais promissores à análise de paleofluxos foram os obtidos em paleomeandros. Utilização de proxies geoquímicos em testemunhos sondados para identificar variação textural demonstrou correlações significativas (>0.7) entre Zr/Rb e Si/Al e as razões entre areia médias a finas sobre argila e siltes, mas apenas para alguns sistemas deposicionais. Levados a cabo, os proxies geoquímicos texturais promissores, combinados aos resultados da modelagem hidráulica, viabilizaram reconstituição de paleoinundações do Holoceno, incorporadas às relações de intensidade-frequência dos dados instrumentais. Isto redimensionou tendências temporais das inundações, resultado que pode ser incorporado à análise geomorfológica. As aproximações multidisciplinares habilitaram consistente entendimento das tendências espaço-temporais de inundações ao corroborar determinados resultados, ressaltar limites de análises de cada metodologia e indicar como elas podem contribuir diretamente entre si.

Palavras-chave: Inundação, Cartografia Geomorfológica de Detalhe, Paleohidrologia, Modelagem Hidrodinâmica, Bacia Hidrográfica do Ribeira de Iguape.

Abstract

The increase in flood frequency over the last 50 years and the worsening of its impacts reveal that space-time trends of these phenomena should be analyzed. Different sciences are dedicated to understanding floods and proposing instruments to reduce and mitigate its impacts. Geomorphology, based on geomorphological event concept and detailed geomorphological mapping, allows us to interpret the spatio-temporal flood trends and define susceptibility degrees, emphasizing the spatial component. Paleohydrology focuses on hydrological, morphosedimentary and historical data as proxies for reconstitution of paleofloods, aiming to incorporate them to intensity-frequency equations, emphasizing temporal component. The majority case studies in paleohydrology field included rivers embedded in semi-arid environments, being necessary to apply its methodology in humid tropical environment floodplains, as well as to evaluate potential collaborations between fields of knowledge to advance the understanding of the floods. This study aimed to explain the spatio-temporal trends of floods in a typical meandrical floodplain of the humid tropical environment (lower Ribeira de Iguape), under multiple analytical perspectives (fluvial geomorphology and paleoflood hydrology) and by associations between results of each analysis, emphasizing investigation of parameters and techniques of greater effectiveness to identify trends of the Holocene floods. Geomorphological research was based on the detailed geomorphological mapping of the fluvial system; while the paleohydrological research was structured in the hydrological (instrumental fluviometric data), hydraulic (hydrodynamic modeling) and paleoinundation hydrology analyzes. The geomorphological mapping indicated that the morphological diversity found implies spatially discontinuous hydraulic relations that make it impossible to establish correspondence between rating-curves values and geomorphological systems. Convergent result was obtained by associations between flood levels (hydrodynamically simulated) and geomorphological compartments in different cross sections along the studied reach. They demonstrated that complete flood of the floodplain occurs in different flow orders between four sections distributed upstream-to-downstream with 2115, 1340, 3026 and 3195m³/s. It corroborates the lack of direct association between flows and geomorphological systems. Surface materials indicated a homogeneous sedimentary structure in the backwater sediments, and laminar to wavy in the deposits closest to the channel, evidencing the capacity of energy dissipation in the entrance of flooding. The most promising fluvial systems for paleoflood hydrology analysis were those obtained in paleomeanders. Use of geochemical proxies in five cores sampled to identify vertical texture variations showed significant correlations (>0.7) between Zr/Rb and Si/Al and the ratios of fine sand over clay and silts, but only for some depositional systems. The highest correlation values of textural proxies, combined with the results of hydraulic modeling, permitted the reconstruction of Holocene paleofloods, which were incorporated into the intensity-frequency equation based on instrumental data. This resized temporal trends of floods, a result that could be incorporated into the geomorphological mapping. The multidisciplinary approaches enabled a consistent understanding of the spatial-temporal flood trends in confirming certain results, highlighting the analysis limits of each methodology and indicating how they can contribute directly to each other.

Keywords: Flood, Detailed Geomorphological Mapping, Paleohydrology, Hydrodynamic Modeling, Ribeira de Iguape River Basin.

Lista de Siglas

ACP – Análise de Componentes Principais
ADCP - Acoustic Doppler Current Profiler
A.P. – Antes do Presente (Anos). Antes de 1950.
AS – América do Sul
ASAS - Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
AMS – Accelerator Mass Spectrometry
BHRB – Bacia Hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape
CGG – Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo
CPLA – Coordenadoria de Planejamento Ambiental
CPTEC - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (INPE)
DAEE – Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo
DESVPAD – Desvio Padrão
DMP – Diâmetro Médio Ponderado
Emplasa – Empresa Paulista de Planejamento Metropolitano S/A.
ENOS – El Niño Oscilação Sul
ESB – Eldorado-Sete Barras
ESP – Estado de São Paulo
GEV – Generalized Extreme Value
GCS – Geographic Coordinate System
GCP – Ground Control Points
GIS – Geographic Information System
GPS – Geographic Position System
HCWRC - Hydrology Committee Water Resources Council
HEC-Ras - Hydrologic Engineering Center - River Analysis System
HS – Hemisfério Sul
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IDHM – Índice de Desenvolvimento Humano Municipal
IdxS – Índice de Sinuosidade
IGC – Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo
IGG – Instituto Geográfico e Geológico
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LIA – Little Ice Age (Pequena Idade do Gelo)
LOE – Luminescência Opticamente Estimada
LP3I – Log-Pearson III
MCA – Medieval Climate Anomaly (Anomalia Climática Medieval ou Ótimo Climático)
MDS – Modelo Digital de Superfície
MDT – Modelo Digital de Terreno
MDS – Modelo Digital de Superfície
M.O. – Matéria Orgânica
OSL - Optically Stimulated Luminescence
OSU - Oregon State University
PEC – Padrão de Exatidão Cartográfica (Decreto 89.817/84)
PPP – Posicionamento por Ponto Preciso
RMSP – Região Metropolitana de São Paulo
Saisp – Sistema Alerta à Inundação de São Paulo
SIDECA – Sistema Integrado de Defesa Civil
SIG – Sistemas de Informação Geográfica
SIRGAS – Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SMA – Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo
StDev – *Standard Deviation*

TGCA – Taxa Geométrica de Crescimento Anual
TOC – *Total Organic Carbon* (Carbono Orgânico Total)
TSM – Temperatura da Superfície do Mar
Tr – Tempo de Retorno
UC – Unidade de Conservação
UCPI – Unidade de Conservação de Proteção Integral
UGRHI – Unidade de Gerenciamento dos Recursos Hídricos
USGS – *United State Geological Survey*
UTM – Universal Transversa de Mercator
VANT – Veículo Aéreo Não-Tripulado (Drone)
WGS – World Geodetic System
XRF – *X-Rays Fluorescence* (Fluorescência a raios-X)
XS – *Cross Section* (*Seções transversais*)
ZCIT – Zona de Convergência Intertropical
ZCA – Zona de Convergência dos Alísios
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização do setor ESB (Eldorado - Sete Barras).	26
Figura 2. Sistemas atuantes na AS em baixa troposfera. Posição da ZCIT, ZCAS e ASAS em relação a BHRB (vermelho).	30
Figura 3. Classificação climática de Köppen para os municípios que abrangem o setor ESB (vermelho) e entorno. Fonte: CEPAGRI (2015) e Miranda (2008).	31
Figura 4. Precipitação média mensal, média térmica (linha contínua) e médias das temperaturas máxima e mínima (linhas tracejadas) para Eldorado (esquerda) e Sete Barras (direita).	31
Figura 5. Isoietas de chuva média anual (mm) no setor ESB e entorno.	32
Figura 6. Estruturas tectônicas regionais e unidades litoestratigráficas que integram o Cinturão de Dobramentos em seus afloramentos na bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape. Localização aproximada do setor ESB no quadrante nordeste da figura.	34
Figura 7. Litologia e estruturas neotectônicas do setor ESB e entorno.	37
Figura 8. Formações sedimentares neogênicas identificadas por Melo et al. (1990) na bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape. Escala aproximada 1:500.000.	38
Figura 9. Geomorfologia regional do setor ESB e arredores, segundo mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo elaborado por Ross; Moroz (1997), em escala original 1:500.000. Escala de representação 1:500.000.	41
Figura 10. Perfil longitudinal do rio Ribeira de Iguape e seus principais afluentes, com as divisões dos terços indicadas por asteriscos.	43
Figura 11. Coberturas pedológicas no entorno da área estudada, segundo Mapa de Solos do Estado de São Paulo, elaborado em escala 1:500.000. Escala de representação 1:300.000.	45
Figura 12. Remanescentes florestais na Área de Estudo, com base no Inventário Florestal do Estado de São Paulo. Escala aproximada 1:500.000.	48
Figura 13. Uso da terra dos municípios de Eldorado e Sete Barras.	52
Figura 14. Unidades de Conservação nos municípios de Eldorado e Sete Barras.	52
Figura 15. Estrutura de bases teórico-metodológicas da tese.	58
Figura 16. Parâmetros geométricos e correlações entre comprimento do meandro com a largura do canal (esquerda); e com raio médio da curvatura ($1ft \approx 0,348m$).	63
Figura 17. Migração lateral e tendência de granodecrescência ascendente de sedimentos na margem de deposição.	64
Figura 18. Diagrama de formação de pacotes em planície fluvial meândrica.	65
Figura 19. Escalas temporais de eventos geomorfológicos.	76
Figura 20. Modelo de tempos de elaboração, tempo de vida e tamanho das formas da superfície.	76
Figura 21. Bloco diagrama com locação de ambientes sedimentares relacionados à depósitos de inundação.	79
Figura 22. Seção transversal esquemática mostrando indicadores de antigos níveis d'água e depósitos de inundação.	79
Figura 23. Modelos conceituais de preenchimento de meandro abandonado ao longo do tempo, conforme evento formador.	84
Figura 24. Estágios de desenvolvimento para solos argilosos.	86
Figura 25. Relações de pedofácies e paleocatenas de acordo com a distância a partir de canal, que decorre na diminuição da deposição da taxa afastadas do canal.	86
Figura 26. Fluxograma de procedimentos operacionais da pesquisa.	97
Figura 27. Fotografias aéreas centrais utilizadas na fotointerpretação. Limite escuro refere-se ao setor ESB mapeamento no esboço geomorfológico (1:50.000).	99
Figura 28. Locais de levantamento e descrição de material no setor ESB.	100
Figura 29. Transectos de controle no setor ESB.	104
Figura 30. Cobertura das fotografias aéreas (1:25.000) e das bases cartográficas oficiais utilizadas nas seções de controle.	106

Figura 31. (A) Levantamento com GPS geodésico em borda inferior de terraço baixo nas proximidades de Eldorado; (b) levantamento com GPS Geodésico em borda de terraço Elevado, próximo ao bairro do Votupoca.....	108
Figura 32. XS levantadas com ADCP.....	110
Figura 33. Etapas do levantamento batimétrico com ADCP.	110
Figura 34. Postos pluviométricos e fluviométricos do DAEE analisados.	113
Figura 35. Exemplos de hidrogramas destacando o gráfico de escoamento excedente dentro do hidrograma e a mudança da declividade utilizada como parâmetros.	118
Figura 36. Hidrogramas das inundações com pico de vazão com $T_r < 2$ anos.	118
Figura 37. Variáveis de forma e magnitude dos hidrogramas de um pico (a) e bimodais (b). ...	119
Figura 38. Seção transversal de vale no transecto de controle Eldorado, com indicações de cotas (m) relativas aos compartimentos geomorfológicos mapeados em escala 1:10.000.	122
Figura 39. Hidrogramas probabilísticos de pico único e 3 dias de duração, reescalados para adotar vazões máximas referentes aos níveis dos compartimentos dos sistemas geomorfológicos (legenda) na seção de Eldorado.....	122
Figura 40. Área modelizada. Buffer de 500m da área fotointerpretada com divisões para configuração de diferentes tamanhos de malha. Interface Iber no momento de elaboração da malha triangular irregular. Escala aproximada 1:300.000.	123
Figura 41. Hidrogramas de 1997 e 2011 para 5F-001 utilizados como contorno de montante.	124
Figura 42. Uso da terra com índice de Manning para modelagem.	125
Figura 43. Diagrama de Hjulström. Processos esperados conforme tamanho da partícula e velocidade de fluxo.....	128
Figura 44. Seções transversais consideradas na associação entre picos de vazão e compartimentos geomorfológicos.	130
Figura 45. Pontos de descrição e coleta de materiais nos transectos de controle.	132
Figura 46. Altitude (m) da área estudada e entorno.....	145
Figura 47. Esboço geomorfológico fluvial da planície do Rio Ribeira de Iguape no setor ESB (SP). Articulação 1 – Eldorado.....	146
Figura 48. Esboço geomorfológico fluvial da planície do Rio Ribeira de Iguape no setor ESB (SP). Articulação 2 – Sete Barras.....	147
Figura 49. Canal principal do trecho montante e jusante e respectivos Índices de Sinuosidade.	153
Figura 50. Seções transversais amostrais entre duas alças de meandros ativos no trecho jusante do setor ESB. Profundidades obtidas com ecobatímetro em projeto da UNESP/Registro e Fehidro em 2010.....	154
Figura 51. Distribuição granulométrica da carga de fundo próximo a Sete Barras.....	154
Figura 52. Ortofoto, mapeamento morfológico e altitude de barras centrais.....	156
Figura 53. Perfis topográficos longitudinais de barras centrais do setor ESB. A numeração se relaciona à ordem da Figura 52.	157
Figura 54. Ponto 11 – Perfil de barra central 1ª Ilha. Corte exposto por erosão natural do canal fluvial.	158
Figura 55. Promontório da barra de Votupoca, denominada de Barra 5.....	159
Figura 56. Exemplos de barras laterais no setor ESB.	161
Figura 57. Detalhe das dimensões dos meandros e de sua tendência de desenvolvimento conforme barra lateral.....	162
Figura 58. Exemplos de margens erosivas no setor ESB.	164
Figura 59. Planície de inundação de nível 1 e nível 2. Ilustra descontinuidade topográfica pelo MDT e suas características de superfície na fotografia aérea.	165
Figura 60. Exemplos de larguras planícies mapeadas no setor ESB.....	166
Figura 61. Exemplos de planícies fluviais do canal principal e afluentes, mapeadas no setor ESB.	167
Figura 62. Ponto 3 - Tradagem em planície de inundação de nível 2 do córrego do Abobral. ..	168

Figura 63. Ponto 4 – Tradagem em planície de inundação de nível 2 do córrego do Abobral...	169
Figura 64. Ponto 7 - Tradagem em planície de inundação de nível 2 do rio Ribeira de Iguape, à altura do bairro da 1ª Ilha. Margem esquerda do Ribeira. 100cm de material tradado. Cada bloco representa 10cm de profundidade de topo a base, sendo o primeiro da esquerda o topo.....	170
Figura 65. Ponto 8 - Tradagem em planície de inundação de nível 1 do rio Ribeira de Iguape, à altura do bairro da 1ª Ilha. Margem esquerda do Ribeira. Foram tradados 100cm superficiais.	171
Figura 66. Ponto 12 - Tradagem em planície de inundação do ribeirão do Salto (ou ribeirão da 1ª Ilha) no bairro da 1ª Ilha, margem esquerda do Ribeira. 110cm de material tradado. Cada bloco representa 10cm de profundidade de topo a base, sendo o primeiro da esquerda o topo.	171
Figura 67. Exemplos de diques marginais mapeados no setor ESB.	172
Figura 68. Exemplos de cordões marginais convexos no setor ESB. Perspectiva em nível.	173
Figura 69. Exemplos de cordões marginais convexos mapeados no setor ESB.	174
Figura 70. Exemplos de paleocanais colmatados mapeados no setor ESB.	176
Figura 71. Exemplos de Terraços Alto mapeados no setor ESB.	179
Figura 72. Exemplos de terraços mapeados no setor ESB. Visada em nível.	179
Figura 73. Ponto 5 - Trincheira em terraço baixo em afluente do córrego do Abobral.	181
Figura 74. Ponto 9 (Foto A) e Ponto 10 (Foto B) – Tradagens em compartimentos de terraço baixo de nível 2 próximos à confluência entre Rio do Salto e o Ribeira de Iguape. Amostras no trado a 40cm de profundidade, nos pontos 11 e 12.	182
Figura 75. Ponto 1 - Perfil de cascalheira no município de Eldorado, exposto em corte de construção civil na área urbana de Eldorado.....	183
Figura 76. Ponto 2 - Perfil de cascalheira no município de Eldorado, exposto em área de empréstimo de material.	184
Figura 77. Ponto 6 - Perfil de cascalheira no município de Eldorado, exposto em corte da rodovia SP-165, no terço inferior do córrego do Abobral.....	184
Figura 78. Distribuição e histograma de erros entre altitudes do MDT e obtidas com GPS Geodésico.	185
Figura 79. Perfis de erros no Transecto de controle Eldorado.	186
Figura 80. Perfis de erros no Transecto de controle Abobral.	187
Figura 81. Perfis de erros no Transecto de controle Votupoca.	188
Figura 82. Localização das XS levantadas com ADCP e indicações de confluências fluviais no setor ESB. Seções transversais de canal e velocidades absolutas levantados com ADCP em 14 e 15/12/2016. ME – Margem Esquerda, MD – Margem Direita.....	190
Figura 83. Mapeamento morfológico detalhado (1:10.000) do Transecto de controle de Eldorado.	192
Figura 84. Mapeamento morfológico detalhado (1:10.000) do Transecto de controle do Abobral.	194
Figura 85. Mapeamento morfológico detalhado (1:10.000) do Transecto de controle do Votupoca.	196
Figura 86. Precipitação média anual (mm) no posto F4-005 e suavização LOESS (alpha = 0,1). 202	
Figura 87. Precipitação média mensal no posto F4-005, totais mensais de 1983, 1997 e 2013, e desvio padrão. Barras mais escuras identificam meses com tendência chuvosa.	203
Figura 88. Frequências de totais acumulados de chuva (mm) por mês.....	204
Figura 89. Precipitações totais diárias de 1941 a 2016. Destaque para valores extremos.	204
Figura 90. Histograma de dias chuvosos de 01/01/1937 a 31/07/2016.	204
Figura 91. Precipitação (mm) em Registro (4F-015) para diferente tempos de retorno, conforme distribuição Gumbel. Tracejado, intervalo de confiança 95%.....	205
Figura 92. Pluviogramas do posto (F5-031, Iporanga) correspondentes às inundações mais importantes ocorridas em Eldorados.	207
Figura 93. Vazões médias anuais (m³/s) em Eldorado e Sete Barras.	209

Figura 94. Vazões médias diárias mensais (m^3/s) em Eldorado e Sete Barras, com respectivos desvios padrões.	210
Figura 95. Vazões médias mensais com anos de inundação significativa.	210
Figura 96. Hidrogramas de médias diárias de vazão das inundações de 1983, 1995, 1997 e 2011 para Eldorado (5F-001) e Sete Barras (4F-015).	211
Figura 97. Áreas de inundação estimadas para eventos de 1995, 1998 e 1997, e fotos relativas à inundação de 2011.	212
Figura 98. Distribuição de frequências por classes de vazão média diária anual (m^3/s).	212
Figura 99. Distribuições de frequência e posições de desenho das máximas vazões médias diárias para Eldorado (5F-001).	214
Figura 100. Distribuições de frequência e posições de desenho das máximas vazões médias diárias para Sete Barras (4F-015).	214
Figura 101. Correlação entre Qempírico e Qestimadas, conforme equação de probabilidade.	215
Figura 102. Distribuição de frequência LP3I para Eldorado e Sete Barras considerando diferentes extensões das séries.	216
Figura 103. Relacionamento entre as variáveis para os hidrogramas de pico único conforme CATPCA.	217
Figura 104. Análise discriminante com três grupos para os hidrogramas de pico único, conforme CATPCA. Dispersão conforme funções de distribuições canônicas e centroides das classes. ...	217
Figura 105. Relacionamento entre as variáveis para os hidrogramas de pico duplo tipo 1, conforme CATPCA.	218
Figura 106. Análise discriminante com três grupos para os hidrogramas de pico duplo tipo 1, conforme CATPCA. Dispersão conforme funções de distribuições canônicas e centroides das classes.	218
Figura 107. Relacionamento entre as variáveis para os hidrogramas de pico duplo tipo 2, conforme CATPCA.	219
Figura 108. Análise discriminante com três grupos para os hidrogramas de pico duplo tipo 2, conforme CATPCA. Dispersão conforme funções de distribuições canônicas e centroides das classes.	219
Figura 109. Hidrogramas tipo adimensionais Pico Único, Pico Duplo Tipo I e Pico Duplo Tipo II.	219
Figura 110. Diferenças residuais entre hidrograma tipo e hidrograma mais provável em cada clusters de origem. Em X tempo (em dias).	220
Figura 111. Hidrogramas dos eventos de janeiro de 1997 e de agosto de 2011.	222
Figura 112. Comparação entre níveis d'água (NAs em m) empíricos e simulados para os eventos de 2011 (cima) e 1997. Interface ArcGIS 10.5.	223
Figura 113. Profundidades estimadas para o evento de inundação de janeiro de 1997.	225
Figura 114. Simulação das velocidades atingidas pelo evento de inundação de janeiro de 1997.	226
Figura 115. Variáveis de tendências hidrodinâmicas das inundações por hidrograma tipo para todo setor ESB.	230
Figura 116. Variáveis de tendências hidrodinâmicas das inundações por compartimento geomorfológico e hidrograma tipo, considerando evento de TR 100 anos.	231
Figura 117. Velocidades médias estimadas na modelagem hidrodinâmica, considerando momento de máximo das inundações por hidrograma tipo para evento de 100 anos de tempo de retorno.	233
Figura 118. Variáveis de tendência hidrodinâmica por compartimento morfológico e tempo de retorno, considerando hidrograma tipo de pico único.	234
Figura 119. Perfis topográficos de quatro seções transversais ao longo do setor ESB, com limites geomorfológicos mapeados e níveis d'água associados.	236

Figura 120. Hidrogramas (m ³ /s) resultantes estimados pela modelagem hidrodinâmica em diferentes XS ao longo do setor ESB, considerando diferentes hidrogramas tipo (da esquerda à direita: pico único, pico duplo I, pico duplo II) em eventos de 100 anos de TR.	238
Figura 121. Variação da capacidade de atenuação acumulada em diferentes tempos de retorno (hidrogramas simulados) para os três trechos considerados.	239
Figura 122. Legenda de granulometria e elementos descritivos dos materiais.	242
Figura 123. Pontos de amostragem de material no Transecto de controle Eldorado.	243
Figura 124. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_1.	245
Figura 125. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_2.	246
Figura 126. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_3.	248
Figura 127. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_4.	249
Figura 128. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_5.	249
Figura 129. Perfil topográfico A-A' do Transecto de Controle Eldorado com perfis estratigráficos. Escala vertical dos perfis estratigráficos 1:20.	250
Figura 130. Pontos de amostragem de material no Transecto de controle Abobral.	251
Figura 131. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_1.	254
Figura 132. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_3.	255
Figura 133. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_2.	258
Figura 134. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_4.	259
Figura 135. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_5.	260
Figura 136. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_6.	262
Figura 137. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_7.	263
Figura 138. Variabilidade da granulometria de clastos de Abo_7.	264
Figura 139. Perfil topográfico B-B' do Transecto de Controle Abobral com perfis estratigráficos. Escala vertical dos perfis estratigráficos 1:20.	264
Figura 140. Localização dos pontos de amostragem de material no Transecto de controle Votupoca.	265
Figura 141. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_1.	267
Figura 142. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_2.	268
Figura 143. Perfil Vot_3 da barranca do Ribeira de Iguape. Foto de Italo Veneziani. Obtida em 12/04/2018.	269
Figura 144. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_3.	270
Figura 145. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_4.	272
Figura 146. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_5.	272
Figura 147. Perfil topográfico D-D' do Transecto de Controle Votupoca com perfis estratigráficos. Escala vertical dos perfis estratigráficos 1:20.	273
Figura 148. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_1.	277
Figura 149. Curvas granulométricas em diferentes profundidades (altimetria em m) de Eld_1.	277
Figura 150. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_2.	278
Figura 151. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Eld_2.	278
Figura 152. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_3.	279
Figura 153. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Eld_3.	279
Figura 154. Valores médios de cps por elemento em Eld_1.	280
Figura 155. Valores médios de cps por elemento em Eld_2.	280
Figura 156. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_1.	281
Figura 157. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_2.	281

Figura 158. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Eld_1. Distribuição dos elementos nas componentes principais 2D.	282
Figura 159. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Eld_2. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.	283
Figura 160. Variabilidade vertical dos fatores de CP em Eld_1 (esquerda) e Eld_2 (direita).	283
Figura 161. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Abo_1.	284
Figura 162. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Abo_1.	284
Figura 163. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Abo_2.	285
Figura 164. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Abo_2.	285
Figura 165. Valores médios de abundância química relativa (elemento/Al) em Abo_1. Os rótulos apresentam os coeficientes de variação.	286
Figura 166. Valores médios de abundância química relativa (elemento/Al) em Abo_2. Os rótulos apresentam os coeficientes de variação.	286
Figura 167. Variação vertical de relações geoquímicas para elementos mais abundantes em Abo_1.	287
Figura 168. Variação vertical de relações geoquímicas para elementos mais abundantes em Abo_2.	287
Figura 169. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Abo_1. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.	288
Figura 170. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Abo_2. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.	288
Figura 171. Variabilidade vertical das pontuações dos fatores de CP em Abo_1 (esquerda) e Abo_2.	289
Figura 172. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Vot_1.	290
Figura 173. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Vot_1.	290
Figura 174. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Vot_2.	291
Figura 175. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Vot_2.	291
Figura 176. Valores médios de abundância química relativa (elemento/Al) em Vot_1. Os rótulos apresentam os coeficientes de variação.	292
Figura 177. Variação vertical de relações geoquímicas para elementos mais abundantes em Abo_2.	292
Figura 178. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Vot_1. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.	293
Figura 179. Variabilidade vertical das pontuações dos fatores de CP em Vot_1.	294
Figura 180. Distribuições verticais da relação $\ln(\text{Zr/Rb})$ para Eld_1, Eld_2, Abo_1, Abo_2 e Vot_1.	298
Figura 181. Perfil vertical de $\ln(\text{Si/Al})$ para Abo_1, polinomial ponderada com variação da média de razão logarítmica (limiar), valores acima do limiar e picos acima da extrapolação do limiar (0,2).	300
Figura 182. Perfil vertical de $\ln(\text{Zr/Rb})$ para Vot_1, polinomial ponderada com variação da média de razão logarítmica (limiar), valores acima do limiar e picos acima da extrapolação do limiar (0,2).	301

Figura 183. Extrapolação de limiares dos perfis verticais de $\ln(\text{Si}/\text{Al})$ para Abo_1 e $\ln(\text{Zr}/\text{Rb})$ Vot_1, com identificação de pico (vermelho) e alguns valores de correspondência entre os dois testemunhos.....	301
Figura 184. Série de vazão composta por dados sistemáticos (linhas) e não sistemáticos (marcadores) para a seção de Eldorado (5F-001). Os dados não sistemáticos estão agrupados por ordem de vazão, sendo aqueles incorporados a partir de Abo_1 equivalentes a $1.436\text{m}^3/\text{s}$ e de Vot_1 a $1.941\text{m}^3/\text{s}$. Escala horizontal não uniforme.....	303
Figura 185. Curvas de probabilidade de vazões extremas por tempo de retorno obtidas a partir do incremento de dados não sistemáticos para a seção de Eldorado (Código DAEE 5F-001)...	303
Figura 186. Variação do sinal de $\delta^{18}\text{O}$ e Sr/Ca (linhas) e dos picos de extrapolação de limiar de Vot_1 (pontos) ao longo dos últimos 3500 anos A.P. LIA (Azul) e MCA (Amarelo).....	306

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Níveis e vazões de referências na BHRB. Fonte: DAEE (1998).	54
Quadro 2. Fotografias aéreas (1:25.000) centrais utilizadas para Esboço Morfológico (1:50.000).	99
Quadro 3. Equações de correlações das séries. Os períodos de falhas (em anos) por estações constam nas duas primeiras colunas.	115
Quadro 4. Configuração do XRF Core Scanner por testemunho amostrado.	135
Quadro 5. Legenda do Esboço Geomorfológico da planície fluvial do setor ESB.....	148

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Temperatura média, temperatura média máxima mensal, temperatura média mínima mensal e precipitação anual média para os municípios que abrangem o setor ESB e entorno. .	31
Tabela 2 - Curvas-chave das seções 5F-001 e 4F-015 por período e tramo.	115
Tabela 3. Vazões de pico utilizadas como contornos de montante nos hidrogramas sintéticos.	124
Tabela 4. Morfometria das barras centrais do setor ESB.....	157
Tabela 5. Características dos meandros e comprimento das barras laterais.....	162
Tabela 6. Características dos eventos chuvosos por períodos: número de dias (N), média do total precipitado por evento (mm) e média da intensidade de chuva em 24h (mm/dia) por evento.	206
Tabela 7. Síntese das informações de granulometria, TOC/TIC, geoquímica e de geocronologia para os testemunhos coletados.....	274
Tabela 8. Síntese do tamanho das partículas nas 92 amostras consideradas, em 5 testemunhos.	295
Tabela 9. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e proxies geoquímicos.	296
Tabela 10. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e Zr/Rb para Abo_1.....	299
Tabela 11. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e Zr/Rb para Vot_1.....	299
Tabela 12. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e Si/Al para Abo_1.	299
Tabela 13. Vazões de inundação em Abo_1 (Abobral) e Vot_1 (Votupoca), e correspondências na seção de Eldorado, para distintos hidrogramas simulados.....	302

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	19
1.1.	OBJETIVO E HIPÓTESE	22
1.2.	UNIVERSO DE ANÁLISE E SÍNTESE DA METODOLOGIA	25
2.	BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE E SETOR ELDORADO-SETE BARRAS	29
2.1.	MEIO FÍSICO	29
2.1.1.	CLIMA E FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS	29
2.1.2.	GEOLOGIA	32
2.1.3.	GEOMORFOLOGIA	39
2.1.4.	PEDOLOGIA	44
2.1.5.	VEGETAÇÃO	46
2.2.	ASPECTOS POPULACIONAIS	49
2.2.1.	HISTÓRICO DE INUNDAÇÕES DO BAIXO RIO RIBEIRA DE IGUAPE	52
3.	METODOLOGIA	56
3.1.	A ABORDAGEM GEOMORFOLÓGICA NO ESTUDO DE SUSCETIBILIDADE E RISCOS ÀS ENCHENTES	58
3.1.1.	GEOMORFOLOGIA FLUVIAL	62
3.1.2.	CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DETALHADA	70
3.1.3.	CONCEITO DE EVENTO GEOMORFOLÓGICO - PLANÍCIES FLUVIAIS MEÂNDRICAS E INUNDAÇÃO	74
3.2.	HIDROLOGIA DE PALEOINUNDAÇÕES	78
3.2.1.	SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E DATAÇÃO DE DEPÓSITOS DE INUNDAÇÃO	80
3.2.2.	SOLOS EM PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO	84
3.2.3.	DESCRIÇÃO E PROXIES DE SEDIMENTOLOGIA	89
3.2.4.	INTENSIDADE E FREQUÊNCIA DE INUNDAÇÃO	91
3.2.5.	MODELAGEM HIDRÁULICA	93
3.3.	PROCEDIMENTOS DE PESQUISA	95
3.3.1.	CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE	98
3.3.2.	HIDROLOGIA FLUVIAL DO BAIXO RIBEIRA DE IGUAPE	112
4.	DESENVOLVIMENTO DE ANÁLISES	141
4.1.	CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE	141
4.1.1.	ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO, 1:50.000, DO SETOR ELDORADO-SETE BARRAS	141
4.1.2.	MORFOLOGIA FLUVIAL DETALHADA, 1:10.000, EM TRANSECTOS DE CONTROLE	185
4.2.	HIDROLOGIA FLUVIAL DO BAIXO RIBEIRA DE IGUAPE	202
4.2.1.	ANÁLISE HIDROLÓGICA	202
4.2.2.	ANÁLISE HIDRÁULICA	222
4.2.3.	ANÁLISE PALEOHIDROLÓGICA	242
5.	CONSIDERAÇÕES FINAIS	309
	BIBLIOGRAFIA	317
	APÊNDICES	339
	ANEXOS	344

1. INTRODUÇÃO

As inundações são eventos naturais que podem transformar-se em processos com efeitos socialmente danosos, cujos impactos em áreas habitadas, sobretudo zonas urbanas, configuram as enchentes¹, que fazem parte de um dos mais graves e frequentes problemas sociais da atualidade, com aumento do número de eventos nos últimos 50 anos em todo mundo (CRED; GUHA-SAPIR, 2018). No Brasil as enchentes são responsáveis pelo maior número de vítimas e perdas sociais e econômicas, com mais de 1.380.000 de pessoas afetadas apenas em 2013 (CENAD, 2014). O aumento da frequência destes eventos de elevada magnitude e o agravamento dos seus impactos revelam aspectos relativos aos padrões de segurança e redução dos riscos de inundação que merecem ser analisados.

Os padrões de segurança hidrológica implementados no Brasil pela Política Nacional de Defesa Civil (BRASIL, 2007), e em São Paulo regulamentado pelo DAEE, adotam, em geral, probabilidades de escalas centenárias nas inundações de projeto, ou seja, períodos de retorno de 100 anos como intervalos seguros para obras de macrodrenagem, tais como pontes, retificações, etc. Na maioria dos estudos técnicos que sustentam estes projetos, são utilizados dados secundários oriundos dos monitoramentos fluviométricos feitos pela ANA em escala federal e pelo DAEE/CTH no Estado de São Paulo. Na grande maioria desses monitoramentos, os dados sistemáticos permitem reconstruir séries de médio prazo, 50 a 80 anos, e raramente atingem 100 anos consecutivos de dados diários (DAEE/CTH-USP, 2014), exigindo, muitas vezes, de hidrólogos e meteorologistas a reconstituição de séries a partir de diferentes fontes de informações, complementação cruzada de séries vindas de estações distintas, correlação e calibração com dados pluviométricos, entre outras estratégias que visam expandir, adensar e consistir as séries de informações (BAKER, 2008). Tais recursos metodológicos expõem a fragilidade com que os modelos de previsão têm sido realizados, deixando claro que, em muitos casos, as análises de magnitude-frequência em que se baseiam as decisões lidam com um número grande de incertezas que podem comprometer significativamente a avaliação e adoção de limiares para as seguranças de obras e ações.

Estas incertezas são resultantes da disponibilidade reduzida de dados sistemáticos e consistidos; da utilização de técnicas de extrapolação de curvas-chave adequadas a cada caso e em cada conjunto de dados utilizados; das frequentes discontinuidades temporais das séries; de imprecisões técnicas dos equipamentos ou de trocas de equipamentos nas estações de medição, muitas vezes sem a adequada notificação aos usuários dos dados sobre tal modificação; devido ao desconhecimento do regime hidrológico de longo termo, flutuações climáticas e ao impacto de não-estacionaridade nos regimes hidrológicos de cada região (BAKER, 1987; BAYLISS; REED, 2001; BENITO et al., 2004; FRANCES; SALAS; BOES, 1994; GLASER; STANGL, 2003; KIDSON; RICHARDS, 2005).

No Estado de São Paulo, as maiores séries históricas de dados fluviométricos possuem em média 50 anos (DAEE, 2018), são curtas e definem relações de intensidade-frequência com restritivas capacidades preditivas. O uso exclusivo de informações das estações de monitoramento significa o não reconhecimento da própria dinâmica de vazões e inundações dos rios, pois as séries retrocedem a períodos em que as variabilidades são influenciadas e escamoteadas pela própria ocupação antrópica e suas intervenções nos sistemas físicos relacionados. Assim, é necessário realizar caracterização e análise de eventos extremos passados sem perder de vista a não-estacionaridade dos dados climáticos e paleoclimáticos, investigando mais detidamente suas implicações nas reconstituições hidrológicas e

¹ As enchentes são inundações que ocorrem em áreas ocupadas, definindo vulnerabilidade às pessoas, bens e infraestruturas (SIMAS; RODRIGUES; SANT'ANNA NETO, 2017).

inundações ocorridas na América do Sul (JUNIOR, 2003; NOVELLO et al., 2018; NOVELLO et al., 2017; SAIA, 2006).

As relações de magnitude-frequência são instáveis no tempo. Fatores relativos à variabilidade climática e ocupação humana modificam a atuação dos sistemas atmosféricos implicando em oscilações que podem decorrer diferentes fases, ciclos, regimes e magnitudes das precipitações. Pequenas mudanças no clima e no uso da terra podem deflagrar padrões de mudança significativos nos regimes dos rios, por isso o resgate de condições originais, a análise de fluxos antigos e o esforço de incorporação de dados paleoambientais a estatísticas de eventos extremos são cruciais para acenar para futuras previsões, potencializando as capacidades preditivas dos nossos modelos, algo particularmente importante no cenário atual de mudanças climáticas (TOONEN, 2013).

A frequência e a magnitude das inundações dependem das características geomorfológicas, geológicas e do clima, e as associações sistêmicas que estabelecem dentro da bacia hidrográfica, sendo fundamentais para o entendimento das tendências temporais e espaciais das inundações (BAKER, 1994; BERGES, 2013; MOROZ-CACCIA GOUVEIA, 2010; RODRIGUES, 2010; TUCCI, 2005). O desenvolvimento dos sistemas hidromorfológicos fluviais e seus subsistemas ocorrem por processos pretéritos e atuais, envolvendo eventos de escala horária a milhares de anos (GUPTA, 1983) Conforme BRUNSDEN (1996) as inundações constituem processos fluviais de rápida duração e que se caracterizam como eventos extremos² ou como ocorrência³; sendo estas últimas mais comuns e as anteriores menos comuns. As magnitudes destes eventos em sistemas meândricos tropicais, associam-se a diferentes sistemas hidromorfológicos, podendo apresentar, em cada um deles, distintas tendências de processos hidrodinâmicos. Tais tendências podem ser acessadas nas descrições morfológicas e dos materiais superficiais que compõem estes sistemas.

A geomorfologia, apoiada na análise sistêmica e nos atributos de formas, de materiais e de processos, principalmente pela cartografia geomorfológica detalhada, permite apontar tendências espaciais de inundações e suas magnitudes (BAKER, 1987; CHRISTOFOLETTI, 1981; FF, 2013; RODRIGUES, 1997;2015b;2018). Por outro lado, a hidrologia, estruturada sobre a hidrogeometria e dados sistemáticos de vazão, explora relações de magnitude-frequência e modelizações hidrodinâmicas (BAKER, 2006). Ambas se complementam e são fundamentais para compreender as inundações e os riscos associados: a análise de magnitude-frequência tem sido aperfeiçoada a partir de abordagem geomorfológica e, em sentido inverso, a geomorfologia tem utilizado os resultados das análises de magnitude-frequência para estabelecer relações mais precisas entre morfologias, materiais e processos de alta magnitude (VENEZIANI, 2014). A hidrologia de paleofluxos se vale dessas ciências para consolidar sua metodologia e buscar ampliar o leque interdisciplinar com análises típicas da geologia sedimentar, estratigrafia, geoquímica e datações absolutas (GREGORY, KENNETH J.; HERGET; BENITO, 2015).

A paleohidrologia focaliza dados históricos e morfosedimentares para a análise de riscos de eventos de elevada magnitude, avaliando extremos hidrológicos de paleofluxos. Esta reconstituição busca identificar compartimentos geomorfológicos, definir a sucessão de eventos de inundação relacionados a estes compartimentos e apontar as tendências espaciais e temporais destes eventos, permitindo o reconhecimento de distintas magnitudes de processos hidromorfológicos atuantes no

² Segundo Brunsden (1996) um evento extremo é um pulso de elevada magnitude e baixa frequência o qual ocorre muito rapidamente dentro de uma escala de tempo de uma dezena a centenas de anos (inundação extrema). Pode ser ainda descrito como um processo que ocorre na “cauda” da distribuição estatística para todos os eventos registrados, ou ainda, aquele registro que supere o limite de dois desvios padrões sobre a média de uma dada distribuição. Deve-se pontuar que a frequência de eventos extremos é mutável, devido à não estacionaridade de séries de fenômenos naturais.

³ Ocorrência é um evento rotineiro o qual não é considerado como um evento extremo para um sistema em questão. Um exemplo são as médias dos picos de vazão.

passado e subsidiando as análises de probabilidade que incidem diretamente sobre as incertezas de previsão mencionadas, particularmente no que tange a avaliação de estacionaridade (BENITO; THORNDYCRAFT, 2005).

O olhar para trás no tempo nos oferece uma ampla sorte de observações e registros dos eventos hidrológicos extremos, muitos deles vinculados à episódios de mudanças climáticas, por exemplo, as evidências do Ótimo Climático Medieval e da Pequena Idade do Gelo (ARNELL, 1996), concentradas no Hemisfério Norte, mas para os quais algumas evidências têm sido encontradas também na América do Sul (NOVELLO et al., 2018). As observações e registros históricos têm sido explorados metodologicamente na geomorfologia histórica (CARVALHO; CRUTZEN, 2002; GURNELL; LEE; SOUCH, 2007; GURNELL, PEIRY, PETTS, 2003; RODRIGUES, 2004; 2015a; STEFFEN, CRUTZEN, MCNEILL, 2007; TRIMBLE, 2008; ZALASIEWICZ et al., 2015) e na paleohidrologia (BAYLISS; REED, 2001; BENITO; THORNDYCRAFT, 2004; HU et al., 2016; LANG et al., 2004; MACHADO et al., 2017; STEDINGER; BAKER, 1987; TOONEN et al., 2015) como fonte de informações para a reconstituição, por exemplo, de eventos de inundações e mudanças antropogênicas. Este é um dos aspectos das investigações geomorfológicas (TRICART, 1965) e paleohidrológica (BAKER, 1987) que é compartilhado e que corrobora para abordagens multidisciplinares como caminho analítico eficaz, conforme preconizado pela Glocoph⁴, desde 1991, e pelo HEX Project⁵, em curso desde 2012 (BENITO et al., 2015), cujos eventos internacionais nosso grupo de pesquisa tem participado desde 2014⁶.

Outro aspecto de interdisciplinaridade iminente entre geomorfologia e a paleohidrologia na investigação das inundações e das paleoinundações é a análise dos materiais superficiais e evidências morfosedimentares das planícies de inundações e seus compartimentos, que incluem descrição pedológica, sedimentológica e faciológica, a partir de seus atributos físicos, químicos e biológicos. As planícies, e seus subsistemas deposicionais, do ponto de vista da geomorfologia fluvial, sedimentologia fluvial e, sobretudo na paleohidrologia, são entendidos como arquivos de eventos hidroclimatológicos, que possibilitam estimativas de magnitude-frequência e, até mesmo, duração destes eventos, que compreendem processos de escalas temporais de centenas a milhares de anos. Para isso, a metodologia de análise prevê o reconhecimento de aspectos físicos dos materiais e das morfologias, e de suas variabilidades espaciais. Essa metodologia pressupõe que a associação de determinadas características dos materiais sedimentares (exemplo: granulometria, feições deposicionais, lentes carbonáticas, lentes orgânicas) ao longo das profundidades dos depósitos com variáveis independentes (de natureza climáticas ou antrópicas) são úteis para as interpretações sobre processos hidrológicos, mesmo considerando que muitas mudanças nesses sistemas fluviais também ocorrem em função de seus ajustes intrínsecos (RODRIGUES, 2018). Nesses depósitos podem ser identificadas fácies deposicionais e rupturas estratigráficas representativas de eventos ou fases deposicionais, ou, ainda, rupturas claras entre materiais tecnogênicos e materiais originais, indicativa da instalação de “novos processos” predominantes na elaboração das formas (BENITO; THORNDYCRAFT, 2005; FOULDS et al., 2014; GREGORY; WALLING, 1987; HOOKE, 2015; WALLING; HE, 1998).

O desenvolvimento da paleohidrologia, combinada à geomorfologia, se multiplicaram desde o final da década de 1990 através de estudos de caso (GREGORY et al., 2015). Estes estudos de casos abrangeram, preferencialmente, contextos ambientais áridos e semiáridos, em diversas regiões do

⁴ *Global Continental Palaeohydrology*, comissão do INQUA (*International Union for Quaternary Research*), cujos estudos de caso foram compilados e publicados por BRANSON; BROWN; GREGORY (1996).

⁵ Projeto apoiado pelo INQUA focado na análise de Paleohidrologia e arquivos fluviais para eventos críticos e extremos (GREGORY, KENNETH J. et al., 2015).

⁶ HEX 2014, Hydrological Extreme Events in historic and prehistoric times, Bonn, Alemanha.

planeta, com ênfase em casos europeus, no qual se destaca a península Ibérica (BAKER, 2006; BAKER, 2008; BENITO; THORNDYCRAFT, 2004; THORNDYCRAFT et al., 2002). Por um lado, o montante de estudos de casos e experimentações na pesquisa de paleoinundações nesses ambientes proporcionaram sucessivos testes que redundaram em uma robusta base empírica para a análise multiproxy, sedimentológica e histórica, dos eventos pretéritos de inundação. Por outro lado, a aplicação dessa metodologia híbrida na investigação dos ambientes semiáridos e áridos tem implicado desequilíbrio do ponto de vista da amostragem espacial, pois deixa de abranger, com a mesma ênfase e densidade, outros domínios morfoclimáticos, como o meio tropical úmido. Nestes, os controles dos processos hidromorfodinâmicos e sedimentológicos fluviais são outros e, portanto, as evidências das inundações pretéritas podem não corresponder estritamente aos mesmos parâmetros (erosivos ou sedimentares) que estruturam o estudo de paleoníveis de inundação nos ambientes em que os processos de transportes fluviais mecânicos são predominantes. Isso pode decorrer, por exemplo, em limitações ao estabelecer comparações e analogias entre ambientes; em negligência de aportes de levantamento de dados e análise de outros campos vizinhos, como a pedologia; e em dificuldade de universalizar explicações, devido à parcialidade amostral das investigações.

O potencial de colaboração entre paleohidrologia e a geomorfologia é sublinhado pela necessidade de se aplicar a metodologia de hidrologia de paleoinundações em sistemas fluviais submetidos a clima tropical úmido. Em condições semiáridas e áridas, a carga sólida em inundações é composta por areias e seixos, transportados por processos mecânicos prioritariamente de fluxos de média e alta energia, cujos depósitos correlativos guardam suas estruturas sedimentares (ALLEN, 1966; BAKER; KOCHER; PATTON, 1988).

Sob condições tropicais, o transporte mecânico também é importante, sobretudo no fluxo fluvial de fundo de canal, porém a maior parte da carga sólida de inundações é composta por argila e silte, transportados em suspensão e depositados por decantação (MIALL, 1978). Isto leva à construção de pacotes com acamamento preferencialmente horizontal e paralelo de lâminas não espessas, em geral compactado, que caracterizam os depósitos de inundação. Sobre estes pacotes, as alterações químicas, biológicas e bioquímicas intrínsecas ao desenvolvimento pedológico, mais veloz e intenso no meio tropical úmido, promovem uma reorganização morfológica e química de agregados e minerais. Esta reorganização promove a descaracterização de estruturas sedimentares, produzindo acumulações e migração químicas e de frações texturais, que, gradualmente, tendem a descaracterizar as discontinuidades que evidenciam os processos de aggradação dos pacotes (ALVES, 2013; DOUGLAS; SPENCER, 1985; GUPTA, 1983; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002; LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005b). Contudo, essa descaracterização também deve apresentar gradientes ao longo de perfis transversais ao vale e no sentido de montante, onde opera mecanismos de amortecimento dos fluxos fluviais e de inundação. Tais mecanismos implicam características e modificações dos materiais que dificultam ou impedem observação e detalhamento de feições sedimentares salientadas na identificação de unidades de inundação, pois elas enfatizam aspectos do transporte mecânico da sedimentologia fluvial. Aplicar a metodologia da hidrologia de paleoinundações em planícies fluviais tropicais, juntamente com a cartografia geomorfológica detalhada, pode viabilizar o reconhecimento dos fatores limitantes de sua aplicação e potenciais colaborações entre ambas no entendimento de eventos extremos, particularmente em planície fluvial meândrica do meio tropical úmido.

1.1. OBJETIVO E HIPÓTESE

O histórico e a problematização descritos anteriormente deixam claro que as inundações são processos complexos de cunho multidisciplinar. Este estudo buscou identificar tendências espaço-

temporais de inundações em um setor de planície fluvial meândrica típica do meio tropical úmido, sob perspectivas analíticas múltiplas, advindas da geomorfologia, da hidrologia de paleoinundações e da hidrologia propriamente dita, e de associações espaciais entre os resultados obtidos de cada análise, com ênfase na investigação de parâmetros e técnicas de maior eficácia para identificação de tendências de processos de inundação, sejam eles regulares ou extremos.

A área de estudo escolhida foi a planície fluvial meândrica do baixo curso do rio Ribeira de Iguape (Bacia hidrográfica do Ribeira de Iguape, BHRB), entre os municípios de Eldorado e Sete Barras (Setor ESB). Em relação à escala temporal, a ênfase foi dada para a busca de processos extremos do Holoceno Tardio.

Partimos da premissa de que por meio de análises multidisciplinares seja possível fundamentar abordagens que ofereçam mais consistência aos instrumentos de gestão de risco à inundação e ações de mitigação. A hipótese é de que estes campos do conhecimento colaboram entre si e se articulam por meio da utilização de sistematização espaço-temporais dos resultados das técnicas analíticas utilizadas, valorizam diferentes evidências dos eventos de inundação.

Esta hipótese direciona a pesquisa na busca de referências metodológicas, técnicas e de parâmetros para se estudar planícies de inundação meândricas tropicais a partir da utilização simultânea de ferramentas da Geomorfologia fluvial e Paleohidrologia. Estes campos se apoiam em conhecimento da hidrologia, hidráulica, sedimentologia, estratigrafia e topografia.

Cada um destes campos de conhecimento ilumina distintos aspectos ou conjuntos de aspectos do fenômeno, possibilitando adensar a compreensão das características das formas, dos materiais e dos processos de planícies meândricas tropicais.

Esta convergência de campos e de técnicas, pode se materializar, por exemplo, ao responder como se distribuem espacialmente os fluxos superficiais na planície fluvial durante um evento; como os eventos de inundação extremos ficam registrados nos sedimentos, ao viabilizar a reconstituição de condições (configurações) geomorfológicas pretéritas, na identificação e caracterização de inundações Holocênicas, ou ainda na própria estimativa de paleovazões.

A geomorfologia fluvial, por meio da cartografia geomorfológica detalhada (COLTRINARI, 1982; COLTRINARI, 2011; DEMEK, 1972; HAYDEN, 1986; QUEIROZ NETO; JOURNAUX, 1978; SMITH; PARON; GRIFFITHS, 2011; TRICART, 1965), empreende o raciocínio espacial e o enfatiza, valorizando a correlação espacial entre limites morfológicos, distribuição dos materiais superficiais, e tendências de processos hidrossedimentológicos e de seu papel na elaboração das formas atuais e pretéritas. Por isso, trata-se de abordagem necessária nesse conjunto interdisciplinar para o entendimento da dinâmica fluvial Holocênica. Além desse aspecto, a ênfase da geomorfologia na cartografia de formas materiais e processos, serve como elemento estruturador do processo amostral geral e como subsídio à definição de escalas de análise complementares aos levantamentos e às representações gráficas, assim como na escolha dos locais de amostragem de material a serem detalhados na perspectiva da paleohidrologia.

A análise da hidrologia de paleoinundações (BAKER, 1987; 2008; BAKER; WEBB; HOUSE, 2002; BENITO et al., 2004; BENITO; THORNDYCRRAFT, 2004; 2005; COSTA, 2013; FRANCES et al., 1994; HOSKING; WALLIS, 1986; STEDINGER; BAKER, 1987) aportam, mais especificamente, as tendências temporais das inundações, valorizando a magnitude-frequência, os eventos extremos e sua predição. Parte de sua aproximação é feita pelo escopo da hidrologia e hidráulica, através de análises determinísticas (como modelagem) e estocásticas (como densidade de probabilidade). Outra parte enfatiza a investigação dos materiais superficiais sob à luz das técnicas sedimentares. Os conceitos, metodologias e técnicas da sedimentologia e estratigrafia, admitidos na hidrologia de paleoinundações, permitem reconhecer as ocorrências de eventos pretéritos de inundações, estimar suas frequências e

magnitudes, e reconstituir as relações de magnitude-frequência. Dentro da hidrologia de paleoinundações as contribuições da hidrologia fluvial, mais propriamente pelas análises estatísticas e de modelagens, se articulam aos resultados das análises de materiais superficiais. Por isso, em si, já é uma abordagem multidisciplinar.

Levando em consideração tais diferenças de escopo analítico, um dos níveis de contribuição potencial entre os campos do conhecimento deve se estabelecer no aperfeiçoamento da análise espaço-temporal das inundações, à medida em que os resultados da cartografia geomorfológica aportam e detalham a componente espacial do fenômeno, enquanto os da hidrologia de paleoinundações aportam e detalham a componente temporal.

Outros níveis de colaborações potenciais previamente identificados a serem explorados ao longo da pesquisa são:

- oriundas da cartografia geomorfológica: identificação de limites espaciais precisos dos sistemas geomorfológicos que podem ser discutidos com os resultados de modelagem hidrodinâmica; e oferecimento de parâmetros morfológicos/morfométricos, de materiais superficiais e de tendências de processos que auxiliam na escolha dos locais prioritários para sondagem de testemunhos;
- oriundas da hidrologia de paleoinundações: detalhamento de tendências de processos espaciais de fases intermediárias da inundação por meio de modelagem hidrodinâmica; e introdução de elementos descritivos específicos dos materiais superficiais que enfatizam a atuação de processos de inundação.

Para verificar se estas contribuições se efetivam, nestes níveis previamente elencados, foi necessário realizar a aplicação das metodologias e levar a cabo as análises que cada um dos campos permite em relação aos eventos de inundação. Uma parte da pesquisa se estruturou no desenvolvimento do raciocínio geomorfológico, por meio da cartografia geomorfológica detalhada. Outra parte se organizou na aplicação de diversas etapas de análise da paleohidrologia, que contemplou análise hidrológica, análise hidráulica e de hidrologia de paleoinundações propriamente dita.

Para cada conjunto de análise foram realizadas, ao final de seus respectivos capítulos, discussões que identificam convergências de evidências entre as abordagens (de um mesmo fato ou fenômeno), complementariedades e divergências ou contradições de resultados. São nestas discussões que os potenciais de colaboração são salientados ou refutados.

Cada conjunto de análise possui perguntas próprias que definem objetivos secundários e que dizem respeito ao escopo analítico de cada campo:

- No que se refere à aplicação da Cartografia geomorfológica:
 - Caracterizar a variabilidade e o arranjo das formas fluviais da planície meândrica do baixo curso do rio Ribeira de Iguape, complementando e detalhando estudos anteriores (SANTANA, 2008);
 - Caracterizar a heterogeneidade de materiais superficiais e seus atributos pedosedimentológicos dos diferentes sistemas morfológicos do setor ESB, descrevendo como estão organizadas suas estratificações, analisando como tais registros se relacionam entre si e aos processos de inundação atuais e pretéritos,
 - Analisar os parâmetros morfológico e morfométricos que podem diretamente à identificação de locais mais propícios ao reconhecimento dos registros de inundação nos materiais;
 - Avaliar indícios de ação neotectônica na formação da planície fluvial estudada a partir de parâmetros morfométricos e morfológicos.
- No que se refere à Hidrologia de paleoinundações
 - Dentro do estudo hidrológico:
 - Caracterizar o regime de chuvas, a distribuição de dias chuvosos e dos eventos extremos de precipitação;

- Caracterizar o regime fluvial e determinar equação de intensidade-frequência de dados instrumentais, por meio de diferentes equações de densidade de probabilidade;
- Determinar hidrogramas de inundação probabilísticos, que caracterizam eventos extremos.
- Dentro do estudo de hidráulica
 - Modelar cenários de inundação no setor ESB;
 - Caracterizar os fluxos superficiais ao longo das fases de inundação;
 - Analisar a distribuição longitudinal do pico de inundação para averiguar a capacidade de abatimento da vazão máxima;
 - Analisar a associação entre níveis de inundação e compartimentos geomorfológicos atingidos;
- Dentro do estudo paleohidrológicos:
 - Explorar proxies geoquímicos em testemunhos de sondagem obtidos em distintos ambientes de deposição determinando correlações texturais significativas indicadoras de depósitos de inundação;
 - Avaliar a incorporação dos arquivos sedimentares nas relações de intensidade-frequência previamente estabelecidas, por meio de estimativas de vazões de paleoinundações.

1.2. UNIVERSO DE ANÁLISE E SÍNTESE DA METODOLOGIA

Para esta pesquisa foi selecionado o trecho da planície fluvial do baixo curso do rio Ribeira de Iguape entre as áreas urbanas dos municípios de Eldorado e Sete Barras (denominado Setor ESB), que integra a Bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape (BHRB) (Figura 1).

O setor ESB foi escolhido devido à conservação das formas, materiais e processos (baixo impacto antrópico) (PANAPANÁ, 2016) do próprio setor e de sua bacia hidrográfica à jusante; à existência de postos ativos de monitoramento de vazão e chuva com séries de dados consistidas e com sobreposição temporal destes conjuntos de dados (ANA, 2018; DAEE, 2018) disponibilidade de cartografia geomorfológica prévia (SANTANA, 2008); possibilidade de reconhecimento do histórico de inundações extremas, inclusive por relatos de moradores; acessibilidade e viabilidade para trabalhos de campo; e disponibilidade de bases cartográficas 1:10.000 (IGC, 2010/2011;2015), fotografias aéreas 1:25.000 (EMPLASA, 2010/2011) e informações espaciais temáticas (SIGRB, 2017).

O Ribeira de Iguape nasce no Estado do Paraná (PR) e atravessa 440km em sentido SW-NE (lineamento estrutural regional de falhas), adentra o estado de SP e deságua no oceano Atlântico na cidade de Iguape. Em seu setor superior, a bacia hidrográfica drena uma complexa e variada estrutura geológica de terrenos cristalinos de grupos de granitos de distintas composições e texturas, além de formações cársticas importantes (PANAPANÁ, 2016). O alto e o médio curso do rio Ribeira de Iguape compreende cerca de 300km de extensão e se desenvolve em planaltos, como o planalto do rio do Turvo e Guapiara, no Norte do Paraná, até o município de Iporanga, no Estado de São Paulo. Esse setor superior compreende cursos fluviais com leito de corredeiras instalados em vales de elevado grau de incisão. A área de estudo está justamente à jusante desse trecho, em que o fundo de vale aluvionar do baixo curso do rio Ribeira de Iguape se inicia e se abre lateralmente, sem atingir a planície marinha.

Figura 1. Localização do setor ESB (Eldorado - Sete Barras).

Organização por Yuri Veneziani.

Em termos estruturais, no setor ESB, por cerca de 30km em linha reta, estende-se o Graben de Sete Barras (MELO; FERNANDES; COIMBRA; RAMOS, 1989), depressão tectônica que impõe direção estrutural SW-NE ao eixo do vale e determina lineamento da drenagem. A existência desta estrutura geológica é um dos fatores que produz ruptura côncava do gradiente de declividade entre os terços médios e inferior no curso principal do rio Ribeira de Iguape, delimitando espacialmente os trechos de médio e baixo curso. A partir de Eldorado em direção à jusante, o rio se instala sobre sedimentos quaternários, estabelecendo padrão meândrico de baixas declividades ($<0,001\text{m/m}$). As margens são formadas por bancos arenosos e argilosos relativamente estáveis, com setores de planícies inundando a partir de $1500\text{m}^3/\text{s}$ no setor ESB. Para a jusante do município de Sete Barras, o canal meandriforme adentra sedimentos marinhos produzidos em regime de transgressões quaternárias (MELO, 1990; SOUZA et al., 2005).

O histórico de inundações na bacia hidrográfica indica que o setor ESB é um dos mais vulneráveis à ocorrência de eventos de inundações intensas ($>1.500\text{m}^3/\text{s}$), o que levou a elevados impactos sobre a produção agrícola regional e danos nas áreas urbanas.

O rio Ribeira de Iguape possui monitoramento fluviométrico em diversos pontos ao longo do seu perfil longitudinal, sendo a série de vazões mais antiga a que está localizada na área urbana do município de Eldorado (5F-001), constituindo-se como uma das séries consistidas mais longas existentes no Brasil (DAEE, 2018), com dados diários desde 1938 até atualmente. Esta série possui uma média global de vazões diárias de $260\text{m}^3/\text{s}$, e as máximas vazões médias diárias registradas foram de 3.400 e $3.060\text{m}^3/\text{s}$ em picos ocorridos nos anos de 1997 e 1995, respectivamente.

Os eventos extremos que produziram inundações das planícies no setor ESB ocorreram devido às intensas precipitações na BHRB decorrentes da ação conjunta de sistemas tropicais com frentes polares. Nesta faixa do SE do Brasil, os maiores volumes de chuva ocorrem no verão, quando passam a estar

predominantes e estacionadas as faixas de instabilidade formadas pela Zona de Convergência do Atlântico Sul.

A magnitude das inundações no baixo curso do rio Ribeira de Iguape depende da distribuição espacial das chuvas e da convergência simultânea dos volumes máximos de inundação do canal principal e afluentes no início do terço inferior, no município de Eldorado. As inundações mais intensas ocorreram, habitualmente, quando as precipitações no norte do Paraná e nos afluentes do médio Ribeira, Alto da serra de Paranapiacaba e da região de Intervalles (Alto Ribeira na interface com o Alto Paranapanema) foram de elevada magnitude, elevando os níveis dos maiores afluentes, como ocorreu entre 9 de janeiro e 10 de fevereiro de 1997. Neste evento, testemunhos de moradores corroboram que ao longo dos dias de maiores níveis d'água atingidos pelo Ribeira, não choveu no setor ESB.

Com exceção da franja litorânea que abrange a BHRB, os terços médio e baixo da bacia passaram a ser ocupados em meados do século XVIII, impulsionado pelo garimpo do ouro, momento no qual iniciou-se a formação das primeiras freguesias nestes rincões. Contudo, os registros mais detalhados desta ocupação e das atividades que se desenvolviam nestas vilas passam a existir somente após a chegada da igreja. Historicamente, os primeiros registros de eventos extremos datam do começo do século XIX e constam brevemente no livro tombo da Paróquia de Na. Sra. da Guia de Xiririca, antiga matriz da Freguesia homônima, que se tornou a cidade de Eldorado. Os dados históricos se restringem a descrições ligeiras e insuficientes de eventos extremos de inundação de elevado poder destrutivo.

Levantamento de informações sistematizadas sobre a hidrologia e características físicas dos rios da BHRB foram realizados apenas em 1914, com as expedições de reconhecimento da **Comissão Geographica e Geológica do Estado de São Paulo** (CGG, 1914). Ao longo dos séculos XIX e XX, o vale do Ribeira sofreu numerosas inundações, mas o reduzido povoamento da região, seu afastamento dos centros regionais e a inexistência de instituições locais interessadas em registrar estes eventos, fez com que, até o início do século XX, os dados históricos relativos à dinâmica do rio e suas inundações fossem apenas aqueles de princípios do século XIX, constituindo-se, este aspecto, como um limitador da análise geomorfológica histórica e da hidrologia de paleoinundações. Foi somente a partir da década de 1930 que se iniciou o monitoramento fluviométrico das vazões do Ribeira de Iguape no porto de Eldorado por parte do Governo do Estado.

Uma vez selecionada a área de estudo, procedeu-se à investigação propriamente dita com as aplicações da cartografia geomorfológica detalhada do sistema fluvial contido no setor ESB e da hidrologia de paleoinundações neste mesmo local.

A cartografia geomorfológica foi aplicada, primeiramente, em um nível de esboço geomorfológico, em escala 1:50.000, no qual foram atendidos parcialmente os elementos descritivos dos planos preconizados na cartografia geomorfológica detalhada (DEMEK, 1972; TRICART, 1965); e em um segundo momento, realizou-se um detalhamento, em escala 1:10.000, para alguns transectos de vale dentro do setor ESB, nos quais refinou-se limites morfológicos e adensou-se a amostragem dos materiais. Neste detalhamento foi realizado levantamento de descontinuidades morfométricas de alguns compartimentos geomorfológicos por meio de perfis topográfico de controle, visando a extrapolação de suas descrições aos compartimentos não abrangidos neste levantamento-controle. Estes transectos serviram de base para a aplicação da análise de hidrologia de paleoinundações, bem como para raciocínios de generalização de tendências espaciais, considerando, num caminho inverso, os compartimentos geomorfológicos e suas cotas características.

Após a aplicação da cartografia geomorfológica detalhada com essas duas funções metodológicas e nesses dois níveis de detalhamento, foi aplicada a metodologia de análise de hidrologia de paleoinundações, em três etapas: análise hidrológica, análise hidráulica e análise paleohidrológica. Na

análise hidrológica, mais abrangente, detalha-se o regime de chuvas e vazão a partir de dados sistemáticos, discriminando as principais tendências temporais e as relações de magnitude-frequência dos eventos extremos de inundação. Na análise hidráulica, por meio de modelagem hidrodinâmica, buscou-se compreender as principais tendências de fluxos hidráulicos que ocorrem na planície durante distintos eventos de inundação (diferentes magnitudes), detalhando-os em função de variáveis hidrodinâmicas fundamentais, como velocidade do fluxo, direção do fluxo e profundidade atingida. Esta análise ofereceu algumas estimativas dos principais processos geomorfológicos fluviais relativos aos compartimentos dos transectos detalhados na aplicação da cartografia geomorfológica em 1:10000 e de seus materiais característicos encontrados. A análise paleohidrológica enfatizou a investigação detalhada de materiais testemunhados em sondagens feitas em locais amostrais no interior desses transectos, visando a concretização da metodologia de hidrologia de paleoinundações (BENITO; THORNDYCRAFT, 2004;2005).

Além da introdução, a tese se estrutura em mais quatro capítulos:

- O capítulo 2, Bacia Hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape e Setor Eldorado-Sete Barras, descreve-se a área de estudo quanto aos aspectos do meio físico e alguns aspectos populacionais e de ocupação. As descrições abrangeram a escala da bacia hidrográfica como um todo, detalharam-se os aspectos para o setor Eldorado – Sete Barras.
- O capítulo 3, Metodologia, contempla revisões teórico-conceituais oriundas da geomorfologia (3.1) e da hidrologia de paleoinundações (3.2), e abrange os procedimentos operacionais (3.3) realizados nesta pesquisa.
- O capítulo 4, Desenvolvimento de análises, foi dividido em dois subcapítulos: (4.1) Cartografia geomorfológica do baixo curso do rio Ribeira de Iguape, dedicado à análise dos sistemas geomorfológicos fluviais do setor Eldorado – Sete Barras sob a perspectiva da cartografia geomorfológica detalhada; e (4.2) Hidrologia fluvial do baixo curso do rio Ribeira de Iguape, no qual investigou-se o setor Eldorado – Sete Barras a partir de análises hidrológica, hidráulica e paleohidrológica.
- O último capítulo 5, Considerações Finais, contempla a verificação da hipótese, destacando o atendimento do objetivo principal. Apresenta, ainda, síntese dos resultados alcançados, análise das principais limitações da investigação e apontamentos para pesquisas futuras.

2. BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE E SETOR ELDORADO-SETE BARRAS

A bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape (BHRB) possui 26.792,37km² e abrange 13 municípios no Paraná e 23 municípios no Estado de São Paulo (63% da área) dos quais 13 estão totalmente inseridos, incluindo Eldorado (1.654km²) e Sete Barras com (1.053km²). A bacia é gerenciada pelo Comitê de Bacia Hidrográfica do Ribeira de Iguape e faz parte da UGRHI 11 (MACEDO et al., 2015). Embora tenha baixa densidade demográfica, sobretudo na porção paulista, onde está a maior concentração de UCs; a BHRB está entre duas das principais regiões metropolitanas brasileiras: São Paulo e Curitiba (AMARAL, 2014). Este contexto e a notória preservação natural desencadeia pressões relacionadas à logística, produção de água, e exploração de minérios.

Do ponto de vista do sistema físico, a BHRB é um setor diversificado e muito particular no Sudeste do Brasil, por ser a maior bacia exorreica do Estado de São Paulo e pela complexidade geológica, geomorfológica e climática. As nascentes do rio Ribeira estão nas vertentes leste da Serra de Paranapiacaba, a aproximadamente 1.000m de altitude, sendo seus principais formadores os rios Ribeirinha e Açunguí, no Estado do Paraná. O rio Ribeira possui 470km de extensão, desde sua nascente principal em Ponta Grossa no planalto de Curitiba até o complexo estuarino de Iguape, onde desagua no Atlântico sul.

2.1. MEIO FÍSICO

2.1.1. CLIMA E FENÔMENOS ATMOSFÉRICOS

Em escala continental, os principais sistemas climáticos que comandam a sucessão de tempos no Brasil são aqueles de origem tropical, particularmente relacionados à Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT). A ZCIT é formada pela convergência dos ventos na região equatorial e caracterizada por banda nebulosa equatorial com marcha longitudinal anual que varia da latitude 8°N (máximo no inverno no hemisfério sul) até 1°N (CPTEC, 2018). No norte do Brasil, este é o principal fenômeno de escala zonal responsável pela entrada de água nos sistemas continentais e sua potência é observada pelos calibres dos rios amazônicos e do norte Brasileiro, os quais atuam na retroalimentação deste mesmo sistema e de outros de escalas continentais, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

De fato, no sudeste brasileiro, a ZCIT atua influenciando na formação e intensidade da ZCAS. Esta última é o principal mecanismo de chuvas da região sudeste, onde está a bacia hidrográfica do Ribeira de Iguape, e vincula-se à disponibilidade de umidade na Amazônia e define fluxo e regime pluviométrico de monção na América do Sul. Ocorre principalmente no verão do Hemisfério Sul (Dezembro a Março) e se caracteriza como uma faixa de nuvens carregadas e intensa precipitação de orientação NW/SE, que conecta o sul amazônico ao Atlântico Sul (CPTEC, 2018). No inverno, o afastamento da ZCIT em direção ao Hemisfério Norte desloca e ameniza a atividade da ZCAS, fazendo-a reduzir seu fluxo e a quantidade de chuva no Sudeste.

Com isso, esta região passa a sofrer influência dos seguintes sistemas subtropicais: Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), que se aproxima do litoral do sudeste e sul; e as frentes polares. O ASAS tende a promover tempo mais estável na região devido ao seu fluxo predominantemente mais frio e seco, ainda que possa, em condições atmosféricas excepcionais, ingressar umidade atlântica associada à ventos fortes de SW. As frentes frias, no inverno, intensificam-se e tornam-se mais frequentes, constituindo um dos principais sistemas produtores de tempo instável no sul, sudeste e centro-oeste brasileiros, sendo responsáveis, portanto, pela maior parte dos acumulados de precipitação entre junho e setembro (REBOITA et al., 2010) (Figura 2).

Esta contextualização de macroescala, em que se retoma os sistemas tropicais e subtropicais, sobretudo aqueles sistemas geradores de precipitação, é crucial pela posição latitudinal da bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape. Além de extensa em área, a BHRB é seccionada pelo Trópico de Capricórnio, fazendo com que ela seja afetada fortemente, em escala sinóptica, pela ação de distintos sistemas climáticos com distribuição temporal bem demarcada por marcha sazonal Tarifa (2004).

A intensidade desses sistemas zonais no sul e sudeste brasileiros estão diretamente relacionados à ação do El Niño-Oscilação Sul (ENOS)⁷, responsável por alterações nos padrões de circulação zonal e regimes de chuva em todo Globo. No Brasil, o ENOS pode interferir na posição da ZCIT e, conseqüentemente, na intensidade da ZCAS, produzindo, caracteristicamente, eventos intensos de precipitação no sul-sudeste brasileiros, e grave estiagem no nordeste e norte (MARENGO, 2008). A atuação da La Niña é menos notada no território brasileiro se comparada ao El Niño, e seus resultados são, em geral, opostos aos deste último, com estiagem moderada no sul e sudeste brasileiros. Estudos paleoclimáticos demonstram que há maior atuação de ENOS a partir do Holoceno médio, ≈4k anos A.P. (MARCHANT; HOOGHIESTR, 2004; SAIA, 2006; SUGUIO, 2010).

Em escala regional os sistemas de brisas marítimas do atlântico atuam na região SE do Brasil, em particular na BHRB onde há o recuo da escarpa da Serra do Mar rumo ao interior continental (esta característica geomorfológica será tratada em subcapítulo seguinte), permitindo penetração ainda maior. A brisa marítima, isoladamente, não produz tempo instável, mas suas associações a sistemas locais de aquecimento radiativo são fortalecidas no verão e favorecem o aumento da atividade convectiva e de instabilidades, gerando as “chuvas de verão”, intensas e de curta duração, mas responsáveis por 65% das enchentes em São Paulo (PEREIRA FILHO; HAAS; AMBRIZZI, 2002).

Ainda nesta escala, o relevo da BHRB influencia na distribuição espacial das chuvas originadas por sistemas de macroescala. Os anticiclones e frentes polares introduzem massas úmidas ao interior do continente nesta faixa atlântica que penetram até as vertentes da Serra de Paranapiacaba, adentrando o recuo da escarpa da Serra do Mar na região. Sobre estas penetrações, a regularidade topográfica das planícies do terço inferior do vale do rio Ribeira de Iguape e a presença dos maciços isolados, juntamente com o afastamento da costa, faz com que as precipitações se concentrem na zona costeira, serrana e nas vertentes de leste daqueles maciços (MONTEIRO, 1973).

Tendo em vista as atuações dos sistemas climáticos em escala continental e regional, a BHRB se caracteriza pela predominância de clima tropical marcado pela regularidade na penetração frequente de massas polares associadas a sistemas frontais, definindo clima meridional permanentemente úmido (Figura 3, Tabela 1) (MONTEIRO, 1973).

Figura 2. Sistemas atuantes na AS em baixa troposfera. Posição da ZCIT, ZCAS e ASAS em relação a BHRB (vermelho).

Modificado de Reboita et al. (2010)

⁷ O El Niño refere-se a anomalias positivas (El Niño) ou negativas (La Niña) da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no pacífico equatorial, e pode ser caracterizado pelo Índice de Oscilação Sul (IOS), que mede os desvios de temperatura dos anos de variação em relação à média histórica de temperatura.

Figura 3. Classificação climática de Köppen para os municípios que abrangem o setor ESB (vermelho) e entorno. Fonte: CEPAGRI (2015) e Miranda (2008). Organizado por Yuri Veneziani.

Af: Clima Tropical chuvoso sem estação seca definida em que o total pluviométrico do mês mais seco é superior a 60mm. Am: Clima Tropical Chuvoso, com inverno relativamente seco em que a precipitação média do mês menos chuvoso é inferior a 60mm. Cfb: trimestre de verão mais ameno, com temperatura média do mês mais quente inferior a 22°C.

Tabela 1. Temperatura média, temperatura média máxima mensal, temperatura média mínima mensal e precipitação anual média para os municípios que abrangem o setor ESB e entorno.

Município	Alt. média (m)	T. média (°C)	T. máx. (°C)	T. mín. (°C)	Chuva (mm)
Registro	40	24,2	30,7	17,6	1.539
Sete Barras	30	20,2	30,9	17,7	1.634
Eldorado	80	19,7	30,4	17,4	1.521
Iporanga	80	19,7	30,4	17,3	2.033
Apiaí	1040	19,7	30,4	17,3	1.383

Fonte: CEPAGRI (2015).

Quanto à precipitação na BHRB, a média de chuva anual é de 2.277mm, variando de 1.800, nos anos menos úmidos, a mais de 2.500mm nos anos de maiores acumulados (SANT'ANNA NETO, 1995). Estes totais são relativamente distribuídos ao longo do ano, com, aproximadamente, 40% das chuvas concentrado entre janeiro e março, período de verão no Hemisfério Sul, o que exprimindo ritmo sazonal das chuvas (Figura 4). Se expandirmos este intervalo para considerar todo período chuvoso no sudeste brasileiro, de outubro a março (primavera-verão), a sazonalidade é enfatizada, com tendência de concentração pluviométrica na ordem de 70% nestes meses. (TARIFA, 2004). Nos meses de outono-inverno (abril a setembro), os totais mensais são de 50mm, raramente superando 100mm (MARENGO, 2008). As médias térmicas mensais, máximas e mínimas mensais, variam diretamente com os totais pluviométricos e corroboram a sazonalidade climática regional bem marcada.

Figura 4. Precipitação média mensal, média térmica (linha contínua) e médias das temperaturas máxima e mínima (linhas tracejadas) para Eldorado (esquerda) e Sete Barras (direita).

Fonte: CEPAGRI (2015). Organizado por Yuri Veneziani.

Especialmente, as precipitações médias mensais podem variar significativamente. Conforme Figura 5, os maiores acumulados anuais se concentram em dois núcleos com mais de 2.000mm anuais: um junto à linha de costa que adenta até 20km no continente, e outro na escarpa da Serra de

Paranapiacaba, ao norte de Sete Barras. Entre estes núcleos, estende-se, longitudinalmente no eixo SW-NE, um setor cujos totais anuais são, em média, 1.500mm, abrangendo principalmente os municípios de Registro, Pariquera-Açu e Jacupiranga. A presença de elemento topográfico relevante como a Serra de Paranapiacaba favorece a formação de chuvas orográficas e o aumento e concentração da precipitação pluviométrica nesta faixa, bem como na direção à montante da BHRB, onde estão os municípios de Itaóca, Ribeira e Barra do Chapéu. A concentração das chuvas no litoral e a gradual diminuição destes totais estão relacionados à continentalidade e à abrangência da ação de brisas marinhas no ingresso de umidade para o interior, e o fortalecimento de sistemas convectivos locais.

Figura 5. Isoietas de chuva média anual (mm) no setor ESB e entorno.

Fonte: DRENATEC (2007). Organizado por Yuri Veneziani

2.1.2. GEOLOGIA

a) Geotectônica de Macroescala

A gênese geológica da BHRB é extremamente complexa e repleta de sucessivos ciclos geotectônicos. A tectônica pré-cambriana regional, que engloba o ciclo brasileiro e suas fases, produziu dobramentos e metamorfismos regionais responsáveis pela formação de diques e complexos de falhas e fraturas, que marcam a bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape e toda faixa atlântica do sul e sudeste do Brasil. Fases de reativação Meso-Cenozoica de antigos falhamentos condicionaram processos hidrogeoquímicos que delinearão as estruturas aflorantes atuais e levaram à morfogênese desse setor do Planalto Atlântico.

Do ponto de vista geológico regional, a bacia hidrográfica do Ribeira de Iguape está inserida na porção meridional do Cinturão Ribeira (ALMEIDA et al., 1981; DE BRITO NEVES; FUCK, 2013) que integra a Província Mantiqueira formada por rochas pré-cambrianas majoritariamente, e, secundariamente, por rochas intrusivas mesozoicas e outras unidades sedimentares e meta-sedimentares fanerozóicas (ALMEIDA, 1983; ALMEIDA et al., 1981).

O cinturão do Ribeira, ou Faixa de Dobramento Brasileiro Ribeira, compreende um largo segmento crustal paralelo à linha costeira em todo sudeste brasileiro, caracterizado por deformação e metamorfização regional durante a Orogenia Brasileiro-Pan-Africana, que se estendeu do Neoproterozoico ao Paleozóico, responsável pela formação de um complexo orógeno colisional intercratônico (Gondwana Ocidental) (FALEIROS, 2008). Segundo THEODOROVICZ; THEODOROVICZ (2007) as fases do Ciclo Brasileiro foram responsáveis pela geração das rochas intrusivas mais antigas

presentes na região, que testemunham, em suas feições de deformação, as sucessivas fases consecutivas de predomínio de tensões distensivas e compressivas correspondentes à Orogenia Brasileiro-Pan-Africana, que resumidamente incluem:

- Fase de predomínio de tensões distensivas pré-cambrianas associada a intenso magmatismo com formação de fossa tectônica e instalação de ambientes marinhos onde hoje está a BHRB. Nestes ambientes, teriam se formado as sequências metavulcanosedimentares do Alto Ribeira
- Fase de predomínio de tensões compressiva (formação da Pangeia) com elevação das sequências vulcanosedimentares e demais rochas ígneas que se metamorfizaram e se deformaram em diferentes graus. Formação de bacias intramontanas e de falhas e fraturas que foram reativadas no Meso-Cenozoico.
- Nova fase distensiva (Separação da Pangeia, há 200mi) com sucessivos eventos magmáticos responsáveis pela reativação de falhas que deram origem a derramamentos basálticos e preenchimentos de diques e sill de diabásico nestas áreas fraturadas.
- Durante o Cenozóico (65 a 1,6mi AP), enquanto o continente Americano se afastava da zona de expansão médio-oceânica, houve a diminuição da atividade tectônica, porém eventos e reativações de falhas produziram abatimentos e soerguimentos relativamente recentes, com a formação de Grábens e áreas elevadas, como a Serra do Mar, estruturas geotectônicas associadas diretamente na formação da BHRB e que explicam a disposição de rochas e estruturas geológicas aflorantes.
- Neste contexto de evolução tectônica de macroescala, deve-se pontuar ainda que a ação de abatimentos e variações climáticas, em distintas fases, levaram à sucessivas variações do nível do mar durante o Cenozóico, com elevações e rebaixamentos que incidiram diretamente na formação das planícies fluviais e marinhas do baixo curso do Rio Ribeira de Iguape. Estas alterações atuaram condicionando períodos de regressão e avanço do mar, modificando, sucessivamente, os níveis de base global dos rios da região, e atuando na formação de depósitos marinhos presentes no terço inferior da BHRB. Autores afirmam que durante uma (ou mais de uma) fase de rebaixamento do nível do mar, entre o Plioceno e Pleistoceno, teriam sido depositados os pacotes conglomeráticos ao longo do médio e baixo vale do rio Ribeira de Iguape. Ao longo do Pleistoceno médio e tardio e todo Holoceno foram depositados os pacotes aluvionares que preenchem as planícies fluviais do rio Ribeira e afluentes.

Por isso, toda faixa do Cinturão Ribeira se expressa na BHRB de modo muito complexo e diverso. Ele compreende diversos blocos retrabalhados de diferentes origens, incluindo rochas antigas de embasamento alóctones, amplas suítes de rochas vulcanosedimentares mesoproterozóicas e neoproterozóicas e suítes granitoides intrusivas de distintas idades.

Os estudos desta complexidade geológica no Vale do Ribeira remontam o fim do século XIX com as descrições de Derby em 1878, porém na literatura específica o consenso das unidades geológicas foi atingido apenas na década de 1990 (FALEIROS; PAVAN, 2013), quando muitas unidades tectonoestratigráficas foram reinterpretadas à luz da concepção de Terreno em geologia, reunidos e explicados no estudo de Faleiros (2008). Segundo este autor, a BHRB compreende sete grandes unidades litoestratigráficas: Rochas intrusivas pré-cambrianas (granitoides sincolisionais, pós-colisionais); Terreno Apiaí; Terreno Embu, Terreno Curitiba, Terreno Luís Alves, Terreno Paranaguá e Sedimentos e rochas sedimentares. As três primeiras são as principais em termos de predominância do embasamento cristalino da BHRB. As suítes graníticas ocorrem de modo preferencialmente alongado, mas podem apresentar-se também em batólitos intraformacionais nos terrenos litoestratigráficos de natureza metamórficas. O Terreno Embu (NE da Figura 6) ocorre apenas no terço inferior da BHRB, mas é fundamental na estruturação das vertentes da margem esquerda do Rio Ribeira de Iguape no setor ESB e de seus afluentes, como o Rio Etá. Os terrenos Apiaí e Curitiba, que integram sequências de

rochas metamórficas vulcanossedimentares, estão delimitados entre si pela Falha e Lancinha, principal macroestrutura tectônica da BHRB, responsável pela orientação geral da rede de drenagem, incluindo do eixo do canal principal do rio Ribeira de Iguape.

Figura 6. Estruturas tectônicas regionais e unidades litoestratigráficas que integram o Cinturão de Dobramentos em seus afloramentos na bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape. Localização aproximada do setor ESB no quadrante nordeste da figura.

Adaptado de FALEIROS; PAVAN (2013).

b) Unidades litoestratigráficas

Rochas intrusivas pré-cambrianas (CPRM, 2016; FALEIROS; PAVAN, 2013): As rochas mais antigas da região compreendem blocos graníticos (sin e pós-colisionais), originadas entre 2.6 bi e 500mi atrás, localizadas nas cabeceiras da BHRB e diversos outros afloramentos significativos, incluindo no médio e baixo Ribeira de Iguape. Elas apresentam feições de superposição dos eventos tectônicos distensivos e compressivos, e foram formadas nos ciclos geotectônica pré-cambrianos e deformadas nas fases distensivas e compressivas das reativações tectônicas citadas nos parágrafos anteriores, e que integram o Cinturão de Dobramentos Ribeira. Essas rochas ígneas estruturam diversos planaltos e serras que

integram as cabeceiras de drenagem da BHRB, as quais compõem o Cinturão Orogenético do Atlântico. Dentre as principais rochas ígneas estão Granitos, Granodiorito, Dioritos, Quartzos e Quartzos Sienitos e, secundariamente, Biotita Granito e Gabros. Estas suítes ígneas são uma das principais formações presentes aos arredores do setor ESB. Expressa-se na região por duas unidades aflorantes principais: Suíte Itapeúna e Granito Votupoca. O primeiro é caracterizado por biotita-granito porfirítico cinza, de ampla heterogeneidade textural, de milonítico a tipicamente ígneo, sendo representada por mozogranito, sienogranito e granodiorito. O segundo é corpo intrusivo na unidade paragnáissica da Formação Turvo-Cajati (Terreno Curitiba), sendo representada por sienogranito róseo a cinza. Estas unidades fazem parte do substrato geológico de algumas das principais serras da região, localizando-se, sobretudo, nas vertentes da margem direita do rio Ribeira de Iguape naquele setor, mas assumem estrutura de batólitos e constituem substratos também de morros da margem esquerda neste setor.

Terreno Apiaí (FALEIROS, 2008): sequências de rochas metamórficas supracrustais de baixo a médio grau metamórfico (Supergrupo Açungui) com idades que vão desde 580 Ma (Neo-proterozóico) à 1500 Ma (Meso-proterozóico). São compostas de associações de ortognaisses migmatíticos e miloníticos. Expressa-se na área de estudo, sobretudo, pela Sequência Serra das Andorinhas, que se alonga desde o município de Iporanga, aproximadamente, até o município de Eldorado, constituindo-se, inclusive, embasamento geológico cristalino de morros localizados em ambos os lados do Rio Ribeira de Iguape no setor ESB, principalmente próximo à área urbana de Eldorado. A Sequência Serra das Andorinhas compreende uma associação clástico-terrágena de baixo e médio grau de metamorfismo, expressando-se por duas unidades básicas: Unidade Metapelítica (filito e xisto carbonático, com intercalações, e associações à quartzo-xisto e quartzito) e Unidade Carbonática (Mármore Tapagem, que pode apresentar formação interdigitado a xistos e filitos carbonáticos). Nesta última desenvolvem-se os principais sistemas cársticos da região, incluindo a Caverna do Diabo.

Terreno Embu (EIRADO; HEILBRON; ALMEIDA, 2006; HEILBRON et al., 2004): associações de grupos e formações de rochas metamórficas com magmatismo granítico, de idades neoproterozóicas, compostas de rochas do tipo ortognaisses migmatítico a mesossoma granito-tonalítico, incluindo xistos, filitos, migmatito, gnaisses migmatizados e lentes quartíticas, anfibólitos e rochas calciossilicatadas. Localiza-se sobretudo na terço inferior da BHRB, e integra o embasamento de parte das vertentes localizadas na margem esquerda do setor ESB.

Terreno Curitiba (FALEIROS; PAVAN, 2013): compreende ortognaisses migmatíticos de formação Paeoproterozóica, mais antiga que as anteriores, com idades que variam de 2100 a 2200 Ma, retrabalhadas no Neoproterozoico. Inclui ainda unidades metamórficas com idades de sedimentação neoproterozóica de baixo (Formação Capiru) e médio grau metamórfico (Formação Turvo-Cajati). Alongam-se desde o norte de Curitiba até o baixo Ribeira, integrando o embasamento das cabeceiras do rio do Turvo e rio Jacupiranga. Na área de estudo estende-se ao sul do setor ESB, em contato direto com os afloramentos graníticos que estruturam as serras e morrarias das vertentes da margem direita do rio Ribeira de Iguape nesse setor.

Terreno Luís Alves e Terreno Paranaguá (FALEIROS; PAVAN, 2013): são terrenos de rochas cristalinas, intrusivas e metamórficas, que integram parte dos interflúvios sul da BHRB, mas não estão diretamente associados à área de estudo. Delimitam-se com o Terreno Curitiba pela Zona de Cisalhamento da Serra do Azeite, e se alongam desde a região leste da Bacia Sedimentar de Curitiba até o sul da cidade de Cajati. O Terreno Luís Alves é um afloramento cratônico relativo à Orogenia Brasileiro-Pan-Africana e é constituída de rochas gnáissico-granulíticas de idade paleoproterozoicas, de até 2720Ma. O Terreno Paranaguá aflora de modo mais alongado com eixo principal obedecendo o cisalhamento regional (SW-NE) e é composto de suítes ígneas de formação granítica, mas com associações a rochas metamórficas

de baixo a alto grau de metamórficos, encaixantes do tipo gnaiss-migmatítico. Elas integram o substrato geológico das serranias litorâneas deste trecho da costa paulista e paranaense, incluindo a Serra da Graciosa, principal exemplar da Serra do Mar neste trecho.

Sedimentos inconsolidados e rochas sedimentares: constituem-se das formações cenozoicas vinculadas aos depósitos flúvio-marinhos que constituem os fundos de vale, cuja ocorrência está concentrada no terço-inferior da BHRB. Na área de estudo, expressam-se por duas unidades principais, a Formação Pariquera-Açu e os depósitos aluvionares quaternários responsáveis pelo soterramento do fundo do Gráben de Sete Barras que se estende longitudinalmente desde a área urbana do município de Eldorado até a área urbana do município de Sete Barras.

A Formação Pariquera-Açu, de idade Neogênica, foi descrita primordialmente por (BIGARELLA; MOUSINHO, 1965a;1965b) como sendo depósitos fanglomeráticos de possíveis leques aluviais coalescentes, que gradam lateralmente para depósitos e de planícies fluviais meandantes e lagos. Afloram em cascalheiras heterométricas que flanqueia o vale do rio Ribeira de Iguape em ambos os lados. Os leques foram descritos como constituídos por camadas de paraconglomerados, lamitos e arenitos que podem apresentar estratificação cruzada tabular. As paleoplanícies de inundação de sistema fluvial meandrante foram descritas como um conjunto de subsistemas deposicionais fluviais caracterizados, principalmente, por bancos de granodecrescência ascendentes, variando de ortoconglomerados a areia, areia a argila laminada e argila sem estratificação. A conservação dos exemplares da Formação Pariquera-Açu decorreu da reativação de falhas normais Miocênicas relacionadas ao Alinhamento Guapiara, indicando origem tectônica sinsedimentar.

Os depósitos aluvionares quaternário compõem-se dos depósitos fluviais e de inundação, majoritariamente de sistemas fluviais meandantes que ocorrem nos fundos de vale, sobretudo no terço inferior da BHRB. Resultam do trabalho fluvial de erosão transporte e deposição, em ampla sorte de sistemas deposicionais atuais e de passado recente, por isso são mineralogicamente heterogêneos, face a diversidade de áreas-fonte (FALEIROS; PAVAN, 2013).

c) Neotectonismo e formações neogênicas no baixo curso do rio Ribeira de Iguape

O setor ESB é seccionado por alinhamento estrutural Guapiara de escala regional (Figura 7), onde se concentram diques de diabásio com sentido preferencial SE-NW, perpendiculares ao eixo de cisalhamento regional representadas no setor ESB e entorno pelas Zonas de Cisalhamento Cubatão, Caucaia e Ivaporunduva, as quais são paralelas entre si e com a Falha de Lancinha, que obedece ao eixo principal do Cinturão do Ribeira. Associado às falhas, diques máficos se desenvolvem perpendicularmente à direção do cisalhamento regional, assumindo orientação NW-SE, que condicionam alguns afluentes do Ribeira de Iguape no setor ESB e arredores constituindo expressão do neotectonismo sobre a drenagem, como o rio Formoso, Córrego do Meio, Córrego da Caratinga, Córrego Itapemirim, na margem direita; e rios Xiririca, Etá, Ribeirão Grande e Ribeirão Areado, na margem esquerda.

O fundo do vale no setor ESB é interpretado como área abatida do Gráben de Sete Barras (MELO; FERNANDES; COIMBRA; RAMOS, 1989); a assimetria entre as bacias dos tributários ao sul (menores em extensão) em relação às de norte sugere basculamento de bloco ou diferença de erosão remontante. Estas estruturas e unidades foram parcialmente detalhadas à 1:100.000 pelo CPRM (CPRM, 2013;2014) (anexo 1, folhas Eldorado Paulista, SG.22-X-B-VI, 2013 e anexo 2, Registro, SG.23-V-A-I, 2014). Melo (1990) foi o primeiro autor discutir o papel do Graben de Sete Barras e da tectônica recente na formação dos pacotes neogênicos de característica conglomeráticas que ocorrem ao longo de todo eixo do canal principal do Ribeira entre os terços médio e inferior da bacia, como a Formação Pariquera-Açu.

Figura 7. Litologia e estruturas neotectônicas do setor ESB e entorno.

Fonte: (CPRM, 2013;2014;2016; SIGRB, 2017). Organizado por Yuri Veneziani.

O Graben de Sete Barras é uma depressão tectônica alongada (SW-NE) situada entre Sete Barras e Eldorado, de 20km de comprimento e 5km largura, correspondente ao fundo vale atual. As bordas desta depressão são bem definida a sul e sudeste pelas Serras e Morros isolados, nos quais as elevações máximas chegam a 120m, na Serra de Votupoca, enquanto as bordas norte e noroeste são menos regulares, com dissecção intensa por rios serranos (MELO, FERNANDES; COIMBRA; RAMOS, 1989). Sua formação compreende alternância de fases trativas e compressivas, relacionados à reativação tectônica Meso-Cenozoica (MELO, 1990). Os indicativos de falhas normais (e algumas inversas) sugerem formação similares aos das bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (MELO; FERNANDES; COIMBRA, 1990).

Associadamente a ele e aos fatores paleoclimáticos desenvolvem-se pacotes sedimentares que, nesta região, são atribuídos à Formação Pariquera-Açu (BIGARELLA; ANDRADE, 1965; BIGARELLA; MOUSINHO, 1965b) e dão origem a terraços altos no setor ESB. O que geólogos e geomorfólogos brasileiros reconhecem e denominam como Formação Pariquera-Açu, Melo (1990) distingue cinco formações (em ordem geocronológica): Formação Sete Barras (Oligoceno/Eoceno), Formação Pariquera-Açu (Mesomioceno), depósitos de cascalho em Nível topográfico Superior de Terraços (Plio-Pleistoceno), depósitos de cascalho em Nível topográfico Intermediário de terraços (Pleio-Pleistoceno) (Figura 8) aos quais atribuiu eventos deposicionais de controle paleoclimático e tectônico. Mais recentes

estão ainda as coberturas holocênicas de planície e baixos terraços. Estas formações destacadas por Melo, não são sobrejacentes e estão dissociadas espacialmente, compondo, cada uma, um compartimento sedimentar distinto.

Figura 8. Formações sedimentares neogênicas identificadas por Melo et al. (1990) na bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape. Escala aproximada 1:500.000.

Organizado por Yuri Veneziani.

- a) **Formação Sete Barras:** Os principais afloramentos ocorrem nas bordas do Graben, concentrando no extremo NE (MELO; FERNANDES; COIMBRA; MORAES, 1989). Suas espessuras superam 15m, e, texturalmente, é caracterizado por rudáceos heterogêneos (filito, quartzo-feldspato), estruturados sobre lamitos basais que também compõe a matriz de cimentação. Apresentam estrutura plano paralela com notável granodecrescência ascendente. Sugere-se predominância de sistemas deposicionais de fluxo denso comandados por gravidade (corridas de lama) em associação com sistemas de tração (canal ou inundação) em sistema de leques aluviais para fluvial entrelaçado. Tende a ser texturalmente é imaturo, indicado por clastos de litologias instáveis, feldspatos e argila esmectita, que sugerem predominância de clima seco em sua formação. Há indícios de contemporaneidade aos pacotes terciários da bacia de São Paulo, Taubaté e Rezende, datando, possivelmente do Oligoceno.
- b) **Formação Pariquera-Açu (MELO, 1990):** Coberturas relativamente delgadas, fanglomeráticas de leques aluviais, planícies meândricas e lagos, de variada faciologia (leques distais, barras de canais entrelaçados, barras arenosas com granodecrescência ascendente típica de planície meândrica, lamitos de várzeas e paleolagos). Seus afloramentos se concentram ao longo do vale de rio homônimo, com 15m de espessura podendo atingir 30m. Segundo o autor, a base deste terraço constitui paleosuperfície plano-paralela e convergente com eixo do vale; enquanto o topo constitui outra paleosuperfície suavizada, subparalela à base, responsável pelo nivelamento de topos de morrotes adjacentes à planície costeira. Isso aponta para um controle topográfico de aplainamento pré-deposicional extenso, seguido de nivelamento erosivo, que dependem de relativa estabilidade tectônica. Sua deposição, portanto, ocorreu sobre atuação de controle topográfico.

c) Formação de Níveis Superior e Intermediário (Formação Eldorado) (MELLO, 1994; MELO et al., 1994)

Estes níveis foram posteriormente agrupados e denominados de Formação Eldorado. Semelhantes em termos estruturais e mineralógicos, guardam similaridades morfogenéticas, diferenciando-se, essencialmente, pela altura relativa ao atual leito fluvial e período formacional, sendo que o nível superior está entre 35 a 70m acima do atual fundo de vale e pode ser Plio-Pleistoceno, ao passo que o nível intermediário raramente supera os 30m e pode ter sido gerado no Pleistoceno. Englobam cascalhos oligomíticos em matriz arenosa e clastos de quartzo, quartizitos subordinadamente rochas granitóides. Apresentam arredondamento de grãos e notável imbricação, podendo apresentar estratificação cruzada. A distribuição textural aponta para predominância de processos de tração associados a barras longitudinais, dunas subaquosas e de fundo canal, elementos que fazem referência a vigência de clima seco e sistemas fluviais entrelaçados. Texturalmente, os sedimentos foram interpretados como mineralogicamente imaturos, levantando a hipótese de nova fase de pedimentação no início do Quaternário, com soterramento e alargamento do vale sob clima seco. Há ainda, sinais de tectônica atuante na elaboração, escalonamento e preservação, devido a marcas de falhas normais e ausência de exemplares a E e NE do alinhamento de Guapiara, supondo-se que este atue na regulação do nível de base regional dos rios Ribeira e Jacupiranga. A concentração e escalonamento no flanco SW do alinhamento é explicado por soerguimento relativo deste bloco em relação ao de NE. A diferenciação topográfica entre os níveis pode resultar de soleiras locais, paleotopografia e tectônicas superimpostas.

d) Pacotes holocênicos: Tratam-se dos sedimentos depositados por condições em fase com o sistema morfoclimático atual. Predominam em todos os fundos de vales e originam-se de diversos sistemas de aluviões de várzea e baixos terraços (menores de 10m sobre o fundo de vale atual). e Suas origens podem datar do Pleistoceno Superior (MELO, 1990). A agregação do nível principal da planície atual e dos baixos terraços em uma mesma unidade sugere cogênese morfológica e indiferenciação espacial em escalas menores. O desnível de 10m sobre o nível médio sugere mudança do equilíbrio fluvial no Holoceno, com reentalhe sobre aluviões quaternárias, em velocidade mais ou menos rápida.

Nenhuma dessas Formações possuem datação absoluta.

Para auxiliar correlação de geoquímica com fontes mineralógicas no heterogêneo contexto litológico, Lopes Jr. (2007) detalhou a geoquímica de rios e sedimentos transportados na BHRB, determinando que, de forma geral, nas condições atuais, há elevado potencial para oxirredução, e que este potencial é ainda mais alto no setor ESB afluentes do Ribeira no trecho, onde o pH é levemente ácido (5 a 8). Este é o único estudo que enfatiza a geoquímica dos corpos hídricos da bacia do rio Ribeira de Iguape de modo sistemático e bem amostrado espacialmente, e por isso foi aqui mencionado.

2.1.3. GEOMORFOLOGIA

A geomorfologia da bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape é marcadamente definida pela diversa e complexa distribuição de rochas metamórficas e intrusivas das faixas de dobramentos do Cinturão Ribeira, bem como pela tectônica pré-cambriana, a de rifteamento e de neotectônica, que, no conjunto, formaram ou definiram as lito-estruturas da faixa atlântica do SE brasileiro. Esses eventos de natureza geotectônica são responsáveis, em escala regional, pelo alinhamento de espigões, morrarias e distribuição de planícies alveolares e *Rifts*, também decorrentes da reativação Meso-Cenozoico que integram a orogenia Brasileiro-Pan-Africana, mencionada no subcapítulo anterior. A faixa do denominado Cinturão Orogenético do Atlântico (que correspondem em termos macroestruturais ao Cinturão Ribeira), no qual se insere a bacia do Ribeira de Iguape, é decorrente de fases tectônicas intensas e longas responsáveis por deformações e faixas de cisalhamento regionais, que datam do Pré-

cambriano médio e superior, e que foram reativadas, em caráter epirogenético, no Jura-Cretáceo e Cenozóico. Estes falhamentos (transcorrentes, normais e localmente inversos) foram os responsáveis pelas escarpas de falhas e embaciamentos, que delimitam as bordas das bacias sedimentares cenozoicas presentes no sul e sudeste brasileiros, como a complexos serranos da Serra do Mar, Mantiqueira e Paranapiacaba, que estrutura uma parte das cabeceiras do rio Ribeira de Iguape em seu setor Paulista (ROSS, 2002). Conforme descreve Riccomini (1989), estas falhas (de direção preferencial SW-NE) frequentemente encerram nas áreas deprimidas que correspondem as Bacias Cenozoicas, onde houve o preenchimento por depósitos lacustres e leques aluviais coalescentes, cujas feições deformacionais indicam sedimentação sintectônica às falhas. Este é o contexto de preenchimento sedimentar das bacias de São Paulo, Taubaté, Rezende, Curitiba e do Baixo Ribeira, onde a depressão tectônica é formada pelo Gráben de Sete Barras na área de estudo. Por este contexto, a BHRB é uma bacia com complexidade e heterogeneidade geológica e, consequentemente, geomorfológica.

Segundo Ross (2002), os sistemas costeiros da Baixada Santista e Litoral Norte no Estado de São Paulo são restritos a faixas estreitas, alongadas e descontínuas, com, no máximo, algumas dezenas de quilômetros de espessura, que acompanham a linha de costa e são sucessivamente interseccionadas por esporões secundários da Serra do Mar. A maior resistência das rochas que estruturam este conjunto, em geral suítes graníticas e quartzíticas, fazendo com que o desenvolvimento de planícies marinhas seja restrito e, em alguns casos, isolados à estas estreitas faixas, que encontram alguma expansão nas regiões dos municípios de Bertioga e de Santos a Peruíbe. A menor resistência das rochas dada concentração de litoestruturas metavulcanosedimentares, que compõem os interflúvios do Ribeira de Iguape, associada à presença de falhas regionais importantes (Falha de Lancinha e Zona de Cisalhamento Cubatão) e blocos abatidos junto a plataforma continental, produziu uma excepcionalidade na faixa litorânea paulista, expressando-se no recuo da escarpa da Serra do Mar a cerca de 100km da linha da costa. Quando comparada às demais bacias hidrográficas litorâneas do sudeste do Brasil, a BHRB é a bacia exorreica mais extensa em área.

Em termos taxonômicos do relevo, segundo o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo (ROSS; MOROZ, 1997), cujo trecho referente ao setor ESB e entorno consta na Figura 9, a BHRB é abrangida pelas seguintes morfoestruturas: Cinturão Orogenético do Atlântico e das Bacias Sedimentares Cenozoicas. A primeira refere-se ao terço montante e parte do terço intermediário do vale do canal principal do Ribeira, e é composta pelos planaltos do Ribeira do Turvo (Rio Turvo é um dos principais tributário do Ribeira de Iguape no terço superior na margem esquerda), Planalto de Guapiara, Planalto de Ibiúna/São Roque e Serra de Paranapiacaba. A segunda morfoestrutura abrange o terço intermediário e inferior do vale do rio Ribeira de Iguape e abrange a Depressão do Baixo Ribeira, além da planície Litorânea Cananéia-Iguape. Esta última, composta por sedimentos marinhos, não é abrangida pela área de estudo e seu entorno.

Os domínios de planaltos são sustentados pelas rochas mais resistentes que integram as unidades litoestratigráficas de natureza ígneo-metamórficas descritas no capítulo de caracterização geológica e que compõe os domínios tectônicos dos terrenos e as suítes de granitoides. As diferenças de resistências das rochas, de suas texturas e estrutura mineral associam-se, diretamente às características de dissecação e entalhamento dos vales fluviais. Os batólitos de granitoides, que contém granitos miloníticos, granitos sienitos e quartzitos, juntamente com as intrusões intracratônicas que deram origem a núcleo de Paranaiss, anfibólios e biotitas gnaisses, sustentam as principais serras do Planalto Ribeira do Turvo (Serra do Cruzeiro e Votupoca na margem direita do rio Ribeira, Morrarias do Abobral na margem esquerda do Rio Ribeira). Neles se desenvolvem morros de topos convexos a aguçados, com elevações que podem superar os 900m de altitude, e vales muito entalhados, com

incisões profundas de mais de 200m de desnível. As vertentes são convexizadas e apresentam declividades que, em alguns locais, podem superar 45°. Algumas regiões do Planalto do Rio Ribeira do Turvo, à montante de Eldorado, desenvolvem-se morros convexizados de topos ligeiramente menos aguçados, que se concentram na faixa altimétrica de 800 a 900m, relativamente mais baixas. Estas regiões tendem a ocorrer nos afloramentos da Sequência da Serra das Andorinhas, unidade metamórfica de calcário e meta-pelitos.

A presença de falhas associadas ao cisalhamento regional e à estrutura abatida do Gráben, influenciaram fortemente o processo de denudação dos morros que compõe os planaltos junto às bordas da área abatida. Nos domínios de unidades aflorantes metapelíticas, com embasamento formado por Xistos, Migmatito e rochas carbonáticas, adjacentes ao fundo do vale estão incorporadas ao que Ross; Moroz (1997) denominou de morfoescultura da Depressão do Baixo Ribeira onde se desenvolvem Colinas e Morrotes muito convexizados, com topos nivelados a, aproximadamente 30 a 80m de altitude, interflúvios convexizados a aplainados, com distância interfluvial de 250 a 750m, em alguns casos superando 1500m, e profundidade dos vales na ordem de 50m de altura, que definem declividades em geral abaixo de 20%. A dissecação demonstra-se tão intensa nestas áreas que alguns exemplares de morrotes tem todo seu entorno erodido e se desconectam do sistema de formas semelhantes, permanecendo isolados e circundados pelos fundos de vales planos do Ribeira de Iguape e afluentes.

Figura 9. Geomorfologia regional do setor ESB e arredores, segundo mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo elaborado por Ross; Moroz (1997), em escala original 1:500.000. Escala de representação 1:500.000.

Organizado por Yuri Veneziani.

Além das unidades metapelíticas, as Colinas e morrotes convexizados da Depressão do Baixo Ribeira se estruturam sobre formações plio-pleistocênicas dos terraços formados pelas cascalheiras heterométricas que compõe as formações terraceadas Cenozóicas, a saber: Formação Sete Barras, Formação Pariquera-Açu e Formação Eldorado, identificadas e caracterizadas por (MELO, 1990), conforme item anterior.

As colinas que se constituem sobre este substrato podem estar em faixa altimétrica ligeiramente inferior às colinas formadas no embasamento cristalino, apresentando, ainda, interflúvio de tendência aplainada e alongada, com topo de até 2500m de extensão e declividades inferiores a 8°. Pela similiaridade das formas resultantes, Ross (2002) afirma que a distinção dos materiais pela forma

assumida das colinas e morrotes não é facilmente observada em cartas topográficas e imagens de radar, sendo facilmente confundidas as formas estruturas sobre cascalheiras, com aquelas formadas sobre os xistos, filitos e migmatito que predominam nas colinas da Depressão do Baixo Ribeira. Espessos mantos de alteração desses materiais revelam ainda veios de quartzo que formam camadas de seixos sub-angulosos em matriz argilosa de solos cambissolos e podzóis. Em casos específicos, estas linhas pedra são interpretadas como acamamentos conglomeráticos mal definidos de remanescentes dos terraços altos, reafirmando a dificuldade de distinção dos materiais que dão origem a formas semelhantes. Por essas razões, e dada a escala menor do mapeamento apresentado por Ross; Moroz (1997), que abrange todo o Estado de São Paulo, os altos terraços não são singularizados como palepavimentos fluviais, mas como colinas da Depressão do Baixo Ribeira. Em termos processuais, estas formações terraceadas sustentam compartimentos de superfícies aplainadas e desmanteladas pela drenagem de tributário de menor ordem que drenagem neste trecho.

O compartimento das planícies fluviais do baixo Ribeira, que também integra a morfoescultura da Depressão do Baixo Ribeira abrange a área de estudo e contempla a área de mapeamento geomorfológico da presente pesquisa. É formada por extensa área aplainada, com declividades em geral abaixo de 2°, cuja gênese e evolução estão relacionadas ao sistema fluvial meandrante que se desenvolveu ao longo do Holoceno, e por isso estende-se longitudinalmente junto ao eixo principal do vale do canal principal do Rio Ribeira de Iguape. No interior deste compartimento, ampla gama de morfologias fluviais se desenvolve, relacionada ao trabalho fluvial, erosivo e deposicional, que inclui, sobretudo, os processos de migração lateral dos canais fluviais e de inundação (ROSS; MOROZ, 1997).

O aprofundamento dos vales, sobretudo nas unidades do Planalto do Ribeira do Turvo definindo importantes incisões fluviais possui componente geológica estrutural e litológica fundamental anteriormente ressaltado, mas outra componente associada ao intemperismo físico-químico, cujo papel é destacado por Ab'Saber (1972) e Ross (2002). Segundo estes pesquisadores, a ação intempérica desse entalhamento é resultante dos elevados índices pluviométricos e de variações climáticas significativas pelas quais a bacia hidrográfica do Ribeira de Iguape esteve submetida ao longo do Meso-Cenozoico. Desta maneira, o repronunciamento dos talvegues é uma das morfologias que expressa a transição de paleoclimas mais secos para mais úmidos, enquanto a agradação dos fundos de vale, sobretudo por pacotes rudáceos de leques aluviais, decorre da transição de climas úmidos para semiáridos. Em relação a tal preenchimento, Ab'Saber (1972) afirmou que o entulhamento dos vales contribuiu na formação das superfícies de aplainamento do baixo Ribeira, identificado e descrito por Bigarella (2007), inicialmente, como pedimento Pd1, relativo aos depósitos da Formação Pariquera-Açu, recuperados e detalhados posteriormente por Melo (1990). Este aspecto foi previamente descrito no subcapítulo anterior de geologia, no que tange à caracterização neotectônica e formações dos fundos de vale.

Em termos hidrográficos, as cabeceiras principais do rio Ribeira de Iguape estão no município de Ponta Grossa (PR), a 900m de altitude, e sua foz em Iguape (SP), percorrendo aproximadamente 440km e recebendo contribuição de numerosos rios, dentre os mais importantes estão Açungui, Turvo (terço superior), Ribeira Grande, Pardo, Taquari (terço médio), Etá, Juquiá e Jacupiranga (terço inferior) (Figura 10). O desnível topográfico somado ao aporte hídrico das chuvas intensas da região lhe confere capacidade de entalhe e erosão remontante, favorecendo recuo e capturas dos rios do planalto. As cabeceiras localizadas no planalto do rio do Turvo e reverso da Serra de Paranapiacaba são indícios deste desenvolvimento por capturas.

O sistema hidrográfico atual exprime os traços estruturais da área. Os eixos do Ribeira de Iguape, São Lourenço e Juquiá se definem pela Zona de Cisalhamento Cubatão e pelo Graben de Sete Barras. A jusante da cidade de Sete Barras o rio Ribeira sofre marcante inflexão para NW-SE, sugerindo

condicionamento estrutural do Alinhamento de Guapiara, trecho que se desenvolve caracteristicamente até Registro (MELO, 1990).

Figura 10. Perfil longitudinal do rio Ribeira de Iguape e seus principais afluentes, com as divisões dos terços indicadas por asteriscos.

Fonte: SRTM (MIRANDA, 2008) e base hidrográfica vetorial 1:100.000 IBGE atualizada obtida no SIGRB (2017).
Organizado por Yuri Veneziani.

Ao longo do perfil longitudinal do canal principal, a declividade modifica-se significativamente, com maiores inclinações no terço superior e menores no terço inferior. Essa variação, observada no conjunto do canal principal e seus afluentes, aparenta gradação uniforme, porém, se tomada em detalhe, em diversos segmentos do canal principal, e de seus tributários, nota-se rupturas de declividades importantes, hora positivas (de declividades maiores para menores) definindo concavidades, hora negativas (de declividades menores para maiores) definindo convexidades. As rupturas de declividade são variações abruptas da inclinação, sejam elas positivas ou negativas. As rupturas convexas mais significativas são observadas nos afluentes Rio Açungui e Rio Pardo, coincidindo com as soleiras formadas no limite da borda do domínio de Planalto com o *front* escarpado serrano, onde desenvolvem declividades mais elevadas. As rupturas côncavas mais significativas tendem a ocorrer nos terços inferiores dos afluentes, próximo à confluência com o nível de base regional formado pelo rio Ribeira de Iguape.

Quanto ao canal principal, destacado em azul claro, os terços superior, médio e inferior foram delimitados levando em consideração a variação da declividade e a existência de elementos estruturais marcantes que respondessem por tais variações. O terço superior estende-se das cabeceiras no planalto do Ribeira-Turvo, em Ponta Grossa, até o município de Rio Branco do Sul, ainda no Estado do Paraná, com uma amplitude altimétrica de, aproximadamente, 510m em uma distância de cerca de 60km (em rio). As declividades neste trecho são elevadas e possuem média de $\approx 8,4\text{m/km}$. O terço médio do canal principal se estende do município de Rio Branco do Sul até a região do setor ESB, no município de Eldorado. Neste trecho a amplitude é de 355m, aproximadamente, percorridas em 251km de extensão, definindo uma declividade média do trecho de $1,4\text{m/km}$ de rio. O terço inferior se estende do município

de Eldorado à foz no Oceano Atlântico. Neste trecho final o gradiente é muito baixo, já que a amplitude é de cerca de 20m apenas e a distância percorrida pelo rio é de, aproximadamente, 125km, resultando em uma declividade na ordem de 0,2m/km.

O terço superior do rio Ribeira de Iguape apresenta uma série de variações significativas de declividade, tal como seus tributários neste trecho (rio Açungui, rio Pardo e Rio Turvo), destacados anteriormente. Esta variação que corresponde a sucessivas mudanças no nível de base, exprimem o controle estrutural neste trecho que é realizado pela variação litológica aflorantes entre suítes graníticas intracratônicas sincolisionais e sequência vulcanossedimentares de baixo e médio grau de metamorfismo do Terreno Apiaí; mas também por fissuras vulcânicas preenchidas que deram origem a diques de basalto e diabásio, em direção perpendicular ao cisalhamento regional. No terço médio os afluentes da margem esquerda do Ribeira de Iguape, que nascem no *front* da Serra de Paranapiacaba e São Lourenço, são mais curtos e de declividade elevadas, atingindo até 19m/km), ao passo que os da margem direita tendem a ser mais longos, com cabeceiras nos planaltos do nordeste paranaense, possuem menores declividades médias. Estes rios se estruturam em batólitos graníticos e quartzitos que afloram na Escarpa de Falha da Serra de Paranapiacaba. O Rio principal neste terço drena, a maior parte de seu percurso, unidades metapelíticas Sequência das Andorinhas e unidades calco-vulcânicas, constituídas de xistos, filitos e rochas calcárias. O terço inferior, onde está localizado a o setor ESB, abrange às confluências dos rios Taquari, Etá e Juquiá. Estes rios possuem cabeceiras à aproximadamente 800m e percorrem cerca de 30km até suas confluências, apresentando semelhantes perfis longitudinais com trecho montante encachoeirados e ruptura côncava próximo ao nível de base regional. O canal principal do Ribeira de Iguape, desde Eldorado até sua foz, drena, a maior parte de sua extensão, sedimentos quaternário de origem flúvio-marinha. Por fim, os rios do terço de jusante (Juquiá, Jacupiranga e Pariquera-açu) também nascem no *front* da Serra do Mar, mas na confluência com o Ribeira de Iguape configuram-se como rios de planície, com padrão meandrante e baixas declividades.

2.1.4. PEDOLOGIA

A elevada precipitação anual, associada ao clima tropical úmido e a vegetação de Floresta Ombrófila Densa e Floresta Ombrófila Mista, respondem por veloz desenvolvimento pedogenético, com espessos mantos de alteração mesmo em áreas de maiores declividades. Para a BHRB inexistem pesquisas publicadas que definam e caracterizem detalhadamente os solos. Contudo, com base no contexto geológico-geomorfológicos e nos mapas pedológicos regionais (IAC, 1999), pode-se generalizar que os processos pedogenéticos atuam em taxas muito variáveis, que implica ampla gama de tipos de solos e graus de desenvolvimento pedogenético (Figura 11).

As coberturas pedológicas mais abundantes são os Podzóis, Cambissolos, e, em menor proporção, solos Orgânicos Álicos, Latossolos Amarelos Álicos, solos Gleizados e Neossolos quartzarênicos (estes últimos não mapeados)

Os Podzóis ocorrem em diversos subtipos, sendo o mais frequente o solo Podzólico Vermelho-Amarelo Álico que ocorrem nas vertentes e topos das colinas e morrotes convexizados dos interflúvios em ambos os lados do vale, associando-se espacialmente aos xistos aflorantes das formações metapelíticas do Terreno Curitiba, sobretudo na margem esquerda; e à metamórficas de médio e alto grau de metamorfismo na margem direita, como Gnaisses e Biotita.

Os solos cambissolos ocorrem, assim como o anterior, em diversos subtipos, sendo os mais abundantes no setor ESB e arredores coberturas de Cambissolo álico e Cambissolos Eutróficos, os quais ocorrem em locais totalmente distintos. Os primeiros concentram-se nos morros e serras dos interflúvios em ambos os lados do vale do Ribeira, associando-se às regiões com relevo com maior grau

de incisão fluvial, sustentados por suítes ígneas formadas por rochas resistentes como blocos de granitóides, monzogranito e quartzo sienitos. Como exemplares destas ocorrências preferenciais estão as Serras do Cruzeiro e Votupoca, na margem direita do canal principal, e Serras do Taquari e do Abobral na margem esquerda. Os Cambissolos Eutróficos estão associados aos solos Orgânicos Álicos, os quais, segundo o mapeamento do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC, 1999), ocorrem no fundo de vale do canal principal, distribuindo-se longitudinalmente em associação ao eixo do canal principal.

Figura 11. Coberturas pedológicas no entorno da área estudada, segundo Mapa de Solos do Estado de São Paulo, elaborado em escala 1:500.000. Escala de representação 1:300.000.

Fonte IAC (1999). Organizado por Yuri Veneziani.

Os solos Orgânicos Álicos ocorrem nas planícies de inundação das adjacências com o sistema interfluvial, associando-se às bacias de decantação e subsistemas da planície de inundação que tendem a ser mais sujeitas ao represamento, drenagem deficitária e a regimes de saturação oscilantes e sazonais. Os Cambissolos Eutróficos restringem-se à uma faixa mais próxima de ação do canal fluvial, definida por uma largura igual à amplitude do meandramento presente, área sujeita à ação fluvial. Ao mesmo tempo, os Cambissolos Eutróficos ocorrem também nos topos das colinas sustentadas pelas cascalheiras dos compartimentos terraceados altos da Formação Eldorado. Estes solos são constituídos de Horizonte A orgânico espesso e B textural argiloso, incipiente e constantemente remobilizado.

Estão presentes ainda, o Latossolo Amarelo Álico com A de textura argilosa e B textural heterogêneo, cujas abrangências mapeadas pelo IAC também se correlacionam a diversos compartimentos da Formação Eldorado. Segundo Theodorovicz; Theodorovicz (2007), devido à heterogeneidade da composição mineralógica e granulométrica, estes solos apresentam enorme

variabilidade textural, estrutural e de desenvolvimento pedogenético, este dependente das características predominantes das características da camada sedimentar aflorante. Em geral, sobre a Formação Eldorado desenvolvem-se solos argilosos, ou mesmo arenosos a pedregosos, pobres em matéria orgânica sobretudo no horizonte A.

Complementarmente, nos afloramentos da Formação Eldorado observados em campo, observou-se a formação de solos rasos com menos de 20cm de espessura, sobre manto de alteração espesso formado sobre o material rudáceo, com muitas descontinuidades texturais e baixo acúmulo de matéria orgânica, definindo perfil mineralógicos heterogêneos e incipientes. Os solos nestes setores podem ser classificados ainda como Neossolos Litólitos.

Por fim, de forma menos recorrente, mas de importância para o setor estudado, desenvolvem Gleissolos nos fundos dos vales de afluentes do Ribeira de Iguape (IAC, 1999) e Neossolos Quartzarênicos Arenosos, sobretudo nas barras fluviais. Os solos das planícies são, habitualmente, inconsolidados e sem estrutura pedológica marcada, heterogêneos e variáveis em função de sua posição geomorfológica na planície e do regime de saturação, desenvolvendo diferentes níveis de hidromorfia (THEODOROVICZ; THEODOROVICZ, 2007). Em sistemas relativamente melhor, como diques fluviais, cordões arenosos ou terraços baixos, os solos em desenvolvimento tendem a apresentar matriz oxidada, de tom bruno-avermelhado, com feições redox do tipo massa, alaranjados em pátinas, de baixo contraste. Em muitos casos, os solos desenvolvidos nestes compartimentos apresentam atributos de cambissolos. Nos sistemas com drenagem deficiente, como depressões na planície, meandros abandonados e *backswamps*, são mais típicos os atributos dos gleysolos ocorrendo matriz reduzida ou com depleção de ferro, assumindo coloração acinzentada, por vezes esverdeada, com notórias feições redox do tipo revestimento, vermelho a alaranjado, de alto contraste.

2.1.5. VEGETAÇÃO

A faixa atlântica brasileira é marcada por Florestas Pluviais de elevada biodiversidade, a qual se estende desde a Zona da Mata Nordestina, passando pelo recôncavo bahiano, alongando-se pelos Mares de Morros do Estado de Minas Gerais, São Paulo e Paraná, interiorizando-se sobre as Depressões Periféricas e Planaltos Ocidentais da Bacia do Paraná, e atingindo a porção sul-oriental do Estado de Santa Catarina (AB'SABER, 2008). Este domínio morfoclimático é caracterizado por sua extensão longitudinal e azonalidade climática, ou seja, não ocorre em dependência zonal (ou equatorial) como a Floresta Amazônica, vinculando-se mais especificamente aos totais pluviométricos acima de 1500mm anuais, embora em muitas regiões com média anual abaixo de 1300mm no Estado de São Paulo, Minas Gerais e Bahia podem ocorrer Mata Atlântica em contato com outros domínios fitogeográficos. Neste macrocontexto, a bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape é totalmente abrangida por este domínio e suas fitofisionomias associadas (AB'SABER, 2003).

Dentre as fitofisionomias de Mata Atlântica, a que engloba de modo mais abrangente a BHRB é a de Floresta Tropical Úmida (ou Floresta Ombrófila Densa), cuja espacialidade corresponde aos planaltos (Curitiba, Ribeira-Turvo e Apiaí) onde se localizam as principais cabeceiras da bacia hidrográfica, toda a região serrana (Serra de Paranapiacaba e maciços isolados) nos quais se encontram diversos afluentes importante, sobretudo da margem esquerda do Rio Ribeira de Iguape, no conjunto de colinas e morrotes da Depressão do Baixo Ribeira, descrito e discutido em subitem anterior de geomorfologia regional; e, também nos fundos de vale, sob domínio fluvial, ocupando áreas úmidas e alagadas. Dentro do conjunto de fitofisionomias de Mata Atlântica, além da Floresta Tropical Úmida, na BHRB em região próxima à costa Atlântica, à jusante do município de Registro, predominam vegetações arbustivas de Restinga e Mangue, associadas às Planícies Marinhas. Estas últimas fitofisionomias arbustivas

dependem fundamentalmente da influência realizada pela da variação do regime de saturação hídrica por marés e, no caso de manguezais, da ação mecânica, inclusive, das marés (LIMA, 2014), de modo que ocorrem apenas onde esta influência é presente, por isso não ocorrem no setor ESB e arredores.

A estrutura arbórea predominante, a arquitetura vegetativa característica e as espécies mais abundantes, em cada região da BHRB se desenvolve de maneira distinta, e, internamente, diversas variações do Domínio Tropical Atlântico podem ocorrer. Nos fundos de vale, por exemplo, vegetações de estrutura arbórea tendem a ocorrer sobre os diques fluviais, enquanto nas bacias de inundação, que, caracteristicamente estão articuladas ao reverso do dique, podem ser ocupadas por domínios de estrutura arbustiva, isso ocorre em função, sobretudo, condição de drenagem, disponibilidade hídrica e tempo de saturação hidrológica de cada uma das morfologias. Portanto, na escala local (>1:25.000) as variações da vegetação se associam às variações geomorfológicas nos fundos de vale. Contudo, parte das formações vegetativas nativas no setor ESB e arredores foram descaracterizadas pela ocupação antrópica, apresentando-se, hoje, como matas secundárias em diferentes estágios sucessionais, o que implica que, as variações relativas à posição, à associação com sistemas geomorfológicos, entre outros, tenham que ser cotejadas com estes estágios sucessionais dos fragmentos remanescentes.

Vale pontuar brevemente que, desde o século XVIII, a região de Eldorado e Iporanga vem sendo lentamente ocupada por usos antrópicos, sobretudo relativos à agricultura, o qual se expandiu, prioritariamente, nos setores marginais dos rios e nas áreas de morrotes e colinas convexizadas da Depressão do Baixo Ribeira, de onde as matas nativas foram retiradas em quase sua totalidade. É devido a este processo, que atualmente, as colinas e parte da planície de inundação abrangida pelo setor ESB e arredores, permanecem fragmentos de vegetação nativa em estágio avançado ou em estágio secundário de regeneração. Atualmente, o uso da terra dominante no setor ESB, e no baixo Ribeira de modo geral, é de cultura perene, em que se destacam o cultivo de Banana e de Palmito-Juçara. Aspectos diretamente relacionados ao uso da terra antrópico serão melhor desenvolvidos em subcapítulo seguinte.

Em termos dos remanescentes florestais de Mata Atlântica, a BHRB é uma das bacias hidrográficas presentes no Estado de São Paulo que contém maior percentual de área com cobertura vegetal nativa, com cerca de 12.256km², aproximadamente 70% de sua área total (PANAPANÁ, 2016). Neste contexto de conservação das matas nativas, a BHRB integra o maior contínuo florestal do domínio morfoclimático Tropical Atlântico do Brasil, fazendo parte de uma extensa área que se alonga desde a Serra da Bocaina (nordeste do Estado de São Paulo) até o planalto de Guapiara (norte do Paraná), grosso modo, acompanhando os conjuntos serranos que integram o complexo da Serra do Mar. A maior parte deste amplo fragmento de Mata Atlântica está contida em diversas Unidades de Conservação de Proteção Integral.

No setor ESB e arredores, são três tipos de formações vegetativas de Mata Atlântica remanescentes, segundo o Instituto Florestal do Estado de São Paulo (IF-SP, 2010): Floresta Ombrófila Densa primária ou estágio avançado de regeneração, Floresta Ombrófila Densa em estágio secundário de regeneração, e Formações arbustivo/herbácea características de várzeas ou áreas constantemente úmidas (Figura 12). A legenda apresentada pelo Instituto Florestal se baseou no projeto RadamBrasil e o mapeamento foi elaborado a partir de interpretação de produtos de sensoriamento remoto por meio de classificação supervisionadas de imagens orbitais dos satélites LANDSAT 5 e 7 para o período de 2000-2001 (escala aproximada 1:50.000) e fotografias aéreas de voo efetuado em 2000- 2001 (escala 1:35.000).

Os remanescentes de Floresta Ombrófila Densa são, em sua maior parte, relativa ao estágio médio ou secundário de regeneração, dispersando-se pelos sistemas interfluviais das morrarias e

colinas da Depressão do Baixo Ribeira, sobretudo na margem esquerda do rio Ribeira de Iguape, muitos deles conectando-se ao maciço florestal que se alarga no flanco sul da Serra de Paranapiacaba.

Os fragmentos de Floresta Ombrófila Densa em estágio avançado podem, em alguns casos, coincidir com matas primitivas, porém esta distinção não consta no material publicado pelo Instituto Florestal. Estes fragmentos se concentram na escarpa da Serra de Paranapiacaba (a norte), e topos das serras de Taquari (a oeste), Lageado e do Cruzeiro (ambas a sul), além de pequenos fragmentos em esporões secundário destas serras e na Serra das Laranjeiras, no município de Sete Barras.

As Formações Arbustivas de Várzeas constituem as fitofisionomias associadas aos fundos de vales dos principais sistemas de planície de inundação, estendendo-se nos eixos dos rios principais e alargando-se em correlação espacial com os domínios de planícies destes rios. Os maiores fragmentos destas fitofisionomias são observados na planície do rio Quilombo e Juquiá, tributário do rio Ribeira de Iguape na margem esquerda, cujas confluências constam à nordeste na Figura 12. Dentro do setor ESB, esta é, evidentemente, a fitofisionomia que mais ocorre, ainda que, neste local em específico, conste apenas como pequenos fragmentos isolados. No mapeamento do Instituto Florestal de São Paulo, devido à resolução espacial das imagens utilizadas como base para o mapeamento, fragmentos menores de 0,1ha ($\approx 900\text{m}^2$) ou, cuja largura é inferior a 30m, são desconsiderados na classificação. Por isso, as vegetações hidrófilas presentes, sobretudo, nos subsistemas de maior saturação hídrica dentro da planície de inundação, não constam nesse produto.

Figura 12. Remanescentes florestais na Área de Estudo, com base no Inventário Florestal do Estado de São Paulo. Escala aproximada 1:500.000.

Fonte: IF-SP (2010). Organizado por Yuri Veneziani.

No setor ESB em específico, trabalho detalhado das formas de vegetação associadas aos diferentes níveis topográficos e sistemas geomorfológicos da planície de inundação foi conduzido por Santana (2008). Este autor inventariou 3 tipologias de plantas nativas e imediações: macrófitas (adaptadas a ambientes aquáticos, e.g. aguapé e ninféia), plantas fixas no substrato úmido à encharcado (e.g. lírio-do-brejo, taboa, capim flecha, cipreste), e plantas de matas paludosas (e.g. caixeta). As primeiras ocorrem em locais onde se formam lagos permanentes, como em lagos em formas de ferradura, dentro de paleomeandros, *backswamps* e, ocasionalmente, nos pequenos remansos formados na confluência dos tributários do rio Ribeira de Iguape. As Plantas de substrato úmido à encharcado e as matas paludosas possuem estrutura herbácea, com algum predomínio de gramíneas

capazes de persistir à acidez e à saturação hídrica que definem solos Gley e Cambissolos Álicos a Tiomórficos. O autor ressaltou ainda que as espécies que integram estes grupos e que tendem a permanecer mais próximas ao rio possuem folhas filiforme e eretas, enquanto as latifoliadas recuam-se a setores melhor drenados (terraços e interflúvios).

2.2. ASPECTOS POPULACIONAIS

a) Perfil Demográfico

A BHRB possui população estimada em 991.948 habitantes (2012) dos quais 366.034 (37%) nos municípios paulistas (SEADE, 2013) e 625.914 no Paraná (IPARDES, 2013), com Taxas Geométricas de Crescimento Anual (TGCA) de 1,49% e 0,24%, respectivamente. As populações estimadas pelo SEADE, em 2018, para Eldorado e Sete Barras foram de 15.072 e 12.654 habitantes e densidades demográficas baixas, de ≈ 9 hab./km² e ≈ 11.91 hab./km². O TGCA para Eldorado é de 0,36% e para Sete Barras é - 0,52%, representando diminuição da população, tendência observada em outros municípios da BHRB.

Em média, cerca de 70% da população do Vale do Ribeira se concentra nas áreas urbanas (SEADE, 2013). Nos municípios de Eldorado e Sete Barras as taxas de urbanização são na ordem de 49,2% e 55,3%, respectivamente, que refletem a estrutura econômica baseada em serviços de baixo grau de complexidade, indústrias de mineração e atividades agropecuárias, além do turismo e da pesca. Com isso, a diversidade e o crescimento econômicos são limitados, determinam IDHMs baixos de 0,691 e 0,673 em Eldorado e Sete Barras, respectivamente (MACEDO et al., 2015).

b) Uso da terra

Atualmente, o uso da terra da BHRB caracteriza-se pela agricultura e atividade pecuária de pequeno porte que ocupam grandes extensões, sobretudo no terço superior do Ribeira de Iguape, ainda em território paranaense, com plantações de algodão mecanizadas, e no terço inferior extensivo plantio de bananas e palmitos. As cidades do baixo Ribeira, dentre elas Eldorado e Sete Barras, apresentam, atualmente, os mais baixos índices de urbanização, além de se caracterizarem pela redução demográfica promovida pela migração regional sobretudo da população economicamente ativa (SEADE, 2013).

A ocupação do vale do Ribeira se inicia no século XVI com a fundação das vilas de Cananeia e Iguape, na costa brasileira. Em particular na região dos municípios de Eldorado e Sete Barras, a ocupação remonta os séculos XVIII e XIX com a garimpagem de ouro de aluvião, feito em pequena escala e com trabalho escravo (PINTO, 2007). Segundo esta autora, as primeiras explorações do ouro ocorreram em seguida à fundação daquelas vilas, em meados do século XVI, quando se determina o início do ciclo do ouro na região com a identificação das primeiras jazidas na região de Apiaí, Iporanga e Eldorado. Durante este período de início da exploração foram fundadas as vilas que funcionavam como apoio logístico para exploração, distribuição e registro do minério retirados, além de abrigarem serviços e mercadorias que viabilizassem a exploração. Estas vilas, mais tarde, tornaram-se os centros urbanos dos municípios do Vale do Ribeira.

O ciclo do ouro no vale do Ribeira durou até, aproximadamente, o século XVIII, quando jazidas maiores e mais promissoras foram identificadas no Estado de Minas Gerais, levando à uma emigração dos exploradores do Vale do Ribeira e à derrocada daquela fase econômica, que coincidiu com a diminuição das quantidades de ouro extraído das jazidas do médio e baixo Ribeira de Iguape, o que gradativamente contribuiu para a inviabilidade econômicas da exploração do minério e à desaceleração do crescimento das vilas do Vale do Ribeira.

Ao longo do século XVIII e início do século XIX, como alternativa econômica, as vilas localizadas no baixo curso do Rio Ribeira de Iguape passaram a desenvolver a indústria naval com construção de barcos. Porém, o que marcou a economia do Vale do Ribeira após o final do ciclo do ouro, foi o início da instalação de uma economia baseada na agricultura, sobretudo ligada à plantação de arroz, e com utilização de mão de obra escrava. O aumento da demanda exigiu a abertura do porto de exportações em Iguape, o que perdurou até finais do século XIX, a abolição da escravatura ligada à dificuldade de mobilizar insumos suficientes para manter a produção arrozeira, levaram à derrocada deste plantio. Também durante o século XIX iniciou-se a exploração do minério de chumbo no médio terço do rio Ribeira de Iguape (D'ORLAN, 1837), intensificado e expandido ao longo do século XX, juntamente com a mineração de zinco e prata. Dentre as explorações mais importantes, está a refinaria Plumbum (prata e chumbo) que operou de 1954 a 1995, no município de Adrianópolis, terço médio do Ribeira de Iguape, a aproximadamente 150km à montante de Eldorado. O encerramento da exploração ocorreu com o esgotamento das jazidas e deixou passivos ambientais importantes, com enormes riscos de contaminação direta por ar e água, e indireta por ingestão de alimentos plantados em solos contaminados (CUNHA, 2003). Estes passivos levaram a contaminação de corpos hídricos e pessoas no final do século XX (SAKUMA et al., 2010), associados à poluição por arsênio (mineral arsenopirita) associada à exploração do chumbo (LOPES JR, 2007).

As atividades mineiras frequentemente introduzem resíduos de seu processo produtivo ou subprodutos do beneficiamento do minério nas bacias hidrográficas abrangidas, os quais podem permanecer anos no ambiente e percorrer quilômetros, a partir da estocagem destes resíduos em sistemas geomorfológicos como as planícies fluviais e os estuários marinhos (CORREDEIRA; ARAÚJO; JOUANNEAU, 2008; JOHNSON; PETERSON; OLSEN, 2005).

Tal contaminação foi estudada também por GUIMARÃES (2007), que obteve concentração de Pb (Zn e Cu também foram estudados) nos rejeitos de minerações na ordem de 30 vezes maior do que o limite estabelecido pela norma ABNT NBR 10.005, configurando perigo de contaminação. Segundo a autora os maiores teores de contaminação em sedimentos foram observados à altura de Iporanga (135mg/kg) e no estuário em Iguape (124mg/kg). Níveis de contaminação por Pb também foram reportados para carapaças e tecidos de bivalves coletados no estuário, na ordem de 2.41µg/g⁸. A autora conclui que a bacia hidrográfica segue em processo de contaminação por rejeitos e escórias das minerações, sem sinais de depuração significativos.

Estudando a foz do Ribeira de Iguape, MAHIQUES et al. (2012) encontraram contaminação por Pb e As em testemunhos coletados nos sedimentos que formam o estuário onde se localiza o canal do Valo Grande, a mais de 100km em rio do setor ESB e 200km dos centros de mineração de Pb mencionados anteriormente. Esta contaminação, obtida por fluorescência a raios-X (XRF), foi detalhada verticalmente pelos autores, e utilizada como marcador cronológico indicador do início e fim da exploração mineira de chumbo.

Na presente pesquisa, o reconhecimento da abundância deste elemento químico, em geral minoritário nos sistemas ambientais, é fundamental pois pode apoiar cronologicamente as análises dos testemunhos sondados e, sobretudo, dar indicativos das características da sedimentação e estocagem de material em diferentes compartimentos da planície de inundação. Adicionalmente, pode auxiliar na análise da conservação das estruturas sedimentares, oferecendo mais informações a respeito da viabilidade de reconstituições paleogeográficas.

⁸ Valor de referência da Anvisa para peixes e produtos de pesca é de 2µg/g. A pesquisadora ainda verificou contaminação por Cu, Zn, Cd, e Cr nestes bioindicadores.

Após o fim do plantio de arroz, instalou-se no Vale do Ribeira a estrutura agrícola que ainda hoje é predominante. Conforme mencionado anteriormente, o uso da terra atual dominante no baixo Ribeira, é de cultura permanente, destacando-se a bananicultura em mais recentemente, vem se expandindo o cultivo de Palmito-Juçara. O cultivo da banana no vale do Rio Ribeira de Iguape data de início do século XX, impulsionada pela abertura de estradas e asfaltamentos das vias já existentes (ARRUDA; PEREZ; JUNIOR, 1993).

No Brasil, o plantio de banana do Vale do Ribeira é o maior em área plantada (30 mil há, cerca de 6% da área plantada de banana no país) é um dos mais importantes em volume de produção, juntamente com o sul da Bahia e o centro-sul de Santa Catarina, tendo produzido mais de 810mil toneladas da fruta em 2012, que corresponde a aproximadamente 11% do total de bananas produzidas no país. No Vale do Ribeira, a banana é responsável por mais de 60% do valor de produção agrícola, sendo o cultivo que mais demanda insumos e serviços, contribuindo para dinamizar a economia da região, ainda que esta região apresenta baixo grau de tecnificação (MATTHIESEN; BOTEON, 2003). A bananicultura recobre quase a totalidade do setor ESB, ocupando as planícies de inundação e baixos terraços do rio Ribeira de Iguape e afluentes, aproveitando o terreno aplainado e solo orgânico para realizar o plantio de bananas até os limites com o canal fluvial.

Algumas exceções são as áreas nos fundos de vale planos utilizados para pecuária bovina e bubalina de pequena expressão econômica, que ocupam $\approx 15\%$ dos municípios de Eldorado e Sete Barras (CPLA/SMA, 2013). Os pastos para a pecuária se concentram nos locais mais frequentemente saturados da planície, onde a permanência da água em superfície impede o plantio de banana. Neste sentido, as características de uso da terra nas áreas de planície de inundação são indicadores confiáveis de tendências hidrodinâmicas de processos de saturação na superfície, sendo, consequentemente, indicadoras também da morfologia fluvial presente.

Na atualidade, segundo CPLA/SMA (2013), mais de 70% da BHRB possui Cobertura Arbórea, nativa ou em estágio avançado de regeneração, remanescente de Floresta Ombrófila Densa e Floresta Ombrófila com Floresta Ombrófila Mista (IF-SP, 2010), concentrado em Juquiá, Miracatu, Tapiraí, Sete Barras, Eldorado, Iporanga e Apiaí (Figura 13). Os remanescentes florestais totalizam mais de 90% das áreas de Eldorado e Sete Barras (CPLA/SMA, 2013) e são resultados da dificuldade em se avançar o assentamento humano, em especial a agricultura, às áreas serranas e de morros convexizados do Planalto do Turvo-Ribeira (Figura 13).

Adicionalmente, o histórico estabelecimento de UCs na região contribuiu de maneira tácita à preservação dos remanescentes de Mata Atlântica no Estado de São Paulo. Em toda BHRB estão presentes 57 Unidades de Conservação de níveis de gestão federal e estadual, além de Reservas Naturais do Patrimônio Natural (RPPNs.), em São Paulo, somando 9.254km^2 ($\approx 40\%$ da BHRB), dos quais 4.238km^2 em Unidades de Conservação de Proteção Integral (UCPI) (Figura 14). Estas proporções se ampliam ainda mais nos municípios de Eldorado e Sete Barras. Cerca de 80% de suas áreas são abrangidas por Unidades de Conservação, delimitando a ocupação por restrições territoriais e legais, o que vem resultando da conservação da cobertura nativa.

Figura 13. Uso da terra dos municípios de Eldorado e Sete Barras.

Fonte: CPLA/SMA (2013). Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 14. Unidades de Conservação nos municípios de Eldorado e Sete Barras.

Fonte: SIGRB (2017). Organizado por Juliana da Costa Mantovani.

2.2.1. HISTÓRICO DE INUNDAÇÕES DO BAIXO RIO RIBEIRA DE IGUAPE

Os eventos de enchentes e inundações na região do baixo curso do rio Ribeira de Iguape tem como controladores principais o regime e distribuição espacial de precipitações intensas que atingem a bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape e a configuração geológica-geomorfológica da BHRB. A conjugação de fatores como acúmulo de precipitações de alta magnitude de caráter orográfico nas regiões serranas, elevadas declividades dos afluentes e canal principal no alto e médio cursos conforme observadas nos perfis longitudinais, existência de significativas rupturas côncavas de declividade nos

perfis longitudinais decorrentes da configuração geotectônica da bacia hidrográfica, contribuem diretamente para suscetibilidade⁹ iminente das áreas de fundos de vale à inundação.

Os primeiros registros de eventos de inundações de grandes proporções na região referem-se aos eventos de 28 de janeiro de 1807 e de 7 de outubro de 1809, descritos detalhadamente na solicitação de alteração do local da Paróquia de Nossa Senhora da Guia de Xiririca, atual Igreja Nossa Sra. Da Guia em Eldorado (IGREJA MATRIZ DE XIRIRICA, 1940). Segundo PINTO (2007), quando da ocorrência destes eventos, moradores juntamente com o pároco mediram a altura do evento de 1807, a sessenta palmos acima do nível normal do Ribeira de Iguape, algo que, se convertido às medidas atuais, seria em torno de 13,7m.

Não há referência do local onde tal medida havia sido tomada e, ainda, não se reconhece precisamente o que foi considerado o nível normal do Ribeira de Iguape. Entretanto, a descrição da destruição referida, permite-nos estimar que suas magnitudes sejam equivalentes aos eventos de 1997 e 1998 (Anexo 3).

Os eventos do início do século XIX restringiram-se ao livro tombo da Paróquia de Xiririca, estando fora da memória da região quanto ao risco de inundações. Depoimentos coletados durante os campos, denotam que o resgate histórico de inundações pela população faz referência aos últimos quarenta anos, sendo normalmente mencionados os eventos de 1973, 1983, 1997, 1998 e 2011, os quais, sem dúvida, foram alguns dos mais intensos nos últimos cinquenta anos.

Ao longo de todo século XIX e XX, a região do vale do Ribeira sofreu com as numerosas enchentes, contudo, o baixo povoamento da região e a inexistência de mídia local que pudesse registrar estes eventos, fez com que houvesse limitada disponibilidade de dados no começo do século. Vale lembrar que o período de dados sistemáticos de fluviometria em Eldorado inicia-se em 1934, sendo uma das mais antigas séries de dados do DAEE. Deste ano até hoje, os maiores valores de pico em Eldorado (em ordem decrescente) foram em jan/97 (4.261 m³/s), jan/95 (3.061m³/s), mai/83 (2.573m³/s), mai/54 (2.455m³/s), fev/98 (2.279 m³/s) e ago/2011 (2.062m³/s), que correspondem, em sua maioria, aos máximos picos de vazão nas demais cidades ribeirinhas a jusante de Eldorado. Segundo DAEE (1999), a inundação de 1997 atingiu 5.170 residências em 15 municípios, desabrigando 15.440 pessoas (3 mortes), tendo impactos econômicos na ordem de 42.7m milhões, sobretudo na bananicultura. Conforme dados de Amaral et al. (2012), em 2011, foram 1500 desabrigados, 7000 desalojados e mais de 14600 pessoas afetadas só no município de Eldorado, onde alertas sobre o risco de inundação e evacuação foram realizados momentos antes da ocorrência por carro de som na área urbana apenas¹⁰.

⁹ A suscetibilidade é a ocorrência potencial de evento natural, sem que haja contribuição ou que afete à pessoa ou à ocupação humana. A margem de rio pode ser suscetível à erosão, a vertente pode ser suscetível ao deslizamento, e a planície pode ter graus de suscetibilidade à distintas magnitudes de inundação (RODRIGUES, 2015b). Quando esta suscetibilidade pode implicar em algo danoso potencial, indesejável ou perigoso às pessoas, bens, patrimônios naturais, produtos, edificações, infraestruturas e benfeitorias, aplica-se o conceito de risco. Nestes casos, as pessoas e os elementos estão vulneráveis a determinados riscos, e os mapeamentos indicam a vulnerabilidade das pessoas e objetos. Para um mesmo nível de suscetibilidade à inundação, a vulnerabilidade pode se diferenciar em virtude das características da população atingida e infraestrutura disponível (FF, 2013).

¹⁰ Á época, vieram à tona especulações sobre as inundações como decorrência de ingerência de barragens à montante. O próprio rio Ribeira de Iguape até hoje não é barrado, mas alguns afluentes sim, dentre os quais o rio Capivari (importante afluente do rio Turvo, tributário do Ribeira de Iguape), cuja água é revertida a bacias da Serra da Graciosa que desembocam na Baía de Antonina, para geração de energia hidroelétrica. Tais especulações versavam sobre a abertura imprópria dos vertedouros. Porém peritos do IAPAR (Institutos de Águas do Paraná) e do DAEE constataram a improcedência de tais informações, visto que a vazão máxima de extravasamento da mencionada barragem ($\approx 60\text{m}^3/\text{s}$) é na ordem de 20 vezes menor do que a vazão de margens plenas em Eldorado ($1200\text{m}^3/\text{s}$). Além disso, no dia do evento consta que a barragem operava em vazão sanitária ($17\text{m}^3/\text{s}$) (AMARAL, W. I. et al., 2012).

Em 1966, foi elaborado Plano de Desenvolvimento do Vale do Ribeira e Litoral Sul, cujas propostas de barragens de controle de cheias (Tijuco Alto e Itaoca da Companhia Brasileira de Alumínio, Funil e Batatal da Companhia Energética de São Paulo - CESP) e aproveitamento racional de recursos hídricos e das várzeas são válidas até hoje. O plano de obras relativo àquele Plano foi elaborado, em 1977, e nova revisão foi feita pela CESP, em 1988. Com os eventos de 1995, 1997 e 1998, o DAEE retomou os projetos e elaborou uma série de relatórios técnicos que deram suporte à demanda energética por construção de barramentos. Complementações técnicas foram apresentadas pela CESP para as represas de seu interesse, demonstrando capacidade de retardar vazões de pico e armazenar volumes respectivos a vazões de até 50 anos de tempo de retorno (DAEE, 1998). Estas barragens nunca foram construídas, mas parte delas possuem licença prévia e estudos ambientais aprovados no CONAMA, desde os anos 1990.

Com as grandes inundações do final do século passado, o DAEE vem atuando de modo preditivo e consistente com base em rede telemétrica de monitoramento de precipitação, a qual tem sido reforçada com monitoramento por satélite da rede do SAISP e do CEMADEN.

Apesar desse amplo histórico, do adensamento da série histórica de dados do DAEE e da ampla compilação de dados territoriais oferecida pelo SIGRB, a ação de monitoramento e alerta vinculado às defesas civis municipais atuam com as mesmas referências de nível e tempos de percurso de cheia elaboradas na década de 1990 (Anexo 4 e Quadro 1).

Quadro 1. Níveis e vazões de referências na BHRB. Fonte: DAEE (1998).

Local	Referência	Estado			
		Normal	Atenção	Alerta	Emergência
Iporanga	Nível (m)	<4	4 a 5	5 a 6	>6
	Vazão (m ³ /s)	<1080	1080 a 1400	1400 a 1750	>1750
Eldorado	Nível (m)	<5	5 a 6	6 a 7,5	>7,5
	Vazão (m ³ /s)	<900	900 a 1160	1160 a 1580	>1580
Sete Barras	Nível (m)	<2	2 a 2,6	2,6 a 3	>3
	Vazão (m ³ /s)	<370	370 a 470	470 a 540	>540
Juquiá	Nível (m)	<4	4 a 4,5	4,5 a 5	>5
	Vazão (m ³ /s)	<283	283 a 323	343 a 363	>363
Registro	Nível (m)	<3	3 a 3,5	3,5 a 4	>4
	Vazão (m ³ /s)	<870	870 a 1000	1000 a 1120	>1120
Iguape	Nível (m)	<1,7	1,7 a 2	2 a 2,2	>2

O termo nível, constante na Quadro 1, corresponde à altura do nível d'água do canal principal sobre o zero hidráulico local (zero da régua), cujo valor altimétrico calibrado corresponde à cota de 13,76m sobre o NMM (Nível Médio dos Mares)¹¹. É importante salientar que, neste estudo, o termo nível com a conotação de nível altimétrico foi aplicado para se referir à altura, em metros, da superfície d'água sobre o zero hidráulico; enquanto o termo cota, também em metros, refere-se ao valor altimétrico sobre o NMM.

Apenas em 2008, Santana (2008) apresentou uma nova análise de tempo de permanência, classificação de hidrogramas de inundação e tempo de percurso (de transmissão) da onda de cheia

¹¹ Esta calibração foi realizada a partir do estabelecimento de rede geodésica local construída pela Unesp de Registro em parceria com o Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) e a Associação de Bananicultores do Vale do Ribeira de Iguape (ABAVAR), e financiamento da Fehidro (Anexo 7).

entre as réguas do DAEE (Eldorado, Sete Barras e Registro). Baseados nos dados médios diários de vazões dos eventos extremos ocorridos nos anos de 1983, 1995, 1997 e 1998, esse autor, indicou 16 horas como intervalo de tempo médio para a propagação do pico de inundação (ao qual denominou onda de cheia) entre os postos fluviométricos de Eldorado (5F-001) e Sete Barras (4F-015) podendo variar de forma significativa, entre 38h20min a 7h20min. Por seu turno, o quadro de referência de Telemetria utilizado pela rede de alerta do DAEE da Bacia do Ribeira e Litoral Sul apresenta o tempo de percurso entre esses mesmos referenciais como sendo de 20hs (Anexo 4), o que aponta para uma necessidade de se cotejar e, se possível, avançar com modelizações hidrodinâmicas para precisar melhor as condições de fluxo que implicam tamanha variabilidade do tempo de percurso.

Os últimos acontecimentos relativos ao histórico combate às enchentes no baixo Curso do Rio Ribeira de Iguape ocorreram com a recente publicação do plano de ação da BHRB, com perspectivas para atendimento de metas até 2020 (PANAPANÁ, 2016), que estabeleceu duas ações emergenciais relativas ao que foi denominado de Eventos Hidrológicos Extremos¹² (PDC 7 – Prevenção e Defesa Contra Eventos Hidrológicos Extremos): (i) monitoramento de eventos extremos e implantação de sistemas de suporte a decisão; e (ii) ações estruturais para mitigação de inundações e alagamentos, além de ações estruturais localizadas como desassoreamento de trechos do rio e manutenção de polderes. Estas ações emergenciais, bem como suas proposições técnicas ainda não foram publicadas.

Dentre as ações previstas no referido documento consta a elaboração de um Plano Diretor de Macrodrenagem para a BHRB, zoneamento de áreas inundáveis e cadastramento de residentes para mapeamento de risco, manter e adensar sistema de medição hidrometeorológica, fortalecendo sistema de alerta a inundação, além de desenvolver estudos de medias para regulação de uso da terra, gerando instrumentos normativo para usos do solo condizentes com a dinâmica de inundações. Para algumas ações do Plano Diretor, a presente pesquisa contribui diretamente.

¹² Este documento não definiu o que considerou de evento hidrológico extremo, nem tampouco pontuou limites estatísticos de magnitude-frequência ou identificou níveis d'água atingidos em alguma das estações de referência; porém a concepção deixada implícita retoma a conotação mais generalizante de evento de inundação que implique riscos de perdas materiais e morte de pessoas.

3. METODOLOGIA

A escolha da área de estudo faz parte da metodologia de análise. Baseando-se nos critérios descritos no item de universo de análise da introdução deste estudo, tendo em vista as características do meio físico e antrópico compilados no capítulo de caracterização da bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape do Setor Eldorado-Sete Barras, as principais justificativas para escolha da área são:

- A frequência e magnitude das inundações (em toda bacia hidrográfica e, sobretudo no setor ESB), que serão detalhadas em capítulo específico, aspecto em relação ao qual deve-se pontuar os elevados níveis de água atingidos durante os eventos de alta magnitude como sendo os maiores em todo terço inferior do vale do Ribeira, com base nos níveis e vazões de referências do monitoramento do DAEE;
- O relevo da bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape e seu contexto geotectônico, que contribuem para a magnitude dos picos de inundações no terço inferior; a geomorfologia dos ambientes fluviais, variedade de sistemas morfológicos e deposicionais que formam a planície de inundação permitindo à investigação abranger a complexidade dos processos aí em desenvolvimento;
- O potencial de ocorrência de *flashfloods* indicados pelo relevo da bacia hidrográfica e, particularmente, pelos perfis longitudinais do canal principal e maiores tributários;
- A vulnerabilidade à inundação das populações que residem ao longo do Vale do Ribeira, principalmente nos municípios de Eldorado e Sete Barras, tanto em suas áreas urbanas como rurais, as quais ficaram isoladas durante intervalos de dias quando da ocorrência de inundações de alta magnitude, tendo sido afetadas em diversos âmbitos, com a morte de pessoas, perdas de bens pessoais (casas, mobília, etc.), perda da produção agrícola, perdas na pecuária, comprometimento de estruturas viárias (pontes e estradas), além do tempo dispendido, após estes eventos, para normalização das condições de vida e trabalho.
- O fato de ser um dos exemplares remanescentes de planícies fluviais meândricas que abriga sistemas morfológicos, materiais superficiais e, sobretudo, cobertura vegetal, em condições únicas quanto ao grau de conservação de seus sistemas físicos, ou mesmo com menores graus de perturbação. Esta conservação se expressa pela densidade de unidades de conservação, baixa urbanização, baixa densidade de estradas e vias de acesso, quando comparadas às demais regiões do Estado de São Paulo.

Esta justificativa incide diretamente na necessidade de se avançar a investigação de aspectos do funcionamento original (menor grau de intervenção antrópica na bacia hidrográfica como um todo) dessas planícies quanto à tendência temporal das vazões de pico, capacidade de armazenamento em inundações de alta magnitude, análise de magnitude-frequência de vazões atuais e passadas; e, principalmente, no entendimento de como se estruturam os materiais originais que compõem os diferentes compartimentos deposicionais nestas planícies para gerar um conhecimento de base na investigação sedimentológica apoiada na colaboração entre geomorfologia e paleohidrologia, visando a reconstituição das vazões extremas e dos tendências espaciais e temporais do funcionamento hidrodinâmico destas planícies.

Estudar uma área com tendências de processos hidromorfodinâmicos originais em condições preservadas permite gerar valores relativos a estes processos que possam ser adotados como parâmetros para comparação aos processos decorrentes da intervenção antrópica realizada em ambientes similares, de tal modo que estas comparações possam efetivamente indicar o grau de impacto que as alterações antropogênicas, por meio de suas diversas modalidades de ocupação, geram sobre os sistemas geomorfológicos.

Ao abranger coberturas pedológicas e sedimentares de apresentam baixo grau de perturbação física, estes materiais podem ser testados quanto às técnicas focalizadas na paleohidrologia, por exemplo, servido de parâmetros para condições de maior grau de perturbação.

Além disso, ao se explorar os procedimentos operacionais e técnicas oriundos da geomorfologia e da paleohidrologia na investigação de inundações em ambiente preservado, delineia-se o conjunto metodológico mais promissor às análises futuras que abarquem ambientes fluviais com elevado nível de perturbação antropogênica sobre a geomorfologia.

Com base neste preâmbulo, a presente pesquisa se baseou em dois grandes conjuntos de referências teóricas e metodológicas: por um lado, são consideradas as bases da abordagem geomorfológica contemporânea, aqui focalizando principalmente os princípios da abordagem sistêmica em geomorfologia, a geomorfologia fluvial e a cartografia geomorfológica. Por outro lado, adotam-se os principais procedimentos e técnicas da Paleohidrologia (Figura 15).

Ambos os conjuntos ligam-se de diferentes maneiras aos princípios da Teoria Geral dos Sistemas: por um lado, níveis analíticos da geomorfologia (descrição, análise e interpretação das formas, materiais e processos de sistemas físicos, fluviais e seus subsistemas, discerníveis quanto ao conjunto de processos de natureza química e mecânica predominantes) operacionalizados e sistematizados pela cartografia geomorfológica de detalhe e seus conteúdos (CHORLEY; SCHUMM; SUGDEN, 1984; COLTRINARI, 1982; COLTRINARI, 2011; DEMEK, 1972; GURNELL. et al., 2007; GURNELL. M. et al., 2003; HART, 1986; HAYDEN, 1986; MORISAWA, 1985; QUEIROZ NETO; JOURNAUX, 1978; SCHUMM, 1985; SMITH et al., 2011; TRICART, 1965) (formas materiais e processos; do outro, a análise de paleofluxos que recruta a hidrologia fluvial, sedimentologia e estratigrafia, por técnicas diversas, caracterizando-se campo interdisciplinar (ALLEN, 1965; ALLEN, 1966;1970; BAKER, 1987;1994; BAKER, 2008; BAKER et al., 2002; BENITO et al., 2004; BENITO; THORNDYCRAFT, 2004;2005; COSTA, 2013; FRANCES et al., 1994; HOSKING; WALLIS, 1986; MIAL, 1978; NICHOLS, 2009; STEDINGER; BAKER, 1987; SUGUIO, KENITIRO, 2003).

O detalhamento dos materiais por descrições e análises pedológicas, sedimentológicas, estratigráficas e geocronológicas é o principal ponto de sobreposição de técnicas de cada conjunto de abordagens, crucial às tendências hidrodinâmicas espaço-temporais e à reconstituição de eventos.

Os resultados finais realizam, obrigatoriamente, a colaboração entre essas aproximações e suas ênfases. As relações de intensidade-frequência podem contribuir para associação entre níveis de água e capacidade de atenuação de distintos sistemas geomorfológicos da planície; outrossim, a incorporação de elementos da pedologia pode tornar mais robusta a compreensão dos indicadores de paleoinundação nos *Slackwater Deposits* em ambientes tropicais úmidos, além de viabilizar a leitura de regimes de saturação pelos descritores redoximórficos, por exemplo.

Este capítulo de metodologia abrange a revisão das bases conceituais e metodológicas da Geomorfologia e da Paleohidrologia, e os procedimentos de pesquisa efetivamente realizados. As revisões das bases conceituais e metodológicas foram elaboradas com ênfase aos conteúdos voltados à análise de tendências de processos fluviais relacionados à inundação e paleoinundações, destacando-se as aproximações e sobreposições entre as abordagens, conforme ilustrado graficamente na Figura 15. Este capítulo está organizado, portanto, em três subcapítulos.

No primeiro subcapítulo compilou-se o conhecimento geomorfológico salientando a geomorfologia fluvial na análise de suscetibilidade e riscos às enchentes, a cartografia geomorfológica e seus pilares, níveis e procedimentos basilares; e o conceito de evento geomorfológico, sublinhando a inundação como evento geomorfológico e os conceitos vizinhos e que auxiliam em seu esclarecimento, como alagamento, enxurrada e enchente.

Figura 15. Estrutura de bases teórico-metodológicas da tese.

No segundo subcapítulo, os temas fundamentais na compreensão da paleohidrologia aplicada à análise de paleoeventos de inundação são recuperados, destacando elementos da sedimentologia, estratigrafia e geocronologia de depósitos fluviais; a descrição sedimentológica e a utilização de proxies de sedimentologia; as metodologias quantitativas de análise de intensidade e frequência utilizadas para determinar a probabilidade da ocorrência de eventos de inundação; e, por fim, a modelagem hidráulica, destacando seu papel na caracterização dos fluxos de superfície e suas tendências espaciais.

No terceiro subcapítulo, descreve-se detalhadamente os procedimentos de levantamento, sistematização e análise realizados, envolvendo, em um primeiro momento a análise geomorfológica baseada na cartografia geomorfológica detalhada; em segundo momento, a análise da hidrologia fluvial, caracterizando o trecho estudado em termos de seus regimes hidrológico, hidráulico e paleohidrológico, com ênfase na investigação de paleoeventos.

3.1. A ABORDAGEM GEOMORFOLÓGICA NO ESTUDO DE SUSCETIBILIDADE E RISCOS ÀS ENCHENTES

Segundo a geomorfologia é o estudo das formas da terra, sua gênese, evolução e as relações topológicas entre elas, em diversos contextos escalares espaciais e temporais (HART, 1986; JOLY, 1977; RODRIGUES, 1997; TRICART, 1965). O universo de análise deste campo do conhecimento é a superfície dos planetas¹³, a interface e as interações entre a litosfera e a atmosfera, resultante do equilíbrio dinâmico de forças endógenas e exógenas ao longo do tempo geológico. O objeto de pesquisa da geomorfologia é o estudo do tripé: formas, materiais e processos (HART, 1986). A pesquisa em geomorfologia compreende a descrição das morfologias (medir, classificar e localizar), dos materiais e dos processos, a investigação genética e evolutiva destes elementos; e aferição e interpretação dos processos formadores atuais e pretéritos (TRICART, 1965).

¹³, O avanço das tecnologias de sensoriamento remoto planetário e das analogias com ambientes terrestres (BURR; HOWARD, 2015), suplantaram, de vez, desde a década de 1960, a restrição à superfície da Terra como exclusivo objeto de estudo dos geomorfólogos (BAKER, 2015).

A morfologia é a dimensão física das formas dos relevos (sistemas e subsistemas geomorfológicos), seu tamanho e formato, elementos os quais devem ser acuradamente descritos para sustentar as análises em geomorfologia (HART, 1986). Sua caracterização ocorre pela descrição qualitativa (morfografia) e quantitativa (morfometria) de suas dimensões e geometrias, o que abrange, por exemplo, seu tamanho, direção, ângulos, densidade, índices morfométricos, etc. (ARANHA, 2011; SCHUMM, STANLEY A., 1991). É sobre a investigação das morfologias que reside o centro da geomorfologia, a partir da qual o geomorfólogo busca compreender porque esta forma se localiza em dado local e as razões das suas características morfológicas e morfométricas.

A abordagem dos materiais em geomorfologia integra a descrição e análise das propriedades dos materiais, sua localização e arranjo, sendo os materiais as rochas, coberturas pedológicas e depósitos tecnogênicos, sobre os quais se desenvolvem as formas. Sua investigação ocorre em nível descritivo e explicativo, e é fundamental para a explicação das tendências de processos geomorfológicos. Inclui conhecimentos básicos de geologia (geologia ígnea, sedimentologia, tectônica, etc.) e pedologia para as propriedades dos materiais, abordados por medidas de espessura, granulometria, distribuição, permeabilidade, porosidade, coesão, resistência ao cisalhamento, etc. (AB'SABER, 1969; HART, 1986).

A análise de processos é significativamente complexa, pode ser obtida de forma indireta, pelo uso de sensores remotos e mapeamento de compartimentos e unidades, por aferições de campo, ou de observações diretas, ou seja, por monitoramento de processos atuais. Essa análise pressupõe a consideração também da evolução e da sobreposição de regimes geomorfológicos mais ou menos recentes (BRUNSDEN, 1996), que se sucederam no tempo, especialmente no Neógeno e particularmente no Holoceno. Explicam-se, as formas atuais e pretéritas, pela atuação predominante de um ou outro processo, e pela ocorrência de eventos de distintas ordens de magnitude (BRUNSDEN, 1996). Os processos, grosso modo, podem ser classificados em: processos de intemperismo, biológico e pedológicos; processos de erosão, processos de transporte, processos de deposição, processos de vertente e movimentos de massa, processos tectônicos (HART, 1986).

Um dos principais resultados das análises dos processos é a obtenção de taxas que indicam a velocidade de evolução, ação ou mudança de algum processo geomorfológico específico, como a erosão ou acumulação, entre outros. Outro aspecto implicado na análise dos processos reside na magnitude e frequência dos processos geomorfológicos, de médio e longo termo. Este conceito é fundamental na presente pesquisa, pois se relaciona diretamente com a capacidade de elaboração ou destruição das formas por distintos processos. Segundo HART (1986) quando um rio inunda, a erosão opera em intensidades elevadas, no canal e na planície, o que leva a pensar que o trabalho geomórfico mais importante de desenvolva durante inundações, que ocorrem em eventos extremos ou ocorrências (BRUNSDEN, 1996) e não são, portanto, processos contínuos ou graduais.

Estes processos contínuos ou graduais ocorrem nas situações de não inundação, e dizem respeito ao fluxo dentro do canal fluvial (incluindo suas oscilações sazonais), ao fluxo de base, ao fluxo subsuperficial, e ao regime de saturação e dessaturação que ocorrem nos sedimentos e solos das planícies fluviais. Eles operam maior parte do tempo em que processos ordinários ocorrem. Esta circulação hídrica é a responsável pela maior parte do material erodido no longo termo (WOLMAN; MILLER, 1960). Estes autores, ao apontar o conceito de frequência em geomorfologia, definem que o trabalho geomórfico fluvial responsável pela maior quantidade de erosão são realizados por fluxos de moderada magnitude e frequência (2 a 5 anos), ao invés dos eventos de alta magnitude.

O efetivo estudo das morfologias da superfície passa pela compreensão dos processos que as elaboram e que sofrem sua influência, e pela descrição e análise dos materiais e suas propriedades, de tal modo que estes três pilares estão relacionados dinamicamente e se interferem mutuamente, e sua

compreensão depende de uma perspectiva sistêmica. Esta perspectiva é fundamento teórico-metodológico da análise geomorfológica, e viabiliza a compreensão dos componentes dos sistemas naturais de forma integrada, considerando as relações dinâmicas entre seus componentes e os fluxos de matéria e energia que nele ocorrem, assim como os fluxos entre sistemas vizinhos (TRICART, 1977).

Sistemas, Equilíbrio Dinâmico e Conectividade

Por meio do raciocínio sistêmico o tripé forma, material e processo na investigação geomorfológica se realiza. Um sistema é o relacionamento de componentes cujas interações são controladas por categorias dinâmicas de mecanismos lógicos como a soma, a centralização, a competição, a finalidade, entre outros; responsáveis por definir a manutenção, evolução ou extinção (BERTALANFFY, 1975). Chorley (1971) constata que o pensamento sistêmico incentivou associações metodológicas e valorizou o aspecto dinâmico dos sistemas da natureza (sistemas abertos), aproximando conhecimentos isolados e contrapondo o abuso de descrições predominantes na ciência até 1970.

Considerando a abordagem de sistemas ambientais, Hack (1960) sistematizou o princípio do Equilíbrio Dinâmico para geomorfologia. Toda forma de relevo é o produto do ajustamento entre materiais e processos em equilíbrio dinâmico, em que variáveis internas de um sistema se ajustam às condições do ambiente, regularizando o tipo e a quantidade de matéria e energia que fluem no sistema (CHORLEY, 1971). Em equilíbrio dinâmico a entropia é máxima, e a energia e a matéria do sistema serão virtualmente contínuas, enquanto as condições do ambiente forem constantes (CHRISTOFOLETTI, 1974). Um sistema equilibrado pode apresentar diferentes níveis de complexidade em suas estruturas. Para este estudo, dois deles são cruciais: sistemas morfológicos e sistemas processo-resposta (CHORLEY, 1969).

- Sistema morfológico corresponde às formas geométricas que compõem os sistemas, sua diversidade e métricas (comprimento, altura, largura, declividade, granulometria, densidade e outras), que permitem avaliar a complexidade de componentes.
- Sistemas processo-resposta combinam sistemas morfológicos com sistemas em sequência, enfatizando-se relações de processos e formas para determinar o estado de equilíbrio entre eles. Alteração no sistema em sequência refletirá alteração no sistema morfológico com reajustamento de variáveis. Alterações nas formas decorrem novos processos, modificando taxas dos sistemas. Estes são mecanismos de retroalimentação.

Os sistemas meândricos fazem parte do sistema aberto de uma bacia hidrográfica, integram um trecho deste sistema mais abrangente, e compreendem os subsistemas canal fluvial, planícies de inundação e terraços fluviais.

As bacias hidrográficas são sistemas físicos processo-resposta abertos que estabelecem troca constante de matéria e energia com o ambiente circundante, sendo a principal fonte de entrada de matéria a precipitação, e secundariamente, a percolação de água subterrânea de bacias adjacentes (ou ainda com transposições hidráulicas, por interferências antrópicas) (ZAVOIANU, 1985). Assim, a evolução da bacia hidrográfica depende da interação entre processos denudacionais (pluviais e fluviais) que nela ocorrem e a resistência dos materiais superficiais, a partir da qual se desenvolve a rede hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1981). Assim, a consideração da bacia hidrográfica como elemento analítico é primordial à medida em que facilita a identificação das entradas e saída de matéria e energia, e permite delimitar espacialmente a abrangências das trocas internas.

O canal fluvial, a planície de inundação e os terraços fluviais em um dado trecho da bacia hidrográfica são sistemas morfológicos que estão subordinados aos acontecimentos do sistema mais

abrangente estabelecendo, com ela, uma influência mútua. Para compreender um trecho deste sistema, portanto, é crucial caracterizar seu contexto, em todos os âmbitos que interferem no aspecto analisado. Nos sistemas fluviais a declividade e a granulometria do material transportado são fundamentais no equilíbrio, pois denotam disponibilidade de energia e demanda de trabalho. Existe um intervalo de declividade de linha d'água que se associa à carga sólida, e que respondem pela competência e capacidade exigidas à demanda de transporte, fazendo com que o rio diminua ao máximo os processos verticais, e passe a reduzir o gasto energético por meio de desenvolvimento de meandros (LEOPOLD; WOLMAN, 1960). O padrão meândrico é, em si, expressão de equilíbrio dinâmico.

Os componentes do sistema estão conectados entre si. A conectividade é o grau de movimentação de matéria e organismos em um sistema, cujo fenômeno, sua dinâmica, mecanismos e processos atuantes, taxas atuais e passadas, podem variar conforme as escalas espaciais e temporais assumidas (WOHL, 2017). Em um trecho de planície fluvial meândrica, as depressões e saliências, as margens (uma em relação a outra), a planície, os meandros abandonados, as zonas rebaixadas assumem diferentes níveis de conexão lateral e vertical. Ainda segundo Wohl (2017), em ambientes fluviais, a conectividade e o transporte de materiais são mecanismo que comandam a resiliência das planícies, incrementando seu equilíbrio.

No caso das inundações, ao ultrapassar limiares morfológicos estabelecidos entre o canal e a planície, e entre as morfologias das planícies e dos terraços, distintas formas da planície de inundação se conectam hidraulicamente, estabelecendo possíveis trocas de materiais (BRACKEN et al., 2013). O grau de conectividade que influencia as trocas de matéria dentro do sistema de planície de inundação não varia apenas com a superação de limiares morfológicos, mas também de limiares relativos aos atributos dos processos envolvidos, como velocidade e profundidade (WOHL, 2017). Estes atributos hidrodinâmicos dos fluxos fluviais e de inundação estão diretamente relacionados à capacidade e competência erosiva e deposicional que determinam a conectividade sedimentar entre subsistemas hidromorfológicos. Durante inundações, os fluxos sobre as planícies são mais rasos e estão submetidos à uma maior dissipação de energia devido à maior tensão cisalhante. Neste sentido, a diminuição da energia e a presença de bacias de sedimentação ao longo da planície, interfere na quantidade de movimento e massa, reduzindo pico de vazão a jusante, que, por sua vez, também é, espacialmente e temporalmente, heterogêneo.

A análise dos materiais é estruturante tanto na geomorfologia dentro de uma abordagem sistêmica, quanto na hidrologia de paleoinundações, a qual também pressupõe funcionamento sistêmico à medida em que interpreta os sedimentos e suas propriedades como heranças de processos passados. Para que esta investigação tenha controles analíticos, é necessário entender como o sistema geomorfológico fluvial abrangido no setor ESB se organiza, quais são as principais morfologias fluviais presentes e como seus distintos compartimentos se arranjam. Além disso, deve-se realizar aproximações acerca da variabilidade dos materiais superficiais em suas associações às morfologias da planície de inundação; e indicar os fluxos preferenciais aí existentes, tanto aqueles que se processam dentro do canal fluvial, quanto, e principalmente, aqueles que ocorreram em situações de inundação das planícies, buscando mapear seus vetores (direção, sentido e intensidades) considerando a ampla variabilidade espacial que assumem.

No que concerne à colaboração multidisciplinar, a análise de paleoinundações realiza uma investigação morfogenética, morfocronológica e morfodinâmica dos sedimentos, baseadas na descrição das formas e materiais, e em uma complexa interpretação dos processos predominantes. Ou seja, os raciocínios empreendidos naquele campo do conhecimento, se aderem diretamente aos níveis de investigação da geomorfologia (BAKER, 1994; BENITO et al., 2004).

3.1.1. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL

A geomorfologia fluvial concentra-se no conjunto de processos de canais fluviais e de planícies de inundação na elaboração da superfície. Ela abrange formas, composição, arranjo, tendências espaço-temporais e gênese de sistemas hidromorfológicos, como os que ocorrem na bacia hidrográfica, requisitando conhecimentos próprios e articulando conhecimentos de campos como da sedimentologia, hidrologia, hidráulica, paleohidrologia, etc., agregando metodologias de integração espacial e generalização que caracterizam sua interdisciplinaridade (THORNDYCRAFT; BENITO; GREGORY, 2008). O trabalho fluvial é denudacional e agradacional, dinâmico e subordinado às condições climáticas atuais e antecessoras, que atuam em diferentes escalas temporais e espaciais (ROSS, 1992), podendo a hierarquia fluvial variar da rede de drenagem até a partícula de água (KNIGHTON, 1998).

A morfodinâmica do rio e sistemas hidromorfológicos submetem processos e formas a variações, cuja velocidade e intensidade dependem de mudanças ambientais (curto, médio e longo prazo¹⁴) que se comporta como variável independente sobre o equilíbrio do sistema, exigindo compatibilidade da escala do objeto à do evento associado; e inclusão de processos atuais e passados, reconhecendo tendências do sistema (SCHUMM, STANLEY A., 1991).

As condições pretéritas e atuantes condicionam os tipos de fluxo (cargas líquida e sólida) e produzem feições fluviais reconhecidas dentro de padrões, que apontam tendências hidrodinâmicas espaço-temporais no canal e na planície. O reconhecimento dos tipos de canal, por exemplo, é suficiente para enumerar mecanismos hidráulicos e seus ajustes: escoamento fluvial, transporte de sólidos, agradação, conformação do leito, processos de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981). O setor ESB do rio Ribeira de Iguape classifica-se como meandrante (LEOPOLD, LUNA B.; WOLMAN, 1957) com distinta sinuosidade do canal principal e larga planície de inundação.

Sistemas Fluviais Meândricos

Existe ampla gama de tipos de canal fluvial. Um mesmo rio pode, em diferentes trechos, apresentar tipos de canal completamente distintos entre si. Schumm (1985), baseado na carga sedimentária e no gradiente de declividade, identificou e sistematizou treze tipos entre os quais o padrão meandrante. Este tipo é considerado como canal de leito aluvial (leito móvel, ou seja, não é de leito rochoso) cujas características relativa aos seus meandramentos podem variar significativamente, por exemplo, quanto ao nível de sinuosidade, em relação ao desenvolvimento de barras laterais, porém, de modo geral, corresponde a canais de altos níveis de estabilidade, predominância de carga sólida em suspensão, (carga de fundo é <3% do total transportado), em geral apresentam razão largura-profundidade pequena (<10) e se desenvolvem em locais de baixas declividades (SCHUMM, 2005).

O trecho do rio Ribeira de Iguape compreendido no terço inferior da bacia, particularmente no setor ESB estudado, apresenta padrão meandrante de canal único com amplas alças meandrantes e frequentes vestígios de migração lateral e corte de pedúnculo, com alguma variação do grau de sinuosidade, como será explorado no capítulo de análise geomorfológica do trecho.

O sistema fluvial meândricos são os mais amplamente estudados na literatura da geomorfologia fluvial, e se caracterizam por canal fluvial do tipo meandrante e pela planície de inundação e suas formas associadas aos processos predominantes nesse tipo de canal. Assim, para compreender a variedade de

¹⁴ [...] "In considering the conflict between short-term equilibrium and long-term evolution, Schumm and Lichty (1965) suggested a tripartite division into cyclic, graded and steady times, with corresponding periods of about 10^4 , 10^2 and 10^0 years." (KNIGHTON, 1998, p. 3).

formas que um sistema fluvial meândrico pode apresentar no leito e na planície de inundação, é crucial compreender os mecanismos principais que atuam no fluxo dentro do canal fluvial meandrante.

i) Canal fluvial meandrante

A caracterização deste padrão fluvial e seus fluxos foram detalhados primordialmente por Leopold; Wolman (1960). Estes autores associam a variação do fluxo em rios meândricos ao seu traçado e talvegue, cuja organização implica ajustes de energia para variações na profundidade, declividade e velocidade, e, conseqüentemente, altera a capacidade de carga em cada trecho. Em uma curva meândrica, devido à ação gravitacional é habitual haver maiores profundidades na margem côncava e menores na margem convexa, decorrente do fluxo helicoidal, que atua formando praias fluviais na margem convexa e elaborando barras nas inflexões de meandros.

As curvas meândricas e suas evoluções são descritas e analisadas por variáveis como largura do canal, comprimento de onda, comprimento do canal, amplitude do meandro, raio de curvatura e largura do cinturão meândrico (Figura 16). O comprimento do meandro, por exemplo, tende a ser proporcional à largura do rio e ao seu raio médio de curvatura, demonstrando correlações naturais deste tipo de sistema.

Sumariamente, o padrão meandrante pode ser identificado e caracterizado por meio da sinuosidade do seu leito fluvial, o qual pode ser descrito por meio do índice de sinuosidade (I_{dxS}), que descreve a razão entre comprimento do canal (L_c) e comprimento do vale (L_v), ou entre a declividade de canal (S_c) e do vale (S_v), conforme escrevem Chorley et al. (1984).

$$P = \frac{L_c}{L_v} = \frac{S_v}{S_c} \dots \dots \dots \text{EQUAÇÃO 1}$$

Este índice aponta a tendência do gradiente fluvial. Canais retilíneos tem índice próximos a 1, e meândricos maiores que 1,26 (CHRISTOFOLETTI, 1981; SCHUMM, 2005).

Figura 16. Parâmetros geométricos e correlações entre comprimento do meandro com a largura do canal (esquerda); e com raio médio da curvatura ($1\text{ft} \approx 0,348\text{m}$).

Fonte: LEOPOLD; WOLMAN (1960)

Os processos de erosão e sedimentação, decorrentes da componente lateral do fluxo helicoidal típicos dos canais meândricos (CHOW, 1959), controlam a taxa de migração do rio (CHRISTOFOLETTI, 1981; LEOPOLD; WOLMAN, 1960; MORISAWA, 1985), e formam os lóbulos de cordões arqueados (NANSON, 1980; NANSON; CROKE, 1992). Estes cordões (*scroll bar*) são as principais marcas da migração do canal e indicam a direção, rotação e expansão da alça, permitindo avaliar a frequência de ciclos de erosão-deposição. Os depósitos em planícies meândricas resultam, majoritariamente, da migração do canal e, devido aos mecanismos de fluxo preponderante em cada setor ao longo do tempo, os materiais ficam dispostos em granodecrescência ascendente (ALLEN, 1966; BRIDGE, 2003) (Figura 17). Apesar da

granodecrescência ascendente refletir migração lateral em aparente taxa uniforme, os pulsos de inundação são responsáveis pelo início do processo de elaboração de barras (LEOPOLD; WOLMAN; MILLER, 1964; MIAL, 1996; NANSON, 1980).

Figura 17. Migração lateral e tendência de granodecrescência ascendente de sedimentos na margem de deposição.

Unidade 1 – material de leito, Unidade 2 - material de base de cordão marginal convexo, unidade 3 – material de decantação e sedimentação no topo do cordão, e; Unidade 4 – material de planície de inundação.

Fonte: LUZ (2015)

O canal fluvial se caracteriza pelo fluxo corrente com maior frequência, onde o trabalho fluvial sulca e mantém a estrutura. Desde as vazantes, durante a estiagem, até as cheias, que atingem as bordas do canal, todas as vazões possuem capacidade de carga e se referem a taxas de deposição e erosão do canal, que, ao final, levam ao balanço de manutenção da forma. Este balanço se associa a uma vazão contínua, denominada vazão formativa que possui maior tempo de permanência e corresponde a, aproximadamente, 1/3 da vazão de margens plenas. A vazão de margens plenas (*bankfull discharge*) correspondem a um nível d'água geomorfologicamente significativo, cujo tempo de retorno é na ordem de 1,6 anos (CHORLEY et al., 1984), e acima do qual ocorre o transbordamento para a planície de inundação.

Em um sistema meândrico, os canais fluviais podem ser ativos (fluxo perenes que contém traçado principal) ou parcialmente ativos (meandros abandonados), que se tornam ativos nas vazões maiores, quando se reconectam ao traçado principal. Após a inundação, as águas são retidas nas morfologias de topografia mais baixas na planície, que inclui os meandros abandonados, formando lagos em forma de ferradura. O abandono de meandros pode ocorrer por travessia (seguindo depressão topográfica), por corte de pedúnculo ou por avulsão. Na área de estudo, o processo de corte de pedúnculo é o mais recorrente.

ii) Planície de inundação em sistema fluvial meandrante

A planície fluvial é a forma deposicional de tendência plana disposta lateralmente e adjacente aos canais fluviais, separadas do rio pela margem, e frequentemente inundada, sendo que, em canais meândricos, suas dimensões se relacionam a largura e profundidade do canal (NANSON; CROKE, 1992). Segundo Bridge (2003) "*Floodplains are underlain by the deposits of river channels, of overbank floods, and of lakes* (p. 260)", o que faz do processo de inundação mecanismo fundamental de transferência de material entre subsistemas. De acordo com definição apresentada por Rodrigues (2015a), planície fluvial é um sistema geomorfológico caracteristicamente aplanado, localizado no fundo de vale, com canais fluviais, planície de inundação e seus subcompartimentos, podendo apresentar terraços fluviais, diques, lagos e outras morfologias geradas a partir de dois conjuntos de processos hidrológico-

sedimentológicos: processos típicos de canal e processos de inundação. Esta última definição é utilizada nesta pesquisa como referência conceitual.

Em sistemas fluviais meândricos, as planícies são formadas por depósitos combinados de canal (acrecção lateral) e inundação (vertical) (CHORLEY et al., 1984). A evolução das planícies é condicionada pelas taxas de fornecimento de sedimentos dependentes do volume e calibre (KNIGHTON (1998) p. 143). As planícies meândricas classificam-se como de média-baixa energia (10 a $60 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) e alta carga de sedimentos não-coesivos, embora elevada carga em suspensão (NANSON; CROKE, 1992), responsáveis pela elaboração de ampla diversidade de morfologias relacionadas (Figura 18).

Figura 18. Diagrama de formação de pacotes em planície fluvial meândrica.

Fonte: Chorley, Schumm e Sugden (1984). Traduzido por Yuri Veneziani.

Em planícies com formas agradacionais como diques, por exemplo, a vazão de margens plenas não pode ser compreendida como um valor único, e a magnitude e frequência da inundação, igualmente, não podem ser generalizados para todo trecho, muito menos para outras e canais (CHORLEY et al., 1984). A frequência de inundações não é uma apenas questão de frequência de vazão, relacionando-se aos processos que operam e definem a capacidade do canal, como variabilidade da tensão cisalhante, variabilidade da rugosidade, variabilidade da hidrogeometria do canal, entre outros. BAKER (1987;2006) destaca estas variabilidades como um dos limitadores das análises de magnitude-frequência de eventos de inundações baseadas, exclusivamente, em dados observados de vazão, considerando que sua resolução temporal pode descartar as possibilidades de alterações do ambiente.

Por fim, Nanson; Beach (1977) demonstram que a taxa de acreção da planície é diretamente influenciada pela proximidade do canal (aporte de sedimentos) e pela característica da vegetação (diminuição da capacidade de carga e retenção). Segundo os autores, quanto mais próximo do canal e menor o desnível sobre o leito, mais recente tende a ser a superfície e maior seria sua taxa de acreção.

Os diques marginais são elevações alongadas adjacentes ao canal compostas por sedimentos arenosos de transbordamento (MORISAWA, 1985). Os diques tendem a ser assimétricos: a face próxima ao rio com declividade mais acentuada; e o reverso com em rampas alongadas. A crista do dique pode coincidir com o limite de margens plenas. Na área de estudo, os diques não são abundantes e concentram-se nas margens côncavas onde o processo erosivo do canal acentuam sua declividade. Por serem melhor drenados, os diques constituem terrenos para fixação de vegetação arbórea, como matas ciliares e matas galerias (DREW, 1983). Quando fortemente deteriorados e sob condições de pressão horizontal devido à subida do nível d'água, os diques podem estourar e formar leques de estouro de dique (*Crevasse Splay*) (BRIDGE, 2003).

Os cordões marginais convexos são descritos como alternância entre saliências e depressões alongadas e semiparalelas ao canal, sendo que as saliências correspondem a extravasamentos mais intensos e frequentes; enquanto as depressões correspondem a fases de maior estabilidade (CHORLEY et al., 1984).

As bacias de inundação (*backswamps*) são as áreas mais baixas da planície aluvial, inferiores, inclusive, ao nível de margens plenas. Planas e mal drenadas constituem setores localizados nas proximidades de faixas aluviais de meandros e, em geral, alongadas relação ao curso fluvial (CHORLEY et al., 1984). Este sistema são alguns dos primeiros a receber sedimentos de inundação finos, por isso se caracterizam por processos de acumulação por decantação de, já que os sedimentos permanecem nas bordas do canal. A aggradação de *backswamps* é lento e formam camadas delgadas de argila e silte, com acamamento horizontal, raramente intercalando lâminas de areia e pacotes orgânicos.

Os meandros abandonados, que dão origem aos lagos fluviais em forma em ferradura, correspondem a formas de canal fluvial abandonadas e preenchidas por sedimentos de extravasamento (TOONEN; KLEINHANS; COHEN, 2012). Os meandros abandonados são produzidos pela migração lateral e à jusante do canal principal, quando ocorre *cut-off* (GOUDIE, 2004). Este processo fluvial pode ocorrer por corte do pedúnculo (*neck cutoff*) ou quando há elevação do nível d'água e o fluxo passa a utilizar caminhos entre barras laterais da margem convexa (*chute cut-off*). Após o abandono, os processos de formação de diques fluviais e de depósitos de inundação, passam a elaborar um fechamento entre a alça abandonada e o canal principal, denominado *plugbar* (BRIDGE, 2003). Os sistemas de meandros abandonados são progressivamente preenchidos em diferentes fases (TOONEN et al., 2012) e suas marcas permanecem destacadamente na paisagem.

iii) Terraços fluviais

Os terraços fluviais são áreas aplainadas adjacentes à planície de inundação, normalmente em sua retaguarda, e elevadas em relação a elas. O contato entre estes sistemas ocorre por escarpa de terraço, enquanto o contato com o sistema interfluvial podem ser também por escarpas de terraços mais elevados (quando ocorrem mais de um nível) ou por rampas coluvionares (CHORLEY et al., 1984; CHRISTOFOLETTI, 1981).

Segundo Chorley et al. (1984) a morfogênese de terraços fluviais ocorre por incisão da drenagem decorrentes de movimentos negativos do nível de base ou mudanças climáticas, que levam ao fornecimento de menos sedimentos ou mais água. Os movimentos negativos provocam fases de incisão controladas por diferentes níveis em cada trecho de rio, em geral separados por *nickpoint*, produzindo terraço emparelhados e correlacionados nos flancos do vale. Mudanças climáticas podem alterar a taxa de deposição/dissecção, rebaixando a planície de inundação no cinturão meândrico, gerando terraços não emparelhados e, algumas vezes, isolados.

Para Leopold et al. (1964) a velocidade dos movimentos epigenéticos são insuficientes para implicarem mudanças notáveis de altitude na escala de terraços fluviais em um intervalo de tempo compatível com seu desenvolvimento. A formação Paleozoica de exemplares conflita com o intervalo de tempo geológico demandado por soerguimentos, de modo que, conforme estes autores, as razões paleoclimáticas constituem evidências mais convergentes à morfogênese de terraços fluviais. No Brasil, consagrados geomorfólogos corroboram tal perspectiva (AB'SABER, 1957;1972; BIGARELLA, 2007; BIGARELLA; ANDRADE, 1965; BIGARELLA; MOUSINHO, 1965a;1965b;1965c;1965d)

Esta breve compilação das morfologias auxilia no entendimento do conjunto de formas que podem ocorrer em planície de inundação de sistema meândrico, antecipando sua variabilidade, suas

posições, seus arranjos e, grosso modo, a estrutura sedimentar que dão origem, assinalando a morfodinâmica predominante e sua morfogênese.

Na investigação dos depósitos dos diferentes subsistemas morfológicos incluídos na planície de inundação, a sedimentologia fluvial oferece base conceitual e metodológica para descrição, análise e interpretação. Segundo (MIALL, 1978), este campo do conhecimento enfatiza a estrutura e textura dos depósitos fluviais, atuais (passado recente, Holoceno tardio) e pretéritos para determinar os paleoambientes deposicionais, suas condições de disposição de energia, de vetores de fluxos predominantes, a sucessão de fases e eventos, a simultaneidade entre estas fases e eventos deposicionais em distintos locais; elementos que dão base para reconstituição paleogeográficas e sua evolução. A abordagem dos depósitos pela sedimentologia fluvial baseia-se na descrição dos materiais e suas propriedades físico-químicas e biogênicas (granulometria, textura, morfometria, orientação, composição mineralógica, metais pesados, etc.), na quantificação e modelização dos fluxos de paleocorrentes (matemáticas e modelos físicos e computacionais), e nos modelos faciológicos de distintos ambientes deposicionais os quais dão anteparo às interpretações de perfis de exposição (SUGUIO, 2003). Revisão concentrada no instrumental da sedimentologia fluvial e sua aproximação às análises de paleohidrologia será apresentada no capítulo 3.2.

Planícies fluviais meândricas de rios Tropicais

Os mecanismos que operam nas planícies fluviais meândricas são, em suma, os mesmos presentes nas planícies fluviais meândricas de rios Tropicais, por isso os conjuntos de formas obedecem à mesma diversidade mencionada acima. Porém há características destes rios que se intensificam devido à disponibilidade de calor e do padrão, volume e intensidade da precipitação, por exemplo, a importância da transferência de nutrientes e água doce a grandes estuários e em proporções muito mais elevadas do que em rios em ambientes não-tropicais (SINHA; KALE; CHAKRABORTY, 2014).

O ambiente tropical se define como aquele entre os trópicos de Câncer e Capricórnio, onde atuam os sistemas atmosféricos relacionados ao maior aquecimento desta Zona Climática (AYOADE, 2006). Nesta faixa, a flutuação das chuvas é elevada (em geral, de 700 a 1800mm, podendo superar 2200mm nas zonas de florestas pluviais) e relativamente estável, exceto se existem condições orográficas ou climáticas específicas que definam zonas secas. Logo, entre os controladores de tempo fundamentais destaca-se a ZCIT, mencionada no capítulo anterior, responsável por regimes de calor (entre 24 e 30°C, com amplitude anual de 3°C) e precipitação equatoriais e monçônicos. Dois artigos relativamente recentes (LATRUBESSE, et al., 2005b; SYVITSKI et al., 2014) se debruçaram em discriminar as características dos rios tropicais, os principais processos, formas e materiais que os distinguem.

Para Latrubesse et al. (2005b) a sazonalidade bem marcada na vazão líquida dos grandes rios tropicais considerados ($>10.000\text{km}^2$) é uma das principais características destes sistemas, a qual é denotada por pico de descarga bastante definido e variável durante a estação chuvosa e período de baixa vazão na estiagem. Isto é particularmente importante em bacias hidrográficas sob regimes monçônico, como a do rio Ribeira de Iguape. Gupta (1995), ao considerar a influência de vazões de margens plenas (período úmido) e estiagem (período seco), e o impacto de vazões de elevadas magnitudes sobre a tensão cisalhante, assinalou a sazonalidade como um dos controladores das formas e processos dos rios tropicais monçônicos. Para este pesquisador, juntamente com a natureza da sazonalidade, a frequência de elevadas magnitudes é determinante para o transporte sólido, sobretudo de frações grosseiras, que permitem, por exemplo, o desenvolvimento de barras e elaboração de morfologias como ilhas fluviais. Logo, a frequência de inundações de elevada magnitude é crucial para entendimento do equilíbrio entre manutenção-destruição de formas.

A sazonalidade influencia o transporte de sedimentos e sua estocagem na planície, ao implicar variabilidade também na carga sólida, sobretudo mais grosseira por processos de tração. Mas isso não é uma regra, pois os sistemas geomorfológicos predominantes em cada bacia hidrográfica são determinantes na quantidade de material transportado. Segundo Latrubesse et al. (2005b) bacias com setores em cinturões orogênicos ativos tem elevada produção de sedimentos, enquanto sistemas fluviais que drenam áreas cratônicas ou plataformais, tanto sob clima úmido como savânico, são, em geral, caracterizados por baixo suprimento de sedimentos. A BHRB, até o setor ESB, drena basicamente região de cinturão orogênico do Planalto Atlântico do SE do Brasil e trecho de morros e colinas abatidas do Gráben, que promovem elevada carga sedimentar mista, com baixa variação sazonal.

Em geral, rios originados em cinturões orogênicos, devido à alta carga suspensa (>80%) e baixa carga de fundo (2 a 15%) apresentam canais sinuosos (grandes cursos) variando a retilíneo nos sistemas menores. Meandros livres e mais sinuosos (como ocorre no setor ESB) se desenvolvem quando a carga sólida é mista (entre fundo e suspensão), o que usualmente ocorrem em sistemas que drenam áreas de platôs. Sistemas fluviais de áreas cratônicas, apresentam menor quantidade de carga suspensa em relação à de fundo (<25%), por isso, desenvolvem canais com baixa sinuosidade. Podem apresentar padrão anastomosado ou, ainda, desenvolver grandes ilhas e complexos de arquipélagos.

Os canais dos sistemas fluviais tropicais com variabilidade sazonal marcada, de acordo com Gupta (1995), são marcados ainda pela forma de “caixa” da seção transversal com margens muito inclinadas e morfologia de canal interno ao canal, como um subsistema de fluxo concentrado que se instala na estiagem. Este segundo não é observado no Ribeira de Iguape devido à manutenção de níveis mínimos vazão ao longo de todo ano suficientes para preencher o fundo do canal. Porém o primeiro aspecto é notório, visto que as margens do Ribeira de Iguape, sobretudo nos setores erosivos, desenvolvem-se com declividades que podem superar os 75°. Para Latrubesse et al. (2005b), dentre os processos que mais caracterizam os sistemas fluviais tropicais é a avulsão e o desenvolvimento de leques. As avulsões podem decorrer de dois tipos controles majoritários: ajuste sedimentológico (necessidade de aumentar declividade) ou por neotectonismo. As próprias avulsões são um dos processos de desenvolvimento dos leques. A alta frequência de mudança de posição da drenagem principal e a grande quantidade de sedimentos de leito e retrabalhados durante as avulsões caracterizam estes sistemas distributivos.

Syvitski et al. (2014), ao se perguntarem quão diferentes são os sistemas fluviais tropicais, enumeraram 13 pontos, que passam por aspectos climáticos¹⁵ e geomorfológicos. Alguns destes, endossam e ponderam as considerações realizadas por Latrubesse et al. (2005b), dos quais devem-se destacar a (i) **sazonalidade bem marcada**, frequentemente tida como uma característica dominante nos trópicos, ainda que regiões temperadas e subpolares sejam igualmente sazonais (com forças atuantes distintas), e que haja importantes rios tropicais que não apresentem sazonalidade; (ii) **amplos sistemas de deltas tropicais que recebem e transmitem** significativas quantidades de água doce para os oceanos próximos à costa; (iii) **carga sedimentária desproporcionalmente** mais elevada para os oceanos; mas isto depende de qual região tropical esteja sendo considerada e quais rios estejam sendo abrangidos. Além disso, a litologia mais resistente e o relevo reduzido da África central decorrem em carga sólida não tão elevada, por exemplo; e (iv) **baixa variação interanual de produção de sedimento**, ainda que outras regiões fora dos trópicos também tenham baixa variabilidade interanual. Em contraposição, canais de

¹⁵ (i) disponibilidade de calor que modelam o clima e sua manifestação hidrológica e de transporte de sedimentos, (ii) sistemas de tempos derivados da ZCIT e padrão monçônico com quantidade e intensidade singulares de precipitação, convectivas ou ciclônicas; (iii) regiões tropicais não afetadas por ciclones tropicais (ainda que isso não seja exclusivo de zonas tropicais); e (iv) liberação de aerossóis por florestas tropicais pluviais que aceleram a condensação e a precipitação (único em ambientes tropicais).

menor escoamento nos trópicos apresentam marcado padrão de elevada variabilidade interanual em termos globais.

Os autores (SYVITSKI et al., 2014) especificam ainda o **elevado escoamento independentemente da área da bacia** hidrográfica e de evapotranspiração; a menor viscosidade, devido às elevadas temperaturas dos rios tropicais, fazendo com que carreguem menos sedimentos por unidade de volume; e o ambiente biogeoquímico único, que permite **desenvolver espessos solos saprolíticos, elevada concentração de ácidos fúlvicos e húmicos nos rios (ainda que** outras regiões florestais importantes, como em florestas boreais gigantes sejam também produtoras de ácidos fúlvicos e húmicos), **e alto consumo de matéria orgânica, plantas e madeira por bactérias.**

Em condições tropicais, os sedimentos estão sujeitos à intemperismo acelerado decorrendo em velozes processos de formação do solo, os quais tendem a destruir estruturas sedimentares e escamotear os registros paleohidrológicos Celarino; Ladeira (2017). O desenvolvimento de solos em planícies de inundação serão tratados em item específico (3.2.2).

Estes aspectos que se centram nos materiais depositados e no desenvolvimento pedogenético em planícies fluviais são indispensáveis, devido à heterogeneidade geomorfológica das planícies e aos processos associados. Isto é particularmente relevante pois as planícies de rios tropicais são sistemas primordiais na estocagem de material (OMENGO et al., 2016). O desenvolvimento mantos de intemperismo nestes ambientes dependem, evidentemente, da característica predominante de transporte de sedimento (fundo ou suspensão). Em inundações de sistemas com carga mista, os depósitos podem ser muito heterogêneos, apresentando características de transporte por tração (como em cordões arqueados, diques fluviais e barras arenosas), como típicas de decantação (como meandros abandonados e *backswamps*) (OMENGO et al., 2016), que dependem de controles como topografia, distância do canal, vegetação (densidade e tipo) e regime de saturação.

Além do fator espacial, o temporal é também essencial. A sedimentação é diretamente dependente da fase da inundação e da própria magnitude do evento. Por exemplo, em depressões na planície, sobretudo próximas ao canal, é esperado que durante o transbordamento predominem entradas de frações arenosas à seixos, enquanto na fase de esvaziamento ocorra a deposição argilo-siltosa, do qual resulta um modelo fasciológico de sedimentação de inundações. A depender da magnitude do evento é razoável esperar que a razão entre as espessuras da fase arenosas e da fase argilo-siltosa de recobrimento se modifique, sendo que quanto mais intenso, relativamente mais espessa será fase arenosa, e quanto menos intenso menos espessa. A energia hidrodinâmica também influencia em processos erosivos, que podem levar a importantes descontinuidades no material. A magnitude pode afetar ainda o retrabalhamento e redistribuição do material depositado, caso se rompa certos limiares geomorfológicos. Por exemplo, o estouro de diques ou avulsões, recorrentes em sistemas fluviais meândricos, podem levar a deslocamentos de importantes volumes de material que se depositam no fundo do canal ou na planície. No caso do estouro de diques pode decorrer em acúmulos arenosos importantes em sistemas de leques dentro da planície ou em depósitos de áreas deprimidas, como paleomeandros (OMENGO et al., 2016).

Tendo em vista tal complexidade e variabilidade espacial e temporal, é de se esperar que o acúmulo de matéria orgânica, de concentração de ácidos húmicos e de desenvolvimento de saprólitos sejam, proporcionalmente, diversos e heterogêneos nas planícies meândricas tropicais. Ao mesmo tempo, uma vez que são indicadas como feições que singularizam os materiais destas planícies, a geomorfologia e a paleohidrologia, juntamente com a pedologia, sedimentologia e hidrologia, devem enfatizar as características destes estoques, detalhar os mecanismos de deposição e as estruturas

resultantes nos materiais, buscando identificar e caracterizar feições e fácies deposicionais que registram a gênese e evolução destes ambientes (LATRUBESSE; STEVAUX; SINHA, 2005a).

No Estado de São Paulo deve-se destacar os estudos de geomorfologia fluvial realizados em planícies fluviais meândricas planálticas (COLTRINARI, 2011; LUZ, 2010; SOUZA; PEREZ FILHO, 2016;2018; STORANI; PEREZ FILHO, 2015; ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2006;2009), em que são enfatizadas às variabilidades de formas e materiais superficiais, que podem contribuir para comparações e analogias com os sistemas deposicionais abrangidos no presente estudo. Recentes estudos de Perez Filho e colaboradores também tem publicado datações recentes de depósitos de baixos terraços em diversas bacias hidrográficas do Estado, oferecendo parâmetros morfocronológicos e morfodinâmicos, como taxas de incisão da planície de inundação, que podem ser confrontados com os resultados obtidos nesta investigação.

3.1.2. CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DETALHADA

a) Definição de carta geomorfológica detalhada

A Cartografia Geomorfológica é, simultaneamente, metodologia e resultado da pesquisa geomorfológica (SMITH et al., 2011). O objetivo da carta geomorfológica de detalhe é fornecer uma descrição completa de todos os elementos do relevo e do modelado da região (COLTRINARI, 2011). O mapa geomorfológico inclui a identificação, descrição e análise das morfologias, sua associação aos materiais e sua variabilidade intrínseca, aos processos superficiais, o que viabiliza a interpretação da gênese e da evolução do relevo (RODRIGUES, 1997). É por meio da reunião sistemática destes planos de informação em um mapa que o pesquisador em geomorfologia passa a reconhecer os fenômenos geomorfológicos e suas tendências espaciais.

De acordo com TRICART (1965), a carta geomorfológica é um exame preciso, detalhado, que apresenta um valor em si, que constitui um objetivo da pesquisa em geomorfologia suficiente, a partir do qual se pode compreender plenamente a região cartografada. Ao mesmo tempo, a carta geomorfológica é objeto de investigação, comportando-se, dentro da pesquisa, com valor de metodologia, com rigores e procedimentos próprios e padronizados.

A quantidade de informações a incluir em um mapeamento geomorfológico e, por conseguinte, o grau de padronização dos procedimentos de elaboração do mapa geomorfológico estão diretamente relacionados ao nível de generalização dos fenômenos a serem mapeados, que por sua vez depende da escala espacial (e temporal) do conteúdo (HAYDEN, 1986). Segundo este autor, as diferenças na identificação da unidade geomorfológica estão significativamente relacionadas com as características regionais e a escala definida, sendo que, para diferentes escalas, regiões de distintos tamanhos serão recobertas e diferentes morfologias podem ser identificadas como uma unidade básica. Por isso, a escolha da unidade é variável conforme a escala, cuja definição se ancora à categoria do fenômeno a ser compreendido, sua espacialidade e temporalidade.

TRICART (1965) distingue a escala dos fenômenos geomorfológicos em relevo e modelado. Relevo seria o conjunto de macrounidades (serras, maciços, planaltos, escarpas), que se aderem diretamente ao nível de macroestruturas com origem nas deformações da crosta terrestre devido a forças endógenas (tectônica e litologia). Modelado se relaciona imediatamente às morfologias produzidas pela ação do clima, direta ou indiretamente (vales, terraços, anfiteatros). A variabilidade das formas do modelado e do relevo, é dependente do tipo, frequência e intensidade dos processos genéticos e atuantes hoje. A cada grande zona climática (tropical, glacial, semiárida e árida), há modelados característicos (COLTRINARI, 1982; ELORZA, 2008).

Cartas geomorfológicas de pequena escala ($>1:100.000$) abarcam conjuntos de relevo com dimensão quilométrica, e, por isso, as cartas a pequena escala se inspiram fortemente nas cartas geológicas, sendo seus processos de elaboração majoritariamente realizado sobre cartas geológicas, topográficas, imagens de sensores orbitais. As cartas de detalhe ($<1:100.000$) apresentam de modo preferencial o modelado, seus processos e materiais associados. Operando desta maneira, de acordo com TRICART (1965), o geomorfólogo, em seu trabalho de mapeamento das formas da superfície, se adapta adequadamente à lógica interna dos fenômenos geomorfológicos, em que a natureza e os mecanismos de causalidades dependem das escalas têmporo-espaciais.¹⁶

b) Princípios da carta geomorfológica detalhada

A cartografia geomorfológica de detalhe destina-se ao reconhecimento cartográficas entre 1:5.000 e 1:25.000, e, excepcionalmente, a depender das dimensões dos fatos morfologias mapeadas e variabilidade espacial, em escala entre 1:50.000 e 1:100.000 (COLTRINARI, 2011). Nestas escalas maiores, a estrutura geológica não passa mais para o plano principal. Ela passa a ser uma condição, devendo então aparecer de maneira subjacente nas cartas geomorfológicas, de tal modo que os processos morfogenéticos e as formas que eles engenham passam a ser os protagonistas do mapeamento (TRICART, 1965). Ainda segundo este autor, centradas nas formas, correspondendo à noção de esculturação, ou, ainda, formação do modelado, a carta geomorfológica detalhada se estabelece nas relações no espaço e no tempo das unidades mapeadas, destacando as ligações genéticas entre as formas vizinhas e põe em evidências as diversas gerações de formas que se sucedem em uma dada região. Por essa razão, do ponto de vista evolutivo, a cartografia geomorfológica detalhada, ao contrário da de pequena escala, insiste na distinção entre formas atuais e formas herdadas (ou em processo de degradação).

Devido à sua escala, a elaboração da carta geomorfológica detalhada deve se base no trabalho de campo, por meio do qual o pesquisador pode identificar corretamente as formas do ponto de vista dinâmico, essencial à escala e detalhamento requeridos ao mapeamento. De fato, o processo de produção da carta geomorfológica detalhada implica uma sucessão de atividades de gabinete-campo-gabinete que se inicia com a elaboração preliminar do mapeamento, investigações de campo, correção e aperfeiçoamento dos limites mapeados, novos estudos de campo, análises laboratoriais, coletas complementares, e assim, sucessivamente.

Ela visa estabelecer medidas entre as formas, elucidar a gênese e evolução a partir dos materiais, processos e idades; e esclarecer os arranjos espaciais entre as variáveis (DEMEK, 1972). Mesmo no conjunto de escalas grandes abrangidas pela cartografia geomorfológica detalhada, a definição da escala depende da relação entre a forma e as tendências espaciais do evento formador: à medida em que abrange formas de maior detalhe, o mapa geomorfológico deve aumentar sua escala de estudo e de representação (RODRIGUES, 1997).

Os conteúdos dos mapas geomorfológicos detalhados foram posteriormente discutidos por muitos outros autores, culminando com a publicação de DEMEK (1972) em que se postula como conteúdos essenciais a geometria das formas (morfografia e morfometria), materiais superficiais

¹⁶ Por outro lado, BRUNSDEN (1996) (dentre outros) afirma que a questão fundamental, antes de se pensar em taxonomia, é a de conceituação de evento geomorfológico, em termos de sua duração, efetividade, resiliência, e demais características temporais de elaboração e permanência. Nesse estudo, há uma clara diminuição da importância taxonômica e um direcionamento à aceitação de eventos (este conceito será abrangido na sequência do estudo) que são igualmente relevantes na elaboração do modelado, aceitando-se a questão de regimes geomorfológicos em que eventos extremos convivem com eventos graduais e contínuos.

(morfoossedimentologia), processos predominantes (morfodinâmicas), a origem (morfogênese) e a idade (morfocronologia) das morfologias (COLTRINARI, 2011).

Os dados *morfométricos* são satisfeitos ao se disponibilizar informações topográficas no mapa geomorfológico, incorporando-se dados de declividades, faixas altimétricas e pontos cotados (TRICART, 1965). Essas informações dizem respeito a um primeiro nível de articulação de dados de natureza morfométrica que inclui as cartas topográficas e dados de sensores remotos disponíveis. Mas a morfometria inclui ainda, medidas em campo para aferições de altitude, elaboração de perfis topográficos, obtenção de declividades e desníveis, e até a morfometria de materiais. A *morfografia* é a representação das formas salientando suas morfologias individuais e o conjunto em seu arranjo. Vale pontuar a ressalva de TRICART (1965) no qual diz que uma carta que se limite a representar uma parte das formas existentes (vertentes ou planície) não é uma carta geomorfológica, mas é uma carta morfométrica concebida de modo análogo à carta topográfica com indicações de algumas das formas existentes, não podendo, por isso ser denominadas cartas geomorfológicas detalhadas *strictu sensu*.

A *morfogênese* está propriamente relacionada à gênese das formas, e sua representação deve ser realizada de modo que a origem e a gênese sejam diretamente inteligíveis, em geral, associando-se aos processos que as originaram e das formações superficiais correlativas. Assim, os materiais indicam os processos atuais ou passados, e são condicionantes da morfogênese ativa pois possuem características intrínsecas que interferem na atuação da dinâmica atual (COLTRINARI, 1982). A *cronologia* é o posicionamento da gênese das formas o mais exato possível no tempo, a fim de demonstrar as associações morfológicas desenvolvidas a certos momentos da evolução da região, confrontando tais evoluções juntamente dentro do quadro de oscilações paleoclimáticas. Este conteúdo deve enfatizar a distinção principal entre as formas atuais (relativa à morfodinâmica atual) e as formas herdadas (relictuais, que não correspondem a morfodinâmica atual). Estes princípios da cartografia geomorfológica detalhada orientaram a elaboração de um esboço morfológico 1:50.000 do setor ESB para formas fluviais, mas nem todos os níveis foram aplicados com a mesma profundidade. Os planos de informação utilizados e os procedimentos de produção deste esboço constam no item 3.3.1.

c) Aplicação da cartografia geomorfológica detalhada

A recente história da cartografia geomorfológica e suas tendências possuem como maior norteador a tecnologia, principalmente as de SIG e as de VANTs. Novas fontes de dados permitiram surgimento de análises, e as tecnologias deram maior eficiência e rapidez aos mapeamentos, baseados em SIG. O advento do paradigma de *layers*, em voga desde finais de 1980, bem como o registro espacial de dados sobre uma única e consistida referência geodésica, acelerou a elaboração de produtos cartográficos que oferecem base às análises e interpretação de informações geomorfológicas, dentro da própria ciência, mas também na intersecção com outros campos do conhecimento, que constitui uma das essenciais de sua aplicabilidade (TRICART, 1965). A versatilidade do mapeamento digital auxiliou pesquisas interdisciplinares de cunho espacial e a profusão de dados geográficos adicionou velocidade e ampliou o leque de aplicações dos produtos da cartografia geomorfológica (VERSTAPPEN, 2011), incidindo em modelagem de sistemas paleoambientais, associações espaciais, favorecendo o aumento da precisão espacial dos dados a sua acurácia. A expansão de fontes de dados espaciais digitais inaugurou estudos na superfície da Terra e em outros planetas (SMITH et al., 2011).

Gustavsson; Kolstrup; Seijmonsbergen (2006) notaram uma diminuição da produção da cartografia geomorfológica no início do século XXI, ao que associaram a difusão de SIG e ao aumento do uso de simbolizações em polígono, que pode gerar simplificações de representação de fenômenos

geomorfológicos, sobretudo de processos superficiais. No entanto, para SMITH et al. (2011) nas últimas décadas houve renovação do interesse acadêmico pelo mapeamento geomorfológico, exemplificado pelas publicações consistentes do *Journal of Maps*, periódico *open access* que tem demonstrado interesse em documentar e arquivar mapas elaborados tanto sobre metodologias e técnicas clássicas, quanto mapas geomorfológicos baseados em técnicas digitais, viabilizando futuras associações entre os diversos tipos de produções. De fato, as novas tecnologias (sensoriamento remoto e cartografia digital) tem demonstrado mudanças e revitalização da geomorfologia, sobretudo no seu campo aplicado, sem se desfazer da necessidade de aplicação dos princípios da cartografia geomorfológica e seus tipos de dados (GUSTAVSSON; SEIJMONSBERGEN; KOLSTRUP, 2008).

A esta altura, vale pontuar que, dentro da pesquisa geomorfológica, pura ou aplicada, no âmbito da própria ciência ou na materialização de seu caráter interdisciplinar, o mapa geomorfológico não é apenas semiótica de linguagem ou tradução gráfica de leituras geomorfológicas de uma dada região. Ele é antes de tudo a base destas leituras, por meio do qual o pesquisador é impulsionado dentro do seu campo de conhecimento a desvendar as relações espaciais dos compartimentos geomorfológicos mapeados e interpretar a gênese e a evolução de cada compartimento e do conjunto de morfologias (COLTRINARI, L., 2011; LUZ, 2015; RODRIGUES, 1997; TRICART, 1965). As tecnologias de SIG impõe um risco à esta base epistemológica da geomorfologia, sobretudo nas pesquisas aplicadas, onde a cartografia geomorfológica, muitas vezes, assume papel apenas de suporte a análise espacial.

Para Baker et al. (2002), a cartografia geomorfológica detalhada é primordial nos estudos de paleofluxos, tendo em vista a necessidade de reconhecimento de locais com potencial para se desenvolverem a análise de *Slackwater Deposits*, por meio de avaliação de marcas de níveis d'água (cicatrizes ou marcas de erosão) em canais encaixados ou nos depósitos aluviais; ou seja, circunscrevendo o universo a ser analisados e discriminando sistemas e locais pertinentes ao estudo de inundações. É fundamental a interpretação de fotografias aéreas e morfologia para identificar locais adequados (BAKER, 1987), onde a elaboração das formas e as tendências de processos fluviais se relacionem a eventos de inundação e seus paleoestágios (BAKER, 1987; BENITO; THORNDYCRAFT, 2004;2005; STEDINGER; BAKER, 1987). Diversos autores destacam importância da cartografia geomorfológica detalhada à análise de riscos de inundação (DÍEZ-HERRERO; LAIN-HUERTA; LLORENTE-ISIDRO, 2009) e na reconstrução holocênica das morfologias em planícies fluviais. (BAKER et al., 2002; BENITO; THORNDYCRAFT, 2004;2005; THORNDYCRAFT et al., 2002)

Na presente pesquisa, os conteúdos do mapeamento geomorfológico basearam-se nos preceitos da escola francesa (COLTRINARI, 2011; QUEIROZ NETO; JOURNAUX, 1978; TRICART, 1965). Algumas experiências de mapeamento geomorfológico detalhado de planícies fluviais foram utilizadas como base na definição da legenda aplicada neste estudo (ALVES, 2013; FF, 2013; LUZ, 2010; SANTANA, 2008; SILVA, 2005;2012; ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2006). Realizou-se mapeamentos geomorfológicos em escala 1:50.000 de todo o setor ESB e em 1:10.000 de 3 transectos em diferentes posições do vale inseridos no setor ESB, para detalhamento das formas (morfografia e morfometria) e dos materiais¹⁷. Sua aplicação enfatizou sua aplicação para entendimento do contexto geomorfológico fluvial, particularmente voltado à amostragem de materiais superficiais (para análise de paleofluxos) e como balizadora de generalizações de tendências espaciais.

A simbolização foi inspirada no Manual de Cartografia Geomorfológica Detalhada (DEMEK, 1972) e em propostas mais recentes (GUSTAVSSON et al., 2006; GUSTAVSSON et al., 2008; SANTANA, 2008).

¹⁷ Considerando os princípios da carta geomorfológica detalhada e os conteúdos obrigatórios que estas cartas devem conter, conforme TRICART (1965), deve-se pontuar que, para a presente pesquisa, não foram atendidos plenamente tais preceitos e conteúdos. Detalhes desta aplicação constam no capítulo 3.3.1 de metodologia do mapeamento.

Aplicou-se uma simbolização baseada em polígonos para representar unidades da planície fluvial e simbologias lineares para cordões marginais e diques fluviais. A cartografia geomorfológica foi base para escolha de locais de sondagem e alocação de seções de controle, além de ter sido fundamental, para análise de tendências espaço-temporais de processos de inundação e mapeamento de suscetibilidade à inundação.

3.1.3. CONCEITO DE EVENTO GEOMORFOLÓGICO EM PLANÍCIES FLUVIAIS MEÂNDRICAS E INUNDAÇÃO

Dentro da teoria geral dos sistemas aplicadas à geomorfologia, a compreensão dos fenômenos a serem considerados em uma dada análise é viabilizada pela escolha adequada da escala têmporo-espacial que permita observá-lo em suas múltiplas interações (DEMEK, 1972). A geomorfologia abarca uma ampla gama de escalas temporais e espaciais, e seu entendimento em função da hierarquia dos fenômenos investigados é fundamental na definição da escala (TRICART, 1965), a qual implicará, evidentemente, nas estratégias, procedimentos e técnicas da análise geomorfológica (KOHLE, 2002).

Clássicos estudos de sistematização de metodologia da análise geomorfológica propuseram relações temporais-espaciais às hierarquias dos fenômenos (e fatos) geomorfológicos, de modo a gerar modelos de referência às suas interpretações (CAILLEX; TRICART, 1956; DEMEK, 1972; MESCERJAKOV, 1968; ROSS, 1992; SCHUMM, STANLEY, 1991; TRICART, 1965). Nestes estudos constam propostas de taxonomia e classificação do relevo, articulando tamanho (em área) das formas às características morfotectônicas do relevo, tendências de desenvolvimento do modelado e gênese.

A partir dos anos 1970, com sistematização do conceito de limiar geomorfológico os modelos de evolução das formas foram reelaborados, e avançaram com base no conceito de evento geomorfológico (RHOADS; THORN, 2011), o qual se utilizou como base conceitual em geomorfologia para a compreensão dos processos de inundação e suas tendências espaciais e temporais, conforme a abordagem realizada por (BRUNSDEN, 1996). Segundo este autor, eventos geomorfológicos são o período de atividade em que um processo ocorre durante o qual a paisagem pode ser modificada.

Sob este conceito, o sistema é modificado por eventos formativos com diferentes graus de efetividade, determinando e sendo determinado pela resiliência da forma (VANDENBERGHE, 1995; WOHL, 2017). Todos os processos geomorfológicos constituem eventos discretos de variadas características e dimensões, sendo que os processos que modelam a superfície das formas alteram suas taxas e áreas de ação conforme se modificam as condições ambientais e as características dos sistemas sobre os quais atuam (BRUNSDEN, 1996).

Um evento pode ser: um processo orogenético, uma fase de denudação, uma sucessão de anos chuvosos, um deslizamento, etc. Cada um está associado a uma abrangência espacial e temporal, a um tempo de permanência das formas e a uma frequência-magnitude distinta. Quando uma condição de estabilidade geomorfológica é interrompida por um evento, as componentes responsáveis por controlar o fluxo de matéria e energia se modificam forçando as variáveis dependentes a se reorganizarem. Após um evento, há recomposição a partir de novas condições e estabilização de um novo estado que tende a se manter por um dado tempo. Os eventos constituem extrapolação de limiares geomorfológicos, interrompendo uma sequência de eventos e dando início a outra sequência (RODRIGUES, 2004).

A efetividade de um evento formativo diz respeito ao seu potencial em modelar a paisagem, criando ou destruindo formas, e retornando o sistema ao estágio de equilíbrio. A magnitude e sequência de eventos determinam a efetividade, e seus resultados na resiliência ou manutenção dos sistemas morfológicos (BRUNSDEN, 1996). A escala, intensidade, duração e frequência dos eventos, bem como

a resistência e resiliência do sistema resultante¹⁸, definem a hierarquia destes eventos (Figura 19, Figura 20).

Em termos temporais, um evento pode ser um ciclo, epiciclo, fase, episódio, processo extremo ou uma ocorrência, conforme classificação apresentada por (BRUNSDEN, 1996). Os fluviais, sobretudo relativos às inundações, se caracterizam como processo extremo ou ocorrência, a depender de suas características. Conforme as definições daquele autor, os *processos extremos* são eventos de pulsos de alta magnitude e baixa frequência, que ocorrem muito rapidamente dentro de escalas temporais de 10 a 100 anos (ou mais, como uma grande inundação); uma *ocorrência* é um evento rotineiro que não se refere a um evento extremo dentro de um dado sistema, mas difere-se de uma condição normal dos processos, como são os picos de vazão que podem ser relevantes em uma escala temporal de 10 ou mais anos.

Ainda em termos de classificação temporal, a frequência dos eventos pode ser instantânea, curta, longa e desenvolvida na escala do tempo geológico (BRUNSDEN, 1996). As inundações são eventos instantâneos, do ponto de vista da elaboração das formas (agradacionais ou erosivas) na planície de inundação. Elas duram menos de 1 ano e são normalmente relevantes à medida em que as formas elaboradas por elas podem permanecer no sistema em durante centenas (ou mesmo milhares) de anos. Quando os processos são muito raros, e as magnitudes muito elevadas o trabalho geomórfico realizado pode persistir por um longo período de tempo (grandes inundações ou erupções vulcânicas, por exemplo). Esta capacidade de criação de formas pode ser descrita em função da efetividade do evento¹⁹.

O trabalho fluvial nas planícies de inundação não se limita aos processos de inundação. A maior parte das morfologias e depósitos nas planícies decorre do trabalho hidrodinâmico do canal, sobretudo de migração lateral e avulsões. Estes são ventos com frequência de curto termo que ocorrem ao longo de centenas de anos, e cujas formas elaboradas podem permanecer por até 10 mil anos. Os sedimentos das planícies meândricas são oriundos principalmente destes processos, enquanto os pacotes de acreção por depósitos de inundações são minoritários.

Segundo o diagrama da Figura 19, as inundações são eventos extremos no sistema fluvial enquanto as formas ligadas ao trabalho hidrodinâmico do canal fluvial são ocorrências neste sistema. Elas são, grosso modo, de frequências regulares do ponto de vista geológico ($<10^0$ anos), pois acontecem dentro de intervalos de tempo relativamente curto; e sua previsibilidade pode chegar a 10^3 anos.

A Figura 20 indica que as formas fluviais possuem tempos de duração muito variáveis. Planícies de inundação (*Floodplain*), terraços fluviais (*River terrace*) e corte de pedúnculo (*Channel cut*) possuem distintas posições no modelo, sendo que os tempos de duração para os dois primeiros é na ordem de 1.000 a 10.000 anos, enquanto para o terceiro diário a semanal.

Esta diversidade de sistemas morfológicos, ambientes deposicionais, impõe complexidade na atuação dos eventos de inundação, seu papel na elaboração ou destruição destas formas e de seus

¹⁸ Segundo Wohl (2017) a resistência de um sistema descreve o quanto este pode mudar mediante uma dada perturbação, seja esta ordem natural ou antrópica (seções de rios de leito rochoso podem se submeter a pequenas alterações hidrogeométricas resultantes de grandes cheias); a resiliência do sistema refere-se à tempo decorrido para retornar à situação de estabilização anterior.

¹⁹ Um evento formativo (de certa magnitude-frequência) é um processo capaz de controlar as formas da superfície. Ele pode realizar mais trabalho do que os eventos rotineiros cumulativos (mais diretamente relacionados à escala temporal de *ocorrências*) antes do que um outro evento formativo ocorra. Mais do que tudo, um evento formativo é responsável pela elaboração de formas que persistem por longos períodos de tempo, apesar de modificar os efeitos de eventos mais frequentes (BRUNSDEN, 1996).

materiais. A complexidade em termos temporais dos eventos de inundação é um dos pilares deste estudo, pois nele reside parâmetros de magnitude-frequência. A ideia de usar o conceito de evento geomorfológico para caracterizar inundação tem como objetivo ressaltar seu aspecto temporal de intensidade e de recorrência. Por outro lado, pouco será explorado em relação à efetividade destes eventos e a resiliência das formas.

Figura 19 Escalas temporais de eventos geomorfológicos.

Fonte: Brunsden (1996).

Figura 20 Modelo de tempos de elaboração, tempo de vida e tamanho das formas da superfície.

Fonte: Brunsden (1996)

a) Definição de Inundação

O termo inundação possui um amplo leque de significados que incluem definição técnica hidrológica em termos de magnitude e frequência de fluxo (que é utilizado também para descrever eventos extremos e ocorrências); sua aplicação no senso comum em que se enfatiza suas consequências práticas no impacto na sociedade, como danos à propriedade e pessoas; ou ainda nas ciências ambientais, expressando os prejuízos ou virtudes de sua ocorrência como elemento ecológico fundamental no suporte à vida. Estas perspectivas derivam das múltiplas ciências que se debruçam

sobre este processo, cada qual com sua ênfase e ponto de vista prioritário (BAKER, 1994). Embora distintas, estas definições, contudo, não discordam de que as inundações são processos naturais, às vezes, antropicamente perturbados, que operam na superfície da Terra, afetando-a e sendo afetado por ela, como todos os demais processos geomorfológicos.

Do ponto de vista geomorfológico, segundo Christofolletti (1981), a inundação é o processo fluvial natural de elevação do nível d'água que comandam as ações erosivas e deposicionais relacionadas ao trabalho fluvial nas planícies, abrangendo quatro fases básicas: transbordamento das águas do canal para planície, enchimento da planície de inundação, esvaziamento e secamento destas áreas. Ou seja, a inundação abrange todo o processo desde o transbordamento, formação de setores inundados, duração e secamento destes volumes. É um processo iminentemente natural (GOUDIE, 2004; RODRIGUES, 2015a; STORANI; PEREZ FILHO, 2012).

Adota-se como limite da área de inundação, o leito maior dos rios, que em outras palavras é a própria planície de inundação, cuja área e volume variam conforme a escala espacial do sistema fluvial envolvido e o tipo de canal em questão, mas que, em geral coincidem com a base da vertente ou terraço (CHRISTOFOLETTI, 1981). A delimitação da planície de inundação deve levar em consideração o contato côncavo estabelecido entre o a superfície plana e horizontal da planície com a superfície inclinada da vertente ou da escarpa de terraço (QUEIROZ NETO; JOURNAUX, 1978). Todo conjunto formado pela planície de inundação e terraços é denominado planície fluvial. A abrangência da inundação depende da excepcionalidade do evento e das características do sistema fluvial, relacionando-se à uma dada magnitude-frequência, mas que não é única para toda bacia hidrográfica, nem mesmo única para um dado trecho de planície, tampouco para compartimentos da mesma, como terraços baixos ou terraços altos.

É comum a utilização de termos como cheia, enchente e alagamento como sinônimos de inundação, e essa sobreposição do uso desses conceitos advém também dos diversos âmbitos de sua aplicação. Por exemplo, inundação e cheia podem ser diferenciados em função de sua espacialidade, ou melhor, quanto aos sistemas geomorfológicos fluviais abrangidos, e, conseqüentemente, quanto à sua escala espaço-temporal. Cheia pode ser definida como a elevação dos níveis d'água mas sem transbordar o canal fluvial, permanecendo dentro do leito menor do curso d'água. Uma vez que o nível supera este limiar geomorfológico, demonstrando que o canal não é mais capaz de conter o escoamento, a água transborda e ocupa o leito maior, provocando inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981; VEYRET, 2015).

As inundações podem ter componentes antrópicas por ações diretas (controle de vazão) e indiretas (uso da terra) alterando regimes fluviais (BAKER, 1994; BAKER et al., 1988). Quando as inundações ocorrem em áreas ocupadas, definindo perigo às pessoas, bens e infraestruturas define-se episódio de enchentes (FF, 2013; RODRIGUES, 2015a; SIMAS, 2017), que são descritas em termos de seus impactos à vida humana, à cobertura da terra, danos às estruturas, potencial de perdas econômicas, transtorno à vida, etc. As enchentes são produzidas por falha de planejamento urbano, seja na interferência sobre cursos d'água diretamente, com obras hidráulicas, seja na negligência na condução da ocupação do território e na ação adequada de mitigação. Esta definição é alinhada à base teórica da geomorfologia antropogênica (CRUTZEN, 2002; DOUGLAS, 1983; DOUGLAS; SPENCER, 1985; GOUDIE, 1995; LUZ; RODRIGUES, 2015; RODRIGUES, 1999;2010; STEFFEN et al., 2007). O estudo das enchentes sob a ótica da geomorfologia antropogênica e abordagem histórica tem sido explorados para análise das mudanças de tendências espaciais e temporais deste fenômeno em bacias hidrográficas da Região Metropolitana de São Paulo (BERGES, 2013; LUZ; RODRIGUES, 2015; RODRIGUES, 2015a; SIMAS et al., 2017).

3.2. HIDROLOGIA DE PALEOINUNDAÇÕES

Segundo BAKER (1987), a hidrologia de paleofluxos é o estudo dos eventos de inundação recentes e passados por meio de evidências geológicas e históricas, abrangendo inundações relativas a intervalos de períodos geológicos e, primordialmente, eventos dos últimos 5000 anos (BENITO; THORNDYCRAFT, 2005). Tais evidências são ainda geomorfológicas, hidrológicas, sedimentológicas, pedológicas, palinológicas. A hidrologia de paleofluxos tem objetivo central de reconstituição geomorfológica e a reconstrução da magnitude e frequência de inundações (BAKER et al., 2002), compilando informações de paleofluxos e paleoformas fluviais, resgatando os eventos menos frequentes de uma dada bacia, sejam eles anteriores ao seu monitoramento ou ainda vazões frequências tão raras que não foram coletados por equipamentos.

Os primeiros esforços de análise de paleofluxos fluviais foram realizados no começo do século XIX com objetivo de avaliação de riscos (COSTA, JOHN E., 2013; PATTON, 2013). Segundo BAKER (2008), no entanto, este campo se desenvolveu sistematicamente desde finais do século XIX, com TARR (1892), avançando, no século XX, na descrição e discriminação de indicadores de paleoestágio (PSI) dos *Slackwater Deposits* (SWD) (BAKER et al., 2002), incorporando datações e análise de magnitude-frequência (BAKER, 2006).

A hidrologia de paleofluxos segue as seguintes etapas (BENITO; THORNDYCRAFT, 2004):

1. Interpretação de imagens aéreas e mapas topográficos de diferentes escalas para definir locais adequados à pesquisa paleohidrológica;
2. Pesquisa de campo para identificação e seleção de indicadores de inundação (*Slackwater Deposits* e marcas);
3. Descrição sedimentológica e estratigráfica para discriminação de unidades de inundação (COSTA, 1978);
4. Amostragem para datação;
5. Levantamento geomorfológicos dos locais dos indicadores de inundação e trechos de canal, com topografia e batimetrias detalhadas;
6. Cálculos hidráulicos e estimativa de descarga;
7. Comparação com dados instrumentais e históricos;
8. Análise de frequência de inundação.

Slack Water Deposits (SWD) são depósitos de inundação constituídos por areia e silte (eventualmente seixos) que se formam rapidamente a partir da carga suspensa transportada por grandes eventos de inundação, localizando-se onde os limiares dos fluxos resultam em redução marcada das velocidades (BAKER, 1987). Estes pacotes se localizam em locais preferencial para acumulação e conservação sedimentológica deixado no nível máximo da inundação (Figura 21 e Figura 22).

Nos SWD constam sequências estratigráficas que permite identificar fácies ou mesmo o número de eventos de inundações relativas a uma dada magnitude, sendo que, neste caso, cada camada da sequência deve ser reconhecida e descrita conforme enumerado por BENITO; THORNDYCRAFT (2004): (a) camada de argila no topo da unidade de inundação representando esvaziamento da cheia; (b) camada de sedimentos cuja gênese não se relaciona à inundação (colúvios, corridas de lama, precipitação de processo de lixiviação e concretização); (c) estruturas de acamamento cruzado em confluências fluviais, denotando alternância sedimentar de tributário e canal principal; (d) bioturbação como indicador de exposição da superfície; (e) feições erosivas de antiga superfície de inundação por fluxos mais recentes; (f) mudança nas características físicas das unidades como, coloração e tamanho da partícula, indicando diversidade de área fonte ou energia dos fluxos; (g) solos enterrados, e (h)

Definidas as unidades de inundação, a frequência dos acamamentos é obtida por datação absoluta, usualmente radiométricas (C^{14}) ou por luminescência (LOE ou OSL), apoiando-se em modelos profundidade-idade para interpolação e determinação de frequência de pulsos. Outros marcadores cronológicos também vêm sendo vastamente utilizados, como Pb^{210} e CS^{137} , embora tenham intervalos de captura mais restritos (AALTO, R.; NITTROUER, 2012; SABARIS, 2010; STOKE; WALLING, 2003).

A estratigrafia e a geocronologia das unidades de inundação possibilitam que vazões de paleofluxos sejam estimadas e integrem as relações de intensidade-frequência pré-existentes. A vazão, em geral, é estimada por modelos hidráulico-hidrológicos que assumem como parâmetros hidrogeométricos as configurações atuais (BENITO E THRONDYCRAFT, 2005). As equações de intensidade-frequência de picos de vazão são tomadas a partir de dados fluviométricos sistemáticos, quando disponíveis.

Essa abordagem possui reconhecidos limites intrínsecos. Dados históricos podem representar um nível exato conhecido, um nível inexato superado repetidas vezes, um nível mínimo, ou um nível nunca atingido. Os SWD oferecem o nível mínimo atingida no evento. Como se tratam de ocorrências extremas, na escala temporal das equações de intensidade-frequência pré-existente, as vazões correspondentes aos SWD, usualmente, identificam níveis mais elevados que os obtidos nas estações de medida. A variação da seção transversal implica limitação as estimativas por modelagem, sobretudo em ambientes aluviais (BENITO; THORNDYCRRAFT, 2004).

Essa metodologia tem sido replicada abundantemente em diversas bacias hidrográficas, prioritariamente em ambientes subtropicais de clima árido e semiárido (BALLESTEROS-CÁNOVAS et al., 2016; BENITO et al., 2011; FOULDS et al., 2014; HOOKE, 2015; HU et al., 2016; JONES; MACKLIN; BENITO, 2015; KIM; TANAKA, 2017; MACHADO et al., 2017; TOONEN, 2013;2015; TOONEN et al., 2013; TOONEN et al., 2015; WANG et al., 2014; EBB; JARRETT, 2013; ZHANG; GUO; WANG, 2015). Nessa produção recente, os estudos HU et al. (2016) e ZHANG et al. (2015) são destacados pela inclusão de elementos de análise geoquímica e pedológica.

No Brasil pesquisas abordando paleofluxos fluviais, em geral, estão voltados à reconstituição geomorfológica e compreensão hidromorfodinâmica dos ambientes fluviais (ALVES, 2013; DE MAHIQUES et al., 2009; LATRUBESSE, EDGARDO; FRANZINELLI, 2005; MORAIS et al., 2016; PUPIM, 2014; STEVAUX, 1994; STEVAUX, 2000). Esforços são necessários para investigar a aplicação das informações da paleohidrologia nas análises de magnitude-frequência e riscos de inundação.

3.2.1. SEDIMENTOLOGIA, ESTRATIGRAFIA E DATAÇÃO DE DEPÓSITOS DE INUNDAÇÃO

As condições de sedimentação (energia e material) em ambiente fluvial determinam as propriedades dos pacotes, que registram as características do ambiente deposicional, evidenciando as condições morfoclimáticas operantes e os eventos formadores (CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO, 2003). Os ambientes podem ser de elevada energia ou lênticos, quando a carga é transportada em suspensão e compõe-se de argilas; e podem ser áridos, deltáicos, glaciais, fluviais, lagunares, oceânicos, entre outros ambientes de sedimentação (SILVA; ARAGÃO; MAGALHÃES, 2008). Mesmo dentro de um único sistema, diversos são os (sub)sistemas deposicionais, dos quais nos interessa os ambientes sedimentares fluviais meândricos, sistematizados, inicialmente, por Allen (1966) e MIAL (1978).

Miall (1996), Allen (1965) e Nichols (2009) elencam os principais ambientes fluviais meândricos deposicionais como sendo os de fundo de canal, de meandros e cordões marginais convexos, barras de canais entrelaçados, de *cut-off*, preenchimento de paleomeandro e de avulsão, de dique marginal, de preenchimento bacias de sedimentação dentro da planície. A presente pesquisa abrangeu depósitos localizados em atuais compartimentos de planície de inundação e de paleocanais (preenchimento de

canal), em relação aos quais, destaca-se, brevemente abaixo, as características sedimentológicas gerais de depósitos a eles relacionados, conforme explicação de Allen (1965):

- Depósitos de canais²⁰: carga de leito formada por grânulos e areias grossas e de fluxo superior por finos e carga dissolvida. Produzem estratificação cruzadas acanaladas e tabulares, podendo apresentar marcas de *ripples*, conforme disponibilidade de energia e material transportado. Se o fluxo for crítico superior, a estrutura pode ser laminada plana horizontal.
- Depósitos de *cut-off* e meandros abandonados: os sedimentos da barra lateral são erodidos e ocorre sedimentação de pequena escala e discordante dos pacotes de acreção lateral ou de planície. Pode haver grânulos e seixos em estratificação cruzada acanalada. Os meandros abandonados formam ambientes de baixa energia e lagos em forma de ferradura, gradualmente preenchidos por sedimentos em suspensão em eventos de inundação. Por esta característica, predominam deposições pelíticas a areias finas.
- Depósitos de planície de inundação: são depósitos de transbordamento que se estendem das margens aos terraços ou baixa vertente, abrangendo, as bacias de decantação; formam-se de material pelítico, podendo conter areias médias a finas; estrutura, em geral, maciça ou plano paralela, podendo apresentar pequenas ondulações; feições de bioturbação como marcas de raízes e feições biogênicas são comuns; podem ser encontrados solos enterrados e gretas de ressecamento.

Elementos de sedimentologia (textura, estrutura, matéria orgânica, geoquímica e conteúdos fossilíferos) permitem compreender o atual estágio morfogenético e possibilitam de interpretação do passado. A sucessão fácies é percebida pela mudança (gradual ou abrupta) de parâmetros morfológicos e de assembleia de elementos descritivos (SUGUIO, 2003). As fácies sedimentares (e dentro de cada uma delas) possuem hierarquia das estruturas (singenéticas e epigenéticas) que correspondem à hierarquia dos fluxos a ser observada para discernir camadas e processos genéticos (ALLEN, 1965). Isto se aclara, por exemplo, quando se reconhece a direção geral da corrente pela análise em campo da direção de cavalgamento de marcas onduladas.

A análise estratigráfica depende da determinação precisa de fácies com o objetivo de determinar a ordem (a hierarquia) e o tempo dos eventos formadores de um dado pacote (GOUDIE, 2004; NICHOLS, 2009), bem como associações espaciais entre diferentes pacotes e cotas, para desvendar as superfícies em seu conjunto (BIGARELLA; MOUSINHO, 1965c). A metodologia da estratigrafia permite a associação de fácies e determinação de condições formadoras em múltiplos compartimentos. Para análise de detalhe, tais associações se tornam viáveis por datações absolutas. Deve-se ressaltar que a estratigrafia se restringe à análise dos depósitos, abordando os sistemas e suas dinâmicas apenas como recurso interpretativo para descrição.

Estes elementos descritivos da sedimentologia e da estratigrafia são empregados nesta pesquisa na busca por referenciais que permitam definir ambientes de sedimentação e a relação entre estruturas sedimentares para identificação de paleo eventos. Evidentemente, a geomorfologia, no que se refere à análise dos materiais superficiais, também se apropria dessas técnicas de descrição, abrangendo as características físicas, química e biológicas de solos e sedimentos, sua gênese e morfodinâmica. Por isso, a análise dos materiais em si, é um dos âmbitos de colaboração previamente concebidos entre a geomorfologia e a paleohidrologia.

Além dessas associações espaço-temporais, o cálculo de frequência de inundações e taxas de acreção são possíveis com idades absolutas. A escolha das técnicas de datação (radiogênicas e

²⁰ Os depósitos de canais foram incluídos porque os vestígios sedimentológicos dos processos a eles vinculados integram parte dos pacotes basais dos sistemas de depósito de meandros abandonados.

isotópicas) depende das características da amostra e objetivos de análise (STOKE; WALLING, 2003), devendo considerar, prioritariamente, o intervalo de idades detectáveis e a sua precisão. Por radiocarbono (decaimento radioativo do ^{14}C para ^{14}N), detecta-se idades de 300 a 30.000 anos AP, podendo chegar 50.000 anos AP com AMS, sendo resolução típica constante $<10\%$ (REIMER et al., 2013). Por outro lado, a datação por TL ou LOE, obtida pela produção luminescente de um cristal submetido a aquecimento (no TL) ou a estímulos ópticos (LOE), leva à estimativa da quantidade de radiação ionizante a que o cristal esteve submetido (STOKE; WALLING, 2003). Suguio; Tatumi; Barreto (2003) afirmam que o intervalo aproximado de datação é de 10 a 1.000.000 de anos, sendo que a partir de 100.000 a resolução típica passa de $<10\%$ para 10 a 50%.

Comparando resultados obtidos por datações de ^{14}C e Termoluminescência, Suguio et al. (2003) alertam que, embora estudos sistemáticos baseados em radiocarbono e TL atestam suas satisfatoriedades, é imprescindível caracterizar as vicissitudes das amostras desde a sedimentação até a datação. O mesmo procedimento deve ser tomado para LOE, em que o sucesso da datação depende das partículas amostradas (MURRAY; WINTLE, 2000; NELSON et al., 2017; SALLUN et al., 2007; WINTLE; MURRAY, 2006).

O uso de técnicas por decaimento radioativo de isótopos de chumbo (*Short-lived radionuclides* ^{210}Pb) tem se tornado mais habitual na última década, particularmente em sistemas aluviais (AALTO; NITTROUER, 2012; LU; MATSUMOTO, 2005; SABARIS, 2010). Seu intervalo de datação pode chegar a 160 anos e a resolução típica é de 10 a 50%. Em bacias não monitoradas, esta técnica pode subsidiar estudos de depósitos decorrentes de cheias recentes (SABARIS, 2010).

Há diversidade de fontes de compostos orgânicos nos depósitos da planície de inundação, sendo os restos vegetais a principal origem de deposição e formação dos minerais secundários do solo, seguida de carbono biodetrítico (PEREIRA et al., 2013). Reconhecer a fonte predominante das amostras permite associação correta entre a idade e os processos hidrológicos correlativos. Contudo, alertado por Almeida (1974), planícies meândricas do meio tropical úmido paulista não possuem muita matéria orgânica em estado conservado, apresentando-a normalmente de forma dispersa em argilominerais orgânicos secundários, que dificultam a obtenção de limites claros de deposição e de coleta adequada para datação.

A LOE costuma ser mais facilmente aplicada a estes materiais pois abundam quartzo e feldspato em frações arenosas. Entretanto, é necessário confirmar o “branqueamento” da amostra, ou seja, sua exposição à luz solar no processo de transporte, que interferirá na dose acumulada de radiação ionizante ambiental utilizada para determinar a idade de soterramento. Esta confirmação nem sempre é possível e depende de outras feições do material, podendo gerar incertezas.

Ambientes de Sedimentação Específicos: Planícies de Inundação Meândricas e Meandros Abandonados

A migração lateral dos meandros produz pacotes de estratificações cruzadas e granodecrescência ascendente dos cordões marginais (ALLEN, 1970; NANSON, 1980). Acima do topo destas formas está o pretérito ponto de ruptura de margens plenas. Uma vez integrada à planície, a agradação por inundação tende ao nivelamento topográfico (LEOPOLD; WOLMAN, 1957; LEOPOLD; WOLMAN, 1960). Os preenchimentos por inundação são verticalmente homogêneos e, muitas vezes, densamente acomodados, discordando dos depósitos de migração, e as taxas de sedimentação variam com a distância do canal atual e atuação e densidade da vegetação (NANSON; BEACH, 1977).

Em geral, as maiores espessuras (e, muitas vezes maiores granulometrias) de pacotes depositados por inundações são encontrados nas áreas mais próximas do rio principal (distância que depende da ordem do sistema), que são indicadores de rápida sedimentação após o transbordamento.

A variação taxa de deposição ao longo do gradiente longitudinal pode ocorrer, porém é esperada de modo mais consistente em sistemas de leques aluviais. Para cada local da planície, a taxa de sedimentação pode variar muito espacialmente, devido a fatores como dinâmica de migração lateral, tipo e densidade de vegetação e microtopografia da planície, que a torna muito diversa em distâncias muito curtas (OMENGO et al., 2016).

A existência de um canal abandonado que pode se ativar em inundações pode ainda ser conectado à transporte de sedimentos por longas distâncias através da planície.

Nas planícies fluviais, o processo de aggradação é distinto do que ocorre nos paleomeandros. Em locais onde a topografia é deprimida dentro da planície, pode ocorrer funcionalidade de armadilha de sedimentos com potencial de preservação (ALLEN, 1965; BAKER, 1987), porém, a distribuição dos locais preferenciais de sedimentação no nível principal da planície é complexa e variável espacialmente.

De modo geral, os pacotes testemunham a evolução fluvial, sugerindo posição relativa e características do canal e dos eventos que levaram ao seu preenchimento (TOONEN et al., 2012), podendo indicar modificações climáticas e ações humanas na bacia hidrográfica.

Os mecanismos de formação de paleomeandros interfere na evolução sedimentar e análise de inundações. Os paleocanais resultantes de *cut-off* (alças isoladas) são produtos da migração lateral do canal, enquanto os decorrentes de avulsão (conjunto de meandros) advêm de alteração rápida de percurso fluvial a montante (ERSKINE, 1992; HOOKE, 1995). Como, no momento do abandono, a alça deixada está próxima, há evidente relação entre seu preenchimento e a dinâmica do canal ativo. Em ambos, sedimentos grosseiros da base definem o fim da atividade deste paleocanal (LECHNER, 2009; PARKER et al., 2008; URIBELARREA; BENITO, 2008).

Em ambos os casos de abandono, três aspectos do preenchimento são indispensáveis: (i) o processo se inicia na montante da bifurcação e se conclui com preenchimentos residuais de finos; (ii) as fácies sedimentares, definidos por escala fina da aggradação, redundam camadas milimétricas que podem ser interpretados como leitos alternados produzidos por eventos de inundações individuais; (iii) há variabilidade dos estilos de preenchimento resultante da configuração e localização do rio e do paleocanal Toonen et al. (2012).

Basicamente, o abandono de um canal e seu preenchimento (Figura 23) podem ser divididos em: (a) evento de abandono (*cut-off* ou avulsão), quando a maior parte da vazão assume outro trajeto; (b) formação do *plugbar*, resposta sedimentar à redução da vazão e nova condição energética, bloqueando progressivamente a entrada de água e sedimentos à montante e jusante do canal abandonado. Neste momento o canal está parcialmente ativo. E (c) desconexão, fase em que não há mais fluxo regular na depressão o meandro fica totalmente abandonado, e o aporte sólido passa ser exclusivamente em situações de inundação (ERSKINE, 1992; HOOKE, 1995; PAGE; NANSON, 1996; PEAKALL; ASHWORTH; BEST, 2007; TOONEN, 2013; WALLING; HE, 1998).

O tempo em que o *cut-off* permanece em estágio intermediário (parcialmente ativo) é função das circunstâncias de desencadeamento. Logo, o intervalo para desconexão é determinado pela inundação geradora do *cut-off* e os eventos imediatamente subsequentes, com influência marcante de processos de dissecação na dinâmica de deposição à jusante do meandro (TOONEN, 2013). Segundo HOOKE (1995), a velocidade em que se processa o abandono e a colmatação, e o tipo de preenchimento têm como um dos fatores controladores o ângulo da conexão entre canal ativo e os abandonados (Figura 23): ângulos mais abertos proporcionam maior entrada de fluxo na avulsão, e a carga de leito não é tão diretamente depositada na entrada do canal, sendo o processo de estreitamento predominante; ângulos mais fechados permitem menor vazão e rápida formação de *plugbar*, em geral mais coeso, levando a um preenchimento por inundações predominante.

Figura 23. Modelos conceituais de preenchimento de meandro abandonado ao longo do tempo, conforme evento formador.

S: silting up (preenchimento). N: Narrowing (estreitamento). LF: Laminated Overbank Deposits (depósitos de margens planas laminados). Adaptado de Toonen et al. (2012). Traduzido por Yuri Veneziani.

Após o abandono completo há instalação de ambiente lacustre (ou semi-lacustre) e a sedimentação se processa apenas quando as inundações atingem estas formas, aportando material alóctone (areias finas, siltes, argilas, detritos de plantas, argilas orgânicas, precipitação de minerais de cálcio), que se acumulam lentamente (ERSKINE, 1992). A precipitação de carbono biodetrítico pode ocorrer também de modo autóctone (CORELLA et al., 2010). Os movimentos verticais de argilas e matéria orgânica, e a formação de óxidos de ferro e manganês, também se processam de forma autóctone (VEPRASKAS, 2001). Por isso a análise destes elementos deve ser realizada com cautela.

Para análise dos materiais testemunhados, utilizou-se o protocolo de arquivos lacustres, envolvendo composição clástica (sedimentos detríticos), geoquímica (precipitações químicas) e feições biológica (matéria orgânica) conforme Schnurrenberger; Russell; Kelts (2003). Adicionalmente, foram aportados os seguintes itens: (i) elementos para descrição e análise de feições pedológicas, e (ii) análise redox, para avaliação de feições de oxirredução pós-deposicionais. O primeiro se baseia em elementos descritivos (cor, textura, bioperturbação, presença de agregados, porosidade, indicadores de mesofauna). O segundo é identificado pela migração e concentração de ferro e manganês, indicativos de graus de redução da matriz em função da variabilidade da saturação (GRIGOROWITSCHS, 2013; VEPRASKAS, 2001).

3.2.2. SOLOS EM PLANÍCIES DE INUNDAÇÃO

Tanto a abordagem geomorfológica quanto a paleohidrológica debruçam-se sobre os materiais que compõem os sistemas fluviais. Como descrito anteriormente, os materiais predominantes que formam estes sistemas são depósitos sedimentares de origem fluvial relacionados ao trabalho hidrodinâmico de canal e de eventos de inundação. Uma vez depositados, os materiais passam a ser alterados pela ação de processos pedogenéticos, os quais modificam as propriedades primárias dos minerais, as estruturas originais de sedimentação e organização destes materiais, entre outros aspectos. Desta maneira, o desenvolvimento de solos nas planícies aluviais integra, essencialmente, a análise dos materiais que compõe este sistema e seus compartimentos, e influencia a análise dos indicadores de paleoeventos de inundação preconizados na abordagem paleohidrológica. Este subcapítulo, portanto, volta-se à questão do desenvolvimento de solos nas planícies fluviais e seus potenciais impactos nas propriedades sedimentares e estratigráficas utilizadas na hidrologia de paleoinundações.

Em condições tropicais, os sedimentos podem ser rapidamente intemperizados pelos processos de formação do solo o que tende a obliterar as estruturas sedimentares pré-existentes. A evolução pedogenética pode ser, inclusive, mais veloz do que o que se espera. Celarino; Ladeira (2017), ao estudar distintos ambientes de sedimentação do rio Pardo no sudeste brasileiro, identificaram Gleysolos flúvicos e Cambissolos flúvicos com datas inferiores a 1000 e 700 anos de formação, respectivamente.

Os solos nas planícies se desenvolvem sobre sedimentos. A variabilidade espacial horizontal e vertical são explicadas pelos processos de curto e longo termo que ocorrem em cada local, sendo as variáveis tempo e processos predominantes os controles básicos (mas não únicos) do desenvolvimento do solo. Como se trata de área de elevada morfodinâmica (erosiva e sedimentária) o desenvolvimento dos solos não ocorre como em áreas mais estáveis. Ao contrário disso, dependem também das velocidades com que os diferentes compartimentos da planície são alterados, ou seja, variam igualmente em função das mudanças nos processos predominantes relacionados diretamente à taxa de aporte de sedimentos e drenagem destes sistemas. Assim considerando, os solos nas planícies fluviais se associam aos distintos compartimentos geomorfológicos presentes nesse sistema. Suas propriedades e seu estágio de desenvolvimento dependem diretamente das tendências espaciais e temporais dos processos que ocorrem nestes diferentes compartimentos. Reconhecendo-se que, na planície fluvial, há imensa variabilidade de sistemas morfológicos, a formação de solos tenderá a ser igualmente variável.

Quanto a este tema, Bridge (2003) sistematiza os principais conteúdos relativos aos controles básicos de formação de solos, suas fases de desenvolvimento, as características gerais, as variações laterais e associações com processos fluviais. De acordo com este autor, o desenvolvimento desses solos requer baixas taxas de deposição (<1mm/ano), e tempo de exposição a condições subaéreas (>1000 anos) (Figura 24) Nos trópicos, as taxa de formação de solo podem superar a sedimentação/erosão e favorecer rapidamente o intemperismo sobre os sedimentos. Por isso, horizontes podem ser enterrados rapidamente, formando perfil de solo com sucessivas camadas de desenvolvimento incipiente (CELARINO; LADEIRA, 2017). As feições típicas destes solos são: (a) presença horizontes, (b) evidência textural de lixiviação dos materiais solúveis e precipitação de minerais secundários (e eluviação e iluviação de argilas); (c) perturbação das estruturas originais por escavação de organismos, raízes, mudanças no teor de umidade e desenvolvimento de minerais secundários; e (d) cor característica e mosqueamento associado à alteração química do material de origem, com formação de novos minerais.

O grau de desenvolvimento do solo, além do tempo, tem como fatores controladores a taxa de deposição, o material de origem, a composição (química) da água subsuperficial, frequência inundações e altura da água subterrânea (regime de saturação), o clima e a vegetação, elementos que, a rigor, também influenciam os processos deposicionais na planície (RETALLACK, 2001).

A combinação destes fatores faz com que os solos comumente variem lateralmente em espessura e desenvolvimento de suas feições típicas. Pedofácies é o conceito para referir-se a tal variação nas planícies, que denota a contiguidade lateral de rochas sedimentares que se diferem, lateralmente, em seus conteúdos contíguos de paleosolos como um resultado das distâncias deles (durante a formação) das áreas de elevada acumulação sedimentar relativa (BOWN; KRAUS, 1987). Estes autores propõem esse conceito no contexto de investigações de sequências dos paleosolos, porém os mecanismos de funcionamento remetem aos processos de formação de solos nas planícies, de modo que podem ser aplicados às superfícies atuais. Seus resultados demonstraram que, de modo geral, os estágios de pedogênese mais maduras ocorrem onde há baixa taxa de deposição, enquanto solos menos maduros formaram-se em áreas de elevadas taxas de aporte de material. Na planície de inundação a distribuição

lateral da taxa de sedimentação tende a ocorrer conforme a Figura 25. Assim, há maior tendência de desenvolvimento pedogenético nas porções distais (bacias de inundação). Nestes locais também ocorrem deposição prioritária de sedimentos argilosos e siltosos. Por outro lado, nos depósitos de diques marginais e estouros de diques, onde se desenvolvem fluxos efetivos, tendem a apresentar maior taxa de acumulação e composição sedimentar com texturas arenosas. A proximidade do canal principal ou cinturão de meandramento explica as variações de pedofácies.

Figura 24. Estágios de desenvolvimento para solos argilosos.

Adaptado de Retallack (2001). Traduzido por Yuri Veneziani.

Figura 25. Relações de pedofácies e paleocatenas de acordo com a distância a partir de canal, que decorre na diminuição da deposição da taxa afastadas do canal.

Adaptado de RETALLACK (2001). Traduzido por Yuri Veneziani.

Esta distância, contudo, não é fixa no tempo. Processos de migração lateral e avulsão ocorrem simultaneamente ao desenvolvimento pedogenético, podendo afetar as tendências de processos que ocorrem nestas superfícies, diminuindo ou aumentando as taxas de acumulação de sedimento conforme a mudança de posição do canal principal. Estas alterações ficam registradas no material seja pela sobreposição de camadas, alteração sedimentológica abrupta na estratigrafia, variação dos graus de desenvolvimento de solos (solos enterrados).

As frações granulométricas predominantes se associam à abundância mineralógica em cada compartimento da planície, influenciando diretamente o desenvolvimento pedológico. Nos depósitos proximais ao canal e cinturão de meandramento, as frações texturais mais grosseiras compõem-se de materiais quartzosos e feldspatos (mineralogia variada); enquanto nas bacias de inundação e paleocanais (sobretudo na fase de preenchimento final) são compostos de minerais de argila (caulinita, esmectita, clorita, etc.) além de maior concentração de matéria orgânica em fração argilosa. Estas constituições implicam no desenvolvimento dos solos pela própria composição química, quanto pelas tendências de processos a eles vinculados, como por exemplo, retenção hídrica. Embora tenha-se que salientar que matrizes reduzidas, em geral, são indicadoras de baixa atividade biológica e conservação das feições sedimentares.

O teor de água e o tempo de saturação são outros fatores primordiais do desenvolvimento pedológicos. As bacias de decantação e paleomeandros (a depender do estágio de desconexão com o canal ativo) são subsistemas que tendem a ficar mais tempo saturados, enquanto os diques marginais, cristas de cordões marginais, depósitos de estouro de dique são melhor drenados e permanecem menos tempo submersos. Estas características hidrodinâmicas de superfície e subsuperfície são controladas, em parte, pela própria morfologia e seu desnível em relação à água subterrânea ou em relação às margens do canal; e em parte pela característica granulométrica dos sedimentos de origem, que podem assegurar ao material maior aeração ou maior aprisionamento de água.

A granulometria dos materiais em cada compartimento da planície fluvial ainda podem responder à ação do intemperismo, como descreve Grigorowitschs (2013) baseada em exemplo estudado por Perez Filho et al. (1980)²¹ no rio Moji-Guaçu em São Paulo, no qual as superfícies mais antigas abrangidas pelo estudo apresentaram perda de fração de areia fina possivelmente devido à meteorização, produzindo uma elevação proporcional de areia grossa residual.

Os processos de inundação interferem sobre as propriedades dos materiais das planícies. Esta interferência ocorre mecanicamente pela ação erosiva ou deposicional; e quimicamente pelo regime de saturação. Dentre os aspectos de pedogênese está o desenvolvimento de feições de hidromorfia por ação de redução ou oxidação de minerais, sua percolação e precipitação.

Enfatizando-se o processo de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981), o transbordamento e enchimento ocorrem de modo desigual na planície, iniciando-se em valas e caminhos preferenciais (canais em diques, setores rebaixados, *plugbars*) para, só então, no pico de inundação, atingir os setores mais elevados da planície, que incluem, em muitos casos, áreas próximas ao próprio canal ativo, como os diques fluviais (BRIDGE, 2003). Como descrito anteriormente, isso se relaciona ao fluxo efetivo e sua capacidade de carga sólida, o que, implica variação na taxa de acreção²².

O retorno das águas excedentes também ocorre em velocidades desiguais nos diferentes subsistemas, sendo que, em alguns deles, a completa saída da água ocorre exclusivamente por secamento através de evaporação. Estes são os casos de superfícies deprimidas como bacias de inundação e paleocanais, onde as águas de inundação podem permanecer por um tempo muito mais

²¹ PEREZ FILHO, A.; DONZELLI, J. L.; LEPSCH, I. F. Relação Solo - Geomorfologia em Várzea do Rio Moji-Guaçu – SP. Rev. Bras. de Ciências do Solo, v.4, n. 3, p.39-40, 1980.

²² Em paleocanais, conforme mencionado em capítulo anterior, a taxa de acreção varia espacial e temporalmente, conforme o tipo de processo de abandono e a fase de preenchimento do canal. Detendo-se apenas quando às fases de preenchimento, temporalmente as taxas de sedimentação ela tendem a ser maiores logo após o abandono e menores nas fases finais. Espacialmente, as maiores taxas ocorrem nos extremos (proximal e distal) do paleocanal e diminui progressivamente em direção ao centro do subsistema. Associada à fase, também variam as condições de saturação hídrica desde o início do abandono (onde ainda há fluxo efetivo), fase intermediária (com instalação de lago) até a completa colmatagem, em que se instalam condições subaéreas predominantes. Estas fases, portanto, fazem com que, espacialmente, um paleocanal possa apresentar diversas pedofácies, e seu levantamento e de suas propriedades dependerão da posição estudada no sistema.

longo em comparação com outros setores, condicionando ambientes anaeróbios e redutores, que são requisitos para formação de feições redoximórficas e de organominerais (GRIGOROWITSCHS, 2013; VEPRASKAS, 2001).

As taxas de deposição se correlacionam, ainda a formação mais intensa ou menos intensa de horizontes orgânicos. Em locais de baixa taxa deposicional há maiores possibilidades de formações de turfas, cuja elaboração também depende de má drenagem. Os compartimentos da planície de inundação rebaixados mais afastados do canal atual, como as bacias de inundação, são sistemas prioritários para sua ocorrência. Assim, segundo Grigorowitschs (2013) taxas elevadas de sedimentação podem restringir a formação de horizontes orgânicos que é uma propriedade hidromórfica.

Bridge (2003) destaca, ainda a rizosfera como um elemento de desenvolvimento de feições pedológicas, particularmente relacionadas à formação de redoximórfias. Ao redor das raízes, onde concentram-se ácidos orgânicos e íons (Mg, K, Na, Ca, Mn e Fe), utilizados pelas plantas ou subprodutos da fisiologia vegetal, pode haver ciclos de condições ácidas (úmidas) e alcalinas (secas) que podem elevar a precipitação de minerais que compostos por tais íons e ácidos. Em solos permanentemente alagados, as condições da rizosfera são reduzidas, e se formam, ao redor das raízes, arcos de tonalidade azul escura a cinza esverdeado onde há maior mobilização de ferro e manganês, que podem precipitar e resultar na formação de nódulos de ferros (siderita, pirita, hidróxidos de ferro-manganês). Estas feições, portanto, dependem da estabilidade da superfície por tempo suficiente para que haja fixação de vegetação, mas, que ao mesmo tempo, apresente condições de saturação elevadas para que essas precipitações de minerais secundário ocorram.

Como informações primordiais de campo e laboratório que auxiliam na identificação de feições detalhadas de caracterização do desenvolvimento pedológicos estão a cor da matriz e das feições redox, a quantidade de feições redox, o tipo de feições redox, a estrutura do material (incipiente, prismático, em blocos, granular, etc.), a granulometria, a geoquímica (XRF) e a micromorfologia (CELARINO; LADEIRA, 2017; OMENGO et al., 2016). Por meio desta, Celarino; Ladeira (2017) indicaram grau de transformação dos minerais primários do solo (presença de argilominerais 1:1, intemperismo químico), além de composições que assinalam processos relativos a transporte fluvial (grão de quartzo arredondado e isolado, intemperismo físico).

Os mecanismos mencionados exemplificam como os processos fluviais, principalmente de inundação, influenciam na formação de solos e suas propriedades, destacando-se a hidromorfia, por meio de ações mecânicas (taxa de sedimentação) quanto químicas (regime de saturação).

Na paleohidrologia, a análise de paleosolos é um dos caminhos metodológicos acessados quando necessários (BENITO; THORNDYCRAFT, 2004). Para Retallack (2001), o grau de desenvolvimento de paleosolos aluviais permitem estimativas grosseiras do intervalo de recorrências de eventos de inundação. Neste sentido prestam-se menos à estimativa precisa de extremos de inundação, e mais à identificação de processos contínuos de drenagem e de regimes de saturação dos materiais da planície.

As vazões elevadas, de longo intervalo de recorrência, são eventos de altas magnitudes. Para esse autor, ambos fatores são fundamentais na compreensão de como as sequências sedimentares são postas juntas. Intervalos de recorrência regulares são evidências de dinâmica com equilíbrio de forças (de conservação, como baixa subsidência e densa vegetação; e de destruição, como elevadas taxas de subsidências e esparsa cobertura vegetal), enquanto, intervalos erráticos são evidências de sistema em busca de equilíbrio. Tempo de recorrência e magnitude que podem ser acessados pela análise dos paleosolos são pistas da natureza dos eventos formadores.

3.2.3. DESCRIÇÃO E PROXIES DE SEDIMENTOLOGIA

Este subitem visa compilar as principais os fundamentos teórico-metodológicos de algumas técnicas para análises de sedimentologia, envolvendo descrição e utilização de PROXIES (físico, químico e biológico) em sedimentologia, para utilização na investigação da hidrologia de paleoinundações.

A inspeção tátil-visual, sobre a qual se baseia a descrição, auxilia na divisão e caracterização de fácies e lâminas, a partir da: espessura das camadas, textura, estrutura; variação textural e estrutural ascendente; consistência e resistência; matéria orgânica ou argila orgânica aparente; feições de retrabalhamento do material; feições de bioturbação; presença e quantidade de raízes; potencial de amostragem para datação; limites de unidades (BENITO; THORNDYCRAFT, 2004).

Por meio da caracterização tátil-visual a análise contempla níveis descritivos de aspectos físicos, biológicos e químicos. Estes três aspectos compõe os tipos de proxy utilizados em sedimentologia para análise do passado, identificando paleoambientes, paleoeventos, paleoclimas, etc. Proxies são materiais (e suas propriedades) físicos, químicos e biológicos conservados em registros geológicos, formando arquivos paleoambientais, que podem ser correlacionados às condições modernas do clima e do ambiente (USGS, 2018). Estas correlações, usualmente, são estabelecidas entre proxies reconstruídos e registros instrumentais de períodos recentes, permitindo expandir e compreender as características ambientais para períodos em que não há monitoramento sistemático. Estas reconstruções, portanto, permitem expandir a escala de tempo dos dados. No entanto, elas só podem ser realizadas a partir da compreensão a respeito do que indicam, ou seja, o seu real significado paleoclimático ou paleoambiental²³.

Os proxies físicos dos materiais incluem a composição sedimentar, textura, estrutura, cor, densidade, propriedades magnéticas. Os proxies biológicos são pólenes e esporos, microfósseis, foraminíferos, corais, carvão e matéria orgânica, por exemplo. Os proxies químicos são isótopos estáveis, biomarcadores, sílica biogênica e química elementar. Quando se utiliza mais de um destes proxies para a investigação de um dado processo, é usual utilizar-se o termo de abordagem multiproxy.

Como as estruturas nos pacotes analisados tendem a ser homogêneas ou em lâminas muito delgadas, a caracterização dos aspectos sedimentares acessados pela análise tátil-visual demonstra-se, muitas vezes, insuficiente na discriminação de camadas de deposição. Por isso, é necessário recorrer análise de proxies mais detalhados, capazes de discriminar camadas mais delgadas e aspectos que a inspeção tátil-visual não atinge. Proxies envolvendo geoquímica, por meio de escaneamento de fluorescência de raios-X são muito aplicados para levantamento de química elementar, um dos tipos de dados que baliza análise de proxy químico.

Desde dos anos 1990 esta técnica é empregada nas geociências, sobretudo em ambientes marinhos (CROUDACE; ROTHWELL, 2015). Nos anos 2000, sua popularização e articulação a outras informações vêm calibrando PROXIES de textura, origem mineral, processos sedimentares, matéria orgânica, e como marcadores cronológicos (ZIEGLER et al., 2008), consolidando metodologias em campos interdisciplinares (JONES; MACKLIN; BREWER, 2012; MOREIRA et al., 2017).

Os índices baseados em geoquímica podem estabelecer fortes correlações com a composição mineralógica, granulométrica, processos de intemperismo, entre outros. Para aplicá-los em locais sob diferentes condições ambientais daqueles comprovadas na literatura, é necessário validar tais correlações com níveis de significância satisfatórios, reconhecendo-se o proxy que melhor responde ao

²³ Há proxies que fornecem medidas quase diretas de processos e condições ambientais pretéritos (gás carbônico aprisionado em testemunhos de gelo); e outros que são indiretos como a concentração de isótopos de oxigênio 18 em espeleotemas. Sua utilização depende de validações estatísticas com registros medidos atuais, que sejam suficientes para responder se um determinado proxy realmente pode ser utilizado para indicar um processo específico.

processo que se busca identificar (JONES et al., 2012). Ainda segundo estes autores, para eventos de inundação, em específico, ligeiras variações granulométricas podem ser determinantes na verificação de diferentes entradas de sedimentos.

Segundo Weltje; Tjallingii (2008), XRF se baseia na excitação de elétrons pela incidência de radiação X, que ejeta elétrons de camadas internas dos átomos criando vacâncias que são preenchidas por elétrons de camadas mais externas, o que produz pulso de radiação X secundária, emitida da energia excedente. A energia fluorescente emitida e o comprimento de onda são assinaturas espectrais de cada elemento, permitindo estimar suas abundâncias relativas. A técnica é não-destrutiva, rápida e eficiente, permite obter diversidade de elementos de forma versátil com a calibragem da escanerização (HENNEKAM; DE LANGE, 2012). Por outro lado, é uma técnica semi-quantitativo e há limitações para conversão de seus resultados em concentração absoluta. Autores apontam ainda para potenciais problemas em amostras supersaturadas (TJALLINGII et al., 2007; WELTJE; TJALLINGII, 2008), é à dificuldade de comparação de testemunhos, dado que contagem depende do tempo de incubação da amostra. A comparação é aceitável se o tempo entre medidas dos tubos for relativamente curto (LÖWEMARK et al., 2011).

A exemplo de alguns elementos ou conjunto de elementos que se reconhecem como marcadores de tendências, tem-se:

- Si, K, Al, Zr e Ti quando mutuamente associados, podem indicar processos de movimentação e sedimentação físicos (detríticos) correspondendo à fluxos com energia relativa maior, típicos de inundação. O Zr e Ti, em específico, quando mais abundantes, podem apontar transporte eólico predominante (CORELLA et al., 2017). Ainda segundo este autor, o Zr compõe minerais normalmente mais resistentes e por isso menos suscetível à abrasão e intemperismo químico. Desta forma, sua concentração relativa pode indicar presença de elementos de textura mais grosseira (silte e areia), vinculando-se a transportes por largas distâncias ou fluxos intensos, indicando fácies clásticas. O Ti é transportado principalmente por óxidos e silicatos associados à minerais de argilas aportados em períodos de escoamento superficial aumentado.
- Rb, normalmente concentrado em argilominerais. É, em geral, interpretado como traço predominância de finos no pacote. A razão Zr/Rb e $\ln(\text{Zr/Rb})$ têm sido empregado como proxy textural, indicando proporção relativa entre grosseiros e finos (CHEN et al., 2006; DYPVIK; HARRIS, 2001; JONES et al., 2012).
- Pb, menos abundante que os demais, pode apontar contaminação ou aporte natural por proximidade de área fonte. Em sedimentos fluviais, pode indicar contaminação na bacia hidrográfica, sendo usado como marcador cronológico. Contudo, é preferencialmente adsorvido com a M.O. em períodos de inóxia do ambiente, podendo apresentar correlação com entrada de matéria orgânica no sistema (CORELLA et al., 2017).
- P, pode apontar tendências de processos de eutrofização. O ciclo do fósforo inclui transferência da bacia e estocagem em sedimentos, com liberação em condições anóxicas. Em ambientes lacustres, combinações entre Ti e P sugerem associação entre escoamento superficial e carregamento de nutrientes, apontando para fontes alóctone de nutrientes, configurando-se como marcador de sazonalidade e cronologia (CORELLA et al., 2017). Fósforo detrítico também foi apontado como marcador para inundações sob clima monçônico (MENG et al., 2015).
- Al e o Si, base dos minerais silicatados, costumam ser os mais abundantes e integram a matriz dos testemunhos. Isoladamente são inconclusivos, porém, são componentes básicos e utilizados para normalização. Moreira et al. (2017) certificaram e exploraram a relação Si/Al (e Ca/Ti) como proxy bioclástico. Razões K/Al (possível aumento relativo da proporção de caolinita sobre illita) e Rb/Al também

foram apontados como aportes de silicatos resistentes frutos de transporte eólico (CALVERT; PEDERSEN, 2007).

- Cr, Ca e Sr podem ser indicadores de precipitação autigênica, ou seja, neoformação quimicamente *in loco* e reorganização do material. O Ca é indicador paleobioclimático, principalmente em ambientes lacustres e marinhos, devido à abundância de fontes de Ca biodetrítico e sua comprovada correspondência a ciclos climáticos de longo termo (RICHTER et al., 2006). O Ca também pode apresentar padrão complexo, podendo corresponder a clastos de fontes de calcário à montante. O Sr em situações de saturação em solução salina, incorporam-se à calcita (NOVELLO et al., 2018). Autores também o usam como proxy para processos evaporativos intensos (ÖN et al., 2017).
- Fe e Mn são elementos complexos. A relação Fe/Mn pode se associar a intervalos clásticos, acompanhando as curvas de Zr e Ti (CORELLA et al., 2017), mas tal correlação podem não ser válidas porque estes elementos são dependentes de condições redox. Logo, podem apontar evolução mista do ambiente. Tanto Fe, quanto Mn, são indicadores de oxidação e denotam níveis (paleoníveis) de saturação e dessaturação.

Sobre os processos redox, as feições resultantes consistem em conjunto de características que indicam os graus de hidromorfia do ambiente sedimentológico e pedológico (duração e frequência de saturação), sendo que graus de hidromorfia elevados equivale a propriedades hidromórficas acentuadas (GRIGOROWITSCHS, 2013). Dentre tais característica, os padrões de cores é o mais imediatamente acessado, e decorre da perda (ou ganho) de pigmento relacionado à oxidação/redução ou remoção de Fe e Mn (SCHOENEBERGER; WY SOCKI; BENHAM, 2012; VASILAS; BERKOWITZ, 2016). Estes processos são ainda mais relevantes em ambiente tropical úmido, sobretudo de áreas inundadas, e a análise de suas feições permite discriminar melhor processos correntes de transformação do pacote e eventos de inundação.

Em relação aos demais elementos, alguns merecem particular atenção. A Ag e Rh produzem sinais elevados por haver componentes de prata e radônio no equipamento e devem ser descartados. Ar é adicionado às medidas do *Avaatech XRF Core Scanner* para permitir um cômputo com maior acurácia de K e Ca. Ga e Ge costumam ser elementos minoritários, mas suas determinações auxiliam no cálculo de outros elementos.

Para uma adequada leitura e interpretação dos dados de XRF, seja para determinar fontes, as tendências de processos hidrodinâmicos, relação bioquímica, ou uso da terra, realiza-se ACP, identificando vetores principais e secundários, suas representatividades e variâncias.

Adicionalmente, para avaliar concentração de MO e variação granulométrica, bem como verificar e validar proxies relacionados, análises texturais detalhadas e TIC/TOC foram realizadas. A granulometria foi realizada por difração de raios lasers (Masterize 2000) obtendo percentual de massa de cada fração (argila, silte e areias). O Carbono Orgânico Total (TOC) e Carbono Inorgânico Total (TIC) são obtidos por combustão catalítica e diferença de pesagem a seco (APHA 1989, 5310 B). Ambas foram realizadas no Instituto Pirenáico de Ecologia.

3.2.4. INTENSIDADE E FREQUÊNCIA DE INUNDAÇÃO

Os eventos geomorfológicos variam conforme suas capacidades formativa, espacialidade e temporalidade. Este último pode ser descrito quantitativamente por parâmetros de intensidade e frequência dos processos a ele vinculados, por meio dos quais é possível compreender suas tendências (BRUNSDEN, 1996). Preconizando a análise de paleofluxos e sua aplicabilidade à gestão de risco de inundações, a vazão é a variável que converge as características dos eventos. A análise de intensidade-frequência de vazões possibilita modelar fluxos extremos e reconhecer sua periodicidade e

probabilidade descritas por equações de distribuição de frequência baseadas na média, desvio padrão, intervalos de recorrência e curtoses de uma população (OSU, 2005), fundamentais às inundações de projeto (CANHOLI, 2005a; TUCCI, 2005).

Mesmo tendo sido objeto de planos para regularização de vazão desde os anos 1970 (DAEE, 1998), não há publicado estudo técnico de intensidade-frequência das vazões do Ribeira de Iguape, o que tem compelido à adoção de níveis de referência de inundação relativos a década de 1990. Desde sua elaboração, vazões extremas ocorreram e devem integrar revisões dos níveis de segurança adotados, devido às incertezas dos dados e à não-estacionaridade (KNOX, 1985;1993).

A entrada de novos dados diminui erros de análise e favorece aproximações probabilísticas, redundando em maior assertividade e na adoção de limites de segurança hidráulica mais compatíveis (TOONEN, 2015). A escolha da função de distribuição de probabilidade também pode produzir incertezas. Em geral, elas se adequam bem aos dados observados, mas ficam aquém dos eventos de menor frequência, mantendo incertezas para previsões de longo termo (KIDSON; RICHARDS, 2005).

A não-estacionaridade decorrente do clima e/ou fator antrópico altera a intensidade-frequência ao longo do tempo e afetam a previsibilidade (KNOX, 1993). Na BHRB eventuais alterações do regime fluvial por fatores antrópicos decorrem de mudanças no uso da terra empreendidas no alto curso ao longo da segunda metade do século XX. Os fatores climáticos e seus impactos nos regimes hidrológicos pretéritos precisam ser aprofundados no SE do Brasil. Alguns autores têm enfatizado as relações entre formações sedimentares e paleoambientes, em reconstruções geomorfológicas (ALVES, 2013; ASSINE, 2005; LATRUBESSE; FRANZINELLI, 2002;2005; LELI; STEVAUX; ASSINE, 2018; MCGLUE et al., 2012; MORAIS et al., 2016; PUPIM, 2014; SANTOS; STEVAUX, 2017, 1994, 2000), mas sem identificar a ocorrência individual de eventos e suas associações ao paleoclima.

Para caracterizar e analisar as incertezas e os fatores de não-estacionaridade o ideal é se estender a série para trás com informação histórica e sedimentológica (BENITO et al., 2004). Até o momento, porém, os dados sistemáticos consistidos requisitaram maior exploração e análise.

As distribuições de probabilidade são utilizadas para se obter um valor esperado em um dado tempo de retorno. A partir das séries de médias diárias de vazão, os máximos anuais esperados podem ser determinados por equações densidade de probabilidade, recorrendo a um único valor de pico anual. A quantidade e natureza dos dados podem influenciar o aporte de dados paleohidrológicos. Os métodos de Gumbel, Log-Pearson III e GEV são três dos comumente aplicados a extremos hidrológicos.

O *U.S Water Resources Council* recomenda a distribuição LP3I com método de ajuste de momentos como mais adequado ao ingresso de dados não-sistemáticos (JUNIOR et al., 2015). No Brasil é majoritário o uso do método de Gumbel para eventos extremos (RIGHETTO, 1998). Hosking; Wallis (1986) sustentam que provavelmente é mais útil o dado paleohidrológico quando a distribuição de frequência for de três parâmetros livres e se aplicar à série de dados mais uniforme e relativa a um sítio em específico, e recomendam distribuição GEV com método de ajuste de momento. Na literatura a função de densidade de probabilidade GEV demonstrou melhor adequação à incorporação de dados não sistemáticos em distribuições de frequência para eventos extremos de vazão (BENITO; THORNDYCRAFT, 2004; TOONEN et al., 2013).

A disponibilidade de diversas curvas de probabilidades possibilita a aplicação daquela que melhor se adequa aos pontos de desenho ou dados amostrais. Na presente pesquisa, curvas de distribuição de frequências foram aplicadas em dois momentos: um, na análise hidrológica dos dados pluviométricos; e outro, também no conjunto de análises hidrológicas, para os dados de vazão, determinando suas relações de intensidade-frequência. No primeiro, distribuição de Gumbel foi utilizada para a série de chuva do posto de Registro, com objetivo de caracterizar esse conjunto amostral. No segundo, para

apontar qual a melhor distribuição às séries de vazão trabalhadas, as três distribuições mencionadas nos parágrafos anteriores foram aplicadas para os conjuntos de dados. As equações e os conjuntos de dados utilizados como base, de ambas aplicações, serão detalhados no subcapítulo subsequente.

3.2.5. MODELAGEM HIDRÁULICA

Cenários de inundação e vazões pretéritas podem ser reconstituídos e estimados por modelos hidrológicos a partir de vazões ou níveis conhecidos. O fundamento teórico do escoamento baseado na mecânica de fluidos é dado pelas equações de continuidade (Eq. 2) e de Euler (equação de quantidade de movimento, Eq. 3) para fluidos ideais e de Navier Stokes para fluidos reais, representando o fluxo em 3D e no tempo. Para operacionalizar e tornar modelizável estas equações, Saint Venant desenvolveu sistema unidimensional (longitudinal) por conjunto de equações que representam o escoamento unidimensional não-permanente gradualmente variado (CHOW, 1959):

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \dots \dots \dots \text{EQUAÇÃO 2}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{Q^2}{A} \right) + gA \frac{\partial y}{\partial x} = gA(S_o - S_f) \dots \dots \dots \text{EQUAÇÃO 3}$$

Na primeira, a soma das diferenciais da área no tempo (primeiro termo) e da vazão no espaço (segundo termo). Na segunda equação os dois primeiros termos do lado esquerdo representam as forças inerciais do escoamento (Q no tempo e no espaço) e o terceiro termo é a força de pressão; enquanto o primeiro termo do lado direito representa a força gravitacional e o segundo a força de atrito.

São limitações *apriorísticas*: (i) funções contínuas no tempo e ao longo do perfil longitudinal do trecho calculado, podendo ser reduzido pela discriminação feita por XS; (ii) fluido incompressível e homogêneo, (iii) pressão hidrostática uniforme; (iv) declividade de fundo como tangente do ângulo, (v) escoamento unidimensional, despreza-se as velocidades e demais grandezas vetoriais que atuam na vertical e transversal (TUCCI, 1998).

O regime permanente e uniforme ocorre quando se assumiu parâmetros constantes para hidrogeometria, declividade, profundidade, área molhada e velocidade ao longo de todas as seções transversais (XS) do trecho, presumindo-se ainda equilíbrio entre a energia disponível e a despendida pelo fluxo, de forma que a linha de energia é paralela à linha d'água (CHOW, 1959). Para fluxos permanentes e uniformes, pode-se estimar a vazão instantânea por (CANHOLI, 2005b):

$$Q = A_H \frac{R_H^{2/3} \cdot i^{1/2}}{n} \dots \dots \dots \text{EQUAÇÃO 4}$$

Em que Q é a vazão (m^3/s), A_H é a área da seção molhada, R_H é o raio hidráulico (relação hidráulica), e i é a declividade da linha de energia (equivalente à declividade do fundo em situações de regime uniforme) e n é a rugosidade de Manning. Esta equação é a combinação da componente de velocidade oriunda da relação de Chézy e dos valores de rugosidade de Manning.

Atualmente, está disponível uma série de softwares desenvolvidos para resolver equações hidrodinâmicas, modelar graficamente os perfis de inundação e as condições do escoamento. Seus resultados detalham a superfície estimada inundada, o campo de profundidades e velocidades a ela associados, a tensão cisalhante, entre outras variáveis. Em rios encaixados, as correlações entre níveis e vazão são relativamente fixas e definem curvas-chaves contínuas. Nestes casos, os resultados de modelos 1D, que supõe fluxo perpendicular à XS, são satisfatórios (LANG et al., 2004). Em rios com planícies de inundação amplas, a elevação do nível d'água estabelece complexa associação com a vazão e demais grandezas que governam o fluido. O amortecimento de picos de vazão combinados com o

aumento da tensão cisalhante, diminuição da declividade, diminuição da velocidade do fluxo são alguns dos efeitos que nos permite afirmar que a variabilidade das grandezas físicas que importam ao trabalho fluvial deve ser observada, minimamente, nas duas dimensões horizontais, X e Y.

O avanço de modelos de volumes finitos permitiu nas últimas décadas operacionalizar esquemas numéricos e soluções conservativas razoáveis e confiáveis a problemas fluviais e de avaliação de zonas de inundação. Soma-se a isso, o desenvolvimento de aplicações computacionais mais amistosas (BLADÉ CASTELLET; CEA; CORESTEIN, 2014).

Modelagem 2D: IBER

A modelagem bidimensional é a simulação de fluxo nas duas direções horizontais do espaço X e Y, produzindo resultados de nível d'água e velocidade para estas ambas direções, além de integrar seus vetores. Assim, o fluxo não ocorre exclusivamente perpendicular à XS e obtém-se mais de um valor de nível e velocidade (BLADÉ CASTELLET et al., 2014).

Os cálculos hidrodinâmicos fundamentam-se em soluções analíticas das equações de Saint Venant esquemas de volumes finitos 2D (BLADÉ et al., 2014). Segundo os autores, primeiramente se obtém a média temporal da velocidade turbulenta (equações de Reynolds oriundas de Navier-Stokes), e, a partir destas, a média da direção vertical. O método numérico utilizado de volumes finitos discrimina o balanço da vazão que entra e que sai de um determinado elemento, sempre que o volume total é sempre o mesmo, correspondendo a diferença entre o que entra e o que sai igual ao nível d'água atingido em um dado elemento espacial, que, no caso de Iber são células. (CEA; VÁZQUEZ-CENDÓN; PUERTAS, 2009). A vazão que sai de um elemento, por um ou mais lados, é a mesma que entra nos elementos adjacentes, garantindo a conservação da massa. As células são polígonos que representam a topografia e contém os dados hidrodinâmicos iniciais e de contorno, configurados como uma malha de triângulos ou retângulos, regulares ou irregulares.

A discretização espacial da modelagem é feito por esquema descentrado, assim os resultados dependem do tamanho dos elementos da malha e do tipo de interpolação adotado: ordem 1 ou 2. Para a presente pesquisa o esquema descentrado de ordem 1 (esquema de Roe) foi adotado, dado a dimensão da área e a requisição computacional para sua modelização. O detalhamento temporal da simulação é dado pelo intervalo de dados da condição de entrada e pela discretização do tempo de cálculo, limitados pelo tamanho da malha, velocidade do fluxo e profundidade (condição CFL) (BLADÉ et al., 2014).

Há uma série extensa de entradas possíveis na modelagem 2D, mas que se concentram em quatro dados básicos: geometria (malha e altitudes ou níveis), rugosidade, condições hidrodinâmicas iniciais e condições de contorno. As decisões para cada parâmetro têm implicações diretas sobre os resultados e suas evoluções espaço-temporais.

A geometria da malha pode ser regular, irregular ou mista, e seu tamanho pode variar. As malhas irregulares são mais aplicadas a ambientes de geometria irregular. O tamanho das células pode ser único ou variados, sendo que quanto menor, mais detalhado tendem a ser os cálculos e os resultados, aumentando o tempo de processamento. Além de melhor adaptação a geometrias irregulares, malhas irregulares são facilmente geradas e tendem a garantir estabilidade de cálculo.

As altitudes podem ser definidas manualmente ou automaticamente com base de MDT, sendo as cotas atribuídas aos centroides das células, utilizadas como referências para direção de fluxo e declividade. Nesta pesquisa foram utilizadas informações do IGC (2010/2011) e do DAEE/Unesp Registro. Assim como as cotas, a rugosidade pode ser definida manualmente na geometria de entrada ou nos elementos da malha, ou definidas automaticamente por dado matricial. Definiu-se a partir de

mapeamento do uso da terra detalhado ao setor ESB, atribuindo valores de rugosidade n de Manning conforme tabela pré-definida do software para determinadas classes de uso.

As condições iniciais se referem ao estado hidráulico antes da fase simulada, algo particularmente importante em modelagens envolvendo sistemas como represas, lagos e estuários, onde o nível de base forma um amplo espelho d'água, mas também é fundamental nas planícies de inundação. As condições contorno definem os dados que permitem iniciar as soluções analíticas das equações hidrodinâmicas, e são basicamente a vazão de entrada e as condições de saída. Neste estudo, utilizou-se, à montante, diferentes hidrogramas de vazão total (m^3/s), e, à jusante, curva-chave cota (m) x vazão (m^3/s), obtido de simulação 1D feita em HEC-Ras.

3.3. PROCEDIMENTOS DE PESQUISA

Os procedimentos se dividem, inicialmente, entre aqueles que integram a abordagem geomorfológica e os oriundos da hidrologia de paleofluxos (Figura 26). Em ambos, forma discriminados os conjuntos de dados básicos levantados, as principais técnicas analíticas de cada e os aspectos-chave de sistematizações de cada um destes conjuntos de abordagens, o nível interpretativo desses conjuntos e as análises e interpretações realizadas sobre os resultados obtidos de suas aplicações. Emparelhou-se os itens relativos à cada campo do conhecimento para ilustrar os compartilhamentos existentes tanto no nível de levantamento de dados quanto no nível de sistematizações, destacando ainda aspectos de interface de análises realizadas com os itens relativos às considerações de colaboração entre os campos expressa na hipótese desta pesquisa.

À esquerda na Figura 26 constam os passos considerados na condução da investigação geomorfológica, e à direita aqueles da hidrologia de paleofluxos. Ambos se iniciam pelo levantamento de dados o que inclui a revisão de bibliográfica de temas elementares em cada proposta. Os itens dos dados utilizados fazem referências aos tipos de informações compiladas e manipuladas, sem detalhar cada fonte de informações, algo que será apresentado nos capítulos de metodologia referentes a cada uma das análises.

Quanto à geomorfologia os levantamentos de dados ocorrem em gabinete (dados secundários, cartas topográficas, mapas temáticos, fotografias aéreas, etc.) e em campo. A geomorfologia baseou-se na cartografia geomorfológica aplicada em duas escalas: 1:50.000 (esboço geomorfológico da planície de fluvial) e 1:10.000 (detalhamento morfológico de três transectos de controle), visando detalhamento dos limites espaciais, informações morfométricas (baseadas nas cartas topográficas disponíveis), batimétricas e de materiais, sobre os quais se pode apontar tendências espaço-temporais de processos. Esses transectos e seus mapeamentos foram base ao desenvolvimento da análise de paleohidrologia. Os itens em negrito relativos ao **Esboço geomorfológico do setor ESB (1:50.000)** e **Geomorfologia de transectos de controle (1:10.000)** constam na interface dos planos de sistematização e de análises, em função do duplo papel da cartografia geomorfológica detalhada nas pesquisas em geomorfologia, constituindo-se tanto resultado da análise, quanto sua metodologia. O mapeamento nos transectos de controle, além de sustentarem aspectos da análise paleohidrológica é fundamental à realização de generalizações espaciais das morfologias e materiais superficiais e suas propriedades na escala de 1:50.000. Cada um destes itens refere-se a um capítulo de resultados desta investigação. A partir destas cartas geomorfológicas, desdobram-se análises morfológicas, morfométricas, dos materiais superficiais, de morfogênese e evolução das morfologias, e de tendências hidrodinâmicas espaciais e temporais.

Do lado da paleohidrologia, os levantamentos das informações igualmente ocorreram em gabinete e em campo, os quais foram orientados pelas cartografias geomorfológicas previamente realizadas. Essa investigação é composta de três conjuntos de análises: análise hidrológica, hidráulica e

de hidrologia de paleoinundações (denominada simplificada como paleohidrológica). A análise hidrológica enfatizou os regimes de precipitação e vazão no setor ESB; suas relações de intensidade-frequência (a partir de dados sistemático) e a definição de distintos hidrogramas probabilísticos, apontando as principais tendências temporais das inundações. Na análise hidráulica avançou-se com o estudo das inundações do setor ESB por simulações hidrodinâmicas bidimensionais, baseando-nos em hidrogramas de eventos empíricos e hidrogramas tipos, a partir dos quais buscou-se demonstrar os principais processos fluviais que ocorrem nos distintos compartimentos geomorfológicos fluviais em condições de inundação. A análise da hidrologia de paleoinundações englobou a investigação pedossedimentológica de sondagens e perfis, análise detalhada da geoquímica (com testes de aplicação de PROXIES) e a reconstituição de paleovazões e suas incorporações nas relações de intensidade-frequência previamente estabelecidas. Esses três conjuntos de análises foram aplicados na referida ordem, mas deve-se pontuar que não foram realizados e concluídos de modo estanque. Ao contrário disso estabelecem constantes relações entre si, em alguns casos, dependem de resultados obtidos na análise anterior. Por exemplo, a partir das relações de magnitude-frequência e dos hidrogramas probabilísticos (hidrogramas tipo) obtidos da análise hidrológica, os hidrogramas de inundação que foram modelizados nas simulações de base das análises hidráulicas. As relações de magnitude-frequência estabelecidas no primeiro na análise hidrológica foram utilizadas na análise de hidrologia de paleoinundações quando da incorporação de paleovazões, reestabelecendo às curvas de densidade de probabilidade. Além disso, as investigações promovidas nas análises hidráulicas com base na modelização ofereceram informações relativas às tendências de processos hidrodinâmicos que suportam as análises descritivas realizadas sobre os materiais no âmbito da investigação de paleoinundações.

Estes mesmo conjuntos de análises também se relacionam e contribuem diretamente às análises realizadas na abordagem geomorfológica, uma vez que se debruçam sobre os mesmos sistemas, suas morfologias, processos e materiais. Portanto, há planos de colaboração previamente identificados no âmbito dos resultados alcançados. Por exemplo, as possibilidades de se associarem tendências de processos hidrodinâmicos de inundação aos distintos compartimentos geomorfológicos fluviais, destacando algumas das principais variáveis (velocidade, direção e profundidade) e as tendências de trabalho fluvial realizado em cada uma delas. Isso incide, por exemplo, no aspecto relativo à capacidade formativa de formas destes eventos, quantificando-a ou oferecendo elementos para quantificá-la. Na outra direção, ficou evidente a necessidade de se estabelecer uma cartografia geomorfológica detalhada consistente para se definir os locais potenciais de aplicação da paleohidrologia, a identificação de seções transversais promissoras e pontos de descrição e coleta de material.

No plano analítico pós aplicação das duas metodologias, três aspectos foram salientados: análises dos elementos/feições dos materiais superficiais que permitem a identificação e caracterização de paleoeventos de inundação; análises relativas às feições redox que indicam regime de saturação e dessaturação, e portanto de hidrodinâmica constantes; e as incorporações dos resultados das paleoinundações, que podem apontar para direções de mudanças de tendências de processos em um dado sistema (ou subsistema) geomorfológico, contribuindo a (re)interpretações de gênese e evolução geomorfológicas. Nestes três âmbitos, os resultados das abordagens convergem e indicaram promissores caminhos para fortalecer a investigação de eventos fluviais extremos no fundo de vale do Ribeira de Iguape.

Figura 26. Fluxograma de procedimentos operacionais da pesquisa.

3.3.1. CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA DO BAIXO CURSO DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE

3.3.1.1. ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO, 1:50.000, DO SETOR ELDORADO-SETE BARRAS

A planície do setor ESB apresenta diversidade de formas fluviais típicas de padrão meandrante em clima tropical úmido. A abordagem geomorfológica pressupõe o reconhecimento e caracterização da tipologia e espacialidade das formas pela cartografia geomorfológica. Nesta primeira etapa, elaborou-se esboço morfológico em 1:50.000, definindo principais compartimentos morfológicos fluviais. Este mapeamento serviu de base para a escolha dos transectos de controle 1:10.000, que redundou nos locais de sondagem.

O mapeamento geomorfológico detalhado em nível de esboço adotou os princípios básicos da cartografia geomorfológica detalhada (COLTRINARI, 1982; 2011; RODRIGUES, 1997; TRICART, 1965), atendendo-os parcialmente.

O reconhecimento das formas se baseou nos procedimentos descritos na obra de Tricart (1965), e para a legenda de fotointerpretação, foram adotados como referência as contribuições de Queiroz Neto; Journaux (1978), Coltrinari (1982), e como aplicações mais recentes em sistemas fluviais meândricos, utilizou-se a pesquisa de Santana (2008), mapeamentos morfológicos do Plano de Manejo da APA da Várzea do Rio Tietê (FF, 2013), e a pesquisa de Luz; Rodrigues (2015). Foram considerando três sistemas morfogenéticos das planícies fluviais meândricas: canal (canal atual, meandros abandonados, barras laterais e centrais); planície de inundação (cordões marginais convexos e diques, *backswamps* e níveis de planícies); e terraços (terraços baixos e altos). A representação gráfica baseou-se nas propostas de Demek (1972), Gustavsson et al. (2006) e Toonen (2013), compondo um conjunto de simbologias que representassem, prioritariamente, a forma e a textura do material. Com base no mapeamento em escala 1:50.000, a morfologia e a morfometria do setor ESB foram descritos por subsistemas da planície fluvial, apoiando-nos em bases planialtimétricas sistemáticas oficiais (IGC, 2010/2011;2015).

Os conteúdos morfológicos (morfométricos e morfográfico) foram enfatizados neste nível de esboço geomorfológico. Com base em mapeamento morfológico preliminar, realizou-se escolha de compartimentos representativos dos diferentes sistemas morfológicos para amostragem de materiais superficiais, buscando garantir mínimo controle da diversidade desses materiais, amostragem espacial suficiente para realização de generalizações de seus conteúdos aos compartimentos não amostrados, conforme procedimento descrito na literatura geomorfológica (COLTRINARI, 2011; TRICART, 1965). Vale pontuar que os materiais indicam os processos atuais ou passados, e são condicionantes da morfogênese ativa pois possuem características intrínsecas que interferem na atuação da dinâmica atual (COLTRINARI, 1982).

Assim, embasando-se no mapeamento morfológico e dos materiais superficiais, aspectos de tendências de processos hidromorfológicos relacionados à ação fluvial e de inundação foram aventados e discutidos, buscando-se aproximação ao conteúdo de morfodinâmica, o qual não consta no mapa de esboço geomorfológico, tendo sido discutido textualmente. O mesmo foi realizado para os conteúdos de morfogênese e cronologia, que devem constar obrigatoriamente na cartografia geomorfológica e que foram, também, parcialmente atendidos no esboço geomorfológico 1:50.000 apresentado.

A produção incluiu fotoleitura e fotointerpretação de unidades morfológicas com estereoscopia analógica, estruturadas em dados secundários do setor ESB, BHRB e arredores. Procedeu-se com registro espacial (SIRGAS 2000), restituição (vetorização) e simbolização em SIG. As interpretações e revisão de limites incluiu campanhas de campo, e a legenda foi, nessa interação gabinete-campo-gabinete, sucessivamente modificada.

a) Dados cartográficos utilizados na fotointerpretação e restituição morfológica

Alguns materiais adicionais de apoio ao mapeamento foram utilizados, a saber: mapeamentos geomorfológicos e geológicos de Ross; Moroz (1997) e IPT (1981), em escala 1:500.000 e 1:750.000, respectivamente, e mapeamentos geológicos da CPRM em 1:750.000 e 1:100.000 (CPRM, 2013;2014) e da Mineropar (≈ 500.000) (SIGRB, 2017). Na escala do setor ESB, estudo de Santana (2008) foi base para iniciar o esboço geomorfológico em 1:50.000. Para a fotointerpretação considerou-se a área útil das fotos aéreas do Estado de São Paulo, 1:25.000 (EMPLASA, 2010/2011), com resolução espacial de 0,4m. Ao total, foram utilizadas 17 fotografias aéreas centrais (Quadro 2, Figura 27).

Quadro 2. Fotografias aéreas (1:25.000) centrais utilizadas para Esboço Morfológico (1:50.000).

FOTO	LONG.	LAT.	SENTIDO	LOTE	BLOCO	FAIXA	FOTO	LONG.	LAT.	SENTIDO	LOTE	BLOCO	FAIXA
7975	480131	243101	O	3	12	60	11278	475706	242156	O	4	7	62
7977	480349	243101	O	3	12	60	7969	475808	242517	L	3	12	58
7978	480458	243102	O	3	12	60	11459	475340	242433	O	4	7	63
7979	480607	243103	O	3	12	60	7970	475659	242516	L	3	12	58
7822	480024	242811	O	3	12	59	11461	475601	242432	O	4	7	63
7824	480242	242813	O	3	12	59	7819	475657	242808	O	3	12	59
7826	480460	242814	O	3	12	59	11463	475821	242430	O	4	7	63
11276	475445	242157	O	4	7	62	7820	475806	242810	O	3	12	59
7967	480026	242519	L	3	12	58							

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 27. Fotografias aéreas centrais utilizadas na fotointerpretação. Limite escuro refere-se ao setor ESB mapeamento no esboço geomorfológico (1:50.000).

Organizado por Yuri Veneziani.

Foram realizadas duas campanhas de campo para checagem de morfologias e limites mapeados, a saber: 17 e 19/12/2015, e 16 e 19/02/2016.

b) Dados de Materiais Superficiais

Quanto aos materiais superficiais, pontua-se que informações espaciais de natureza sedimentológica e pedológica, como mapas e cartas, são escassas no trecho estudado da planície do Rio Ribeira de Iguape, sobretudo em escala adequada à 1:50.000, sendo as principais referências as pesquisas de Bigarella; Mousinho (1965b), Melo (1990) e Santana (2008).

Para levantamento dos materiais realizadas feitas descrições tátil-visuais de perfis, em trincheiras e em amostras de sondagens com trado manual, distribuídos em 14 pontos de amostragem distribuídos em compartimentos morfológicos representativos, escolhidos previamente na etapa de fotointerpretação e restituição morfológica em gabinete (Figura 28). Esta descrição tátil-visual obedeceu ao roteiro de elementos pedológicos e sedimentológicos:

- Pedologia (SANTOS et al., 2005): cor, textura, estrutura, bioperturbação, agregados, porosidade e indicadores de mesofauna.
- Sedimentologia (BENITO; THORNDYCRAFT, 2004): espessura das camadas, textura, estrutura, variação vertical, resistência, matéria orgânica ou argila orgânica, feições de retrabalhamento do material, presença e quantidade de raízes, potencial para datação, e limites.

Os materiais de canal foram descritos com base em granulometrias dos sedimentos de fundo do leito obtidas por sondagens a percussão, e cedidas pela empresa Pirâmide Extração e Comércio de Areia Ltda.

Foram realizadas cinco campanhas de campo para amostragem de materiais superficiais, a saber, 16 e 19/02/2016, 05 e 07/09/2016, 29/11 e 01/12/2016, 12 e 14/12/2016, 30/01 e 02/02/2017.

Figura 28. Locais de levantamento e descrição de material no setor ESB.

Organizado por Yuri Veneziani.

c) Sistematizações e Análises

Para a fotointerpretação e mapeamento morfológico utilizou-se técnica analógica de estereoscópio de espelho e de bolso. Os overlays foram digitalizados e registrados espacialmente.

A restituição de informações obtidas analogicamente de fotografias aéreas possui distorções inerentes às fotografias aéreas (CRUZ, 1981), as quais não são solucionadas apenas pela abordagem das áreas úteis, e dependem de ortorretificação com base nos parâmetros de câmera e de voo. Como estes parâmetros estavam indisponíveis para as fotografias aéreas utilizadas no mapeamento do esboço geomorfológico, procedeu-se com o registros espaciais²⁴, utilizando-se como referência geoidal o Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas 2000 (SIRGAS 2000). Utilizou-se sistema de coordenadas geográficas (GCS), a qual é mais conveniente para se manipular dados espaciais que abranjam regiões em mais de um fuso UTM, como é o caso do setor ESB que se sobrepõe a partes do fuso 22 e do fuso 23 (UTM). Para cada área útil restituída, foram identificados visualmente de 7 a 10 pontos de controle (*GCP – Ground Control Points*) baseados em elementos notáveis encontrados na ortofotos de 2010/2011 (1m de resolução), também da Emplasa. Buscou-se homogeneizar a distribuição dos GCPs dos overlays para reduzir as distorções de posicionamento que podem ser produzidas durante o registro espacial. Aplicou-se polinomial de primeira ordem ao retificar cada *overlay*, pois, ainda que ajustes não lineares normalmente possam produzir menores erros em torno dos GCPs, a função polinomial de primeira ordem resulta em erros mais bem distribuídos ao longo da área em registro espacial, conservando propriedade geométricas de locais afastados de GCPs. Além disso, áreas de tendências aplainadas, como fundos de vale, possuem menos distorções estereoscópicas, endossando a escolha de polinomial de primeira ordem. Ainda em gabinete, os limites morfológicos fotointerpretados foram ajustados às bases topográficas sistemáticas (1:10.000 PEC A) (IGC, 2010/2011;2015) e ao MDT (1:25.000, PEC A) (EMPLASA, 2010/2011). Os da fotointerpretação e restituição analógicas foram, então, vetorizados em SIG. A plataforma de geoprocessamento utilizada foi ArcMap 10.5. Os limites do mapeamento morfológico foram então sucessivamente averiguados em trabalhos de campo, conforme mencionado.

A partir da amostragem dos materiais superficiais e suas propriedades realizadas nos levantamentos de campo, realizou-se generalização espacial da ocorrência dos diferentes tipos de materiais, adotando-se como parâmetros para tais generalizações, os limites dos sistemas morfológicos até então restituídos. Por exemplo, para o subsistema morfológico de terraços altos mapeados, averiguou-se, em campo, em diversos compartimentos deste subsistema, a ocorrência de cascalheiras da Formação Eldorado como material de substrato, que sustenta tais formas. Como a associação entre esse sistema morfológico e esse material é recorrente, a generalização espacial se dá a partir da atribuição deste material superficial a todos os compartimentos de terraços altos identificados no mapeamento morfológico.

Uma vez concluído e averiguado o mapeamento morfológico, e amostrado e generalizado os materiais superficiais representativos nos distintos compartimentos morfológicos mapeados, elaborou-se o mapa do esboço geomorfológico 1:50.000 do fundo de vale abrangido entre os municípios de Eldorado e Sete Barras. Com base naquelas informações, procedeu-se à descrição da variedade e espacialidade das morfologias existentes destacando o arranjo existente entre elas; a caracterização da associação entre formas e materiais superficiais esperados, e buscou-se propor tendências de processos hidromorfodinâmicos por compartimento. Pautamo-nos em preceitos de geomorfologia fluvial dos sistemas meândricos referenciados em item anterior (ALLEN, 1965; 1966; BRIDGE, 2003; CHOW, 1959; CHRISTOFOLETTI, 1981; CRICKMAY, 1974; ERSKINE, 1992; HOOKE, 1995; KNIGHTON, 1998; LEOPOLD,

²⁴ O registro espacial é o posicionamento de um dado matricial ou vetorial o mais próximo possível do real, a partir de pontos de controle baseados em pontos notáveis obtidos em cartas e mapas secundários utilizados como referência espacial. O georreferenciamento inclui, obrigatoriamente, o posicionamento daqueles dados com controle de pontos de campo levantados com GPS Geodésico.

LUNA; WOLMAN, 1957; LEOPOLD; WOLMAN, 1960; LEOPOLD et al., 1964; MIAL, 1978; MORISAWA, 1985).

As derivações quantitativas relativas à área e níveis topográficos foram executadas em rotinas de SIG e sistematizadas em planilhas de cálculo. As análises subsequentes ao mapeamento foram realizadas primeiramente por associação espacial entre as morfologias da planície e os materiais. As descrições dos materiais foram sistematizadas por ponto e profundidade em tabelas com base nos elementos de pedologia e sedimentologia mencionados.

Deve-se ressaltar que, levando-se em conta os princípios da carta geomorfológica detalhada, alguns tipos de dados que deveriam estar contidos no mapeamento não foram levantados ou compilados. No que diz respeito à morfografia, por exemplo, optou-se por representar exclusivamente as formas fluviais, desconsiderando os sistemas de vertentes e a variabilidade de suas formas e materiais, ainda que, tenha-se feito constar a morfometria destas áreas por meio das informações da carta topográfica. Quanto a dimensão morfométricas, pontua-se que foram utilizadas informações de Modelos Digitais de Terrenos obtidos por Aerotriangulação para obtenção e ajuste de limites morfográficos e para parâmetros morfométricos. Ainda que tenham sido realizados trabalhos de campo para o controle das formas e sua associação à morfodinâmica, e, ainda que o MDT de base (1:25.000) esteja em escala compatível com o detalhe requerido à cartografia geomorfológica detalhada do setor ESB, os procedimentos previstos em sua elaboração não foram atendidos de modo protocolar (com a quantidade de atividades de campo necessárias) e, tampouco, os controles (de formas e materiais) foram realizados na densidade amostral adequada a todo setor ESB.

Por fim, quanto aos conteúdos morfogenético e cronológico, pode-se afirmar que o mapeamento parcial da morfografia por si só, já comprometeria o atendimento a esses dois níveis, porém, o principal limitador centra-se nos custos de trabalho de campo e datação absoluta para posicionar corretamente no tempo as diversas morfologias fluviais recentes mapeadas. Mesmo assim, algumas datações realizadas em distintos compartimentos hidromorfológicos permitiram apontar as idades e, inclusive, alguns processos fluviais predominantes na planície de inundação estudada. Com base nestas considerações, o mapeamento geomorfológico detalhado empreendido nesta pesquisa não pode ser denominado, portanto, de carta geomorfológica detalhada, mas configura-se como uma produção cartográfica preliminar, com elevada densidade de informações e controle parcial de campo sobre a morfometria e materiais superficiais. Por isso, foi denominado como esboço geomorfológico do baixo vale do Rio Ribeira de Iguape. Isso, contudo, não prejudicou sua dimensão aplicada à análise de paleofluxos.

3.3.1.2. MORFOLOGIA FLUVIAL DETALHADA, 1:10.000, EM TRANSECTOS DE CONTROLE

Para o mapeamento geomorfológico detalhado em 1:10.000 de três transectos de controle mesmos preceitos da cartografia geomorfológicas utilizados no esboço morfológico 1:50.000, foram utilizados. Os transectos de controle correspondem a seções transversais de vale em três posições do perfil longitudinal do rio Ribeira de Iguape no setor ESB (os critérios de escolha destes transectos são detalhados adiante). O mapeamento geomorfológico 1:10.000 nestes transectos teve dois objetivos centrais: (i) controle topográfico dos limites morfológicos e características morfométricas dos sistemas fluviais mapeados, endossando o mapeamento de esboço geomorfológico em escala 1:50.000 realizado anteriormente; e (ii) controle geomorfológico para aplicação da metodologia da paleohidrologia, a qual considerou como as seções transversais contidas nestes transectos para realizar as análises sedimentológicas, hidráulicas e estimativas de paleoinundações.

Para estes mapeamentos de transectos de controle em 1:10.000 buscou-se realizar detalhamentos dos limites dos compartimentos mapeados e dos materiais superficiais.

Em relação ao primeiro, procedeu-se com (i) averiguações concentradas nas morfologias mapeadas nos três transectos de controle, (ii) com controle topográfico baseado em levantamento detalhado com GPS Geodésico e (iii) com o levantamento de batimetria detalhada e de velocidade de fluxo e vazão com ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*). O controle topográfico foi realizado a partir de comparação entre dois conjuntos de perfis topográficos amostrais: um primeiro produzido a partir do levantamento com GPS geodésico em campo, e outro baseado em dados altimétricos do MDT do IGC. Esta comparação teve o objetivo de validar a utilização desta base de informações altimétricas espaciais oficial como fonte de informações de morfometria para o mapeamento geomorfológico detalhado. Para as morfologias detalhadas de canal (seção transversal, geometria hidráulica, formas de fundo de canal, etc.) e para a aferição de algumas tendências de processos fluvial de canal (velocidade e vazão), foram realizados os levantamentos com ADCP, produzindo batimetria detalhada. Além das profundidades, o ADCP forneceu perfil vertical e lateral de velocidades (m/s), traçado do levantamento e estimativa da rugosidade de fundo, informações fundamentais para caracterização de algumas morfologias de leito, formas de seções transversais típicas de sistema fluvial meândrico, e processos de canal fluvial.

Em relação ao segundo (materiais superficiais) foram amostrados perfis e realizadas sondagens em diferentes compartimentos geomorfológicos. A escolha destes pontos teve como critério a amostragem representativa da diversidade dos sistemas morfológicos mapeados, explicados na metodologia de elaboração do esboço geomorfológico 1:50.000, tendo sido considerados também critérios relativos à análise de paleoinundações, sobretudo para as sondagens. Estes critérios envolvem as características de tendências de sedimentação fluvial em eventos de inundação e a possibilidade de reconstituir estimativas de paleovazões com base em informações que podem ser derivadas das análises detalhadas desses materiais, conforme descrito por Benito et al. (2004), Benito; Thorndycraft (2005) e Toonen et al. (2013). Como as análises destes materiais superficiais enfatizaram a caracterização de fácies de inundação e se vinculam propriamente à aplicação da paleohidrologia de inundações, a descrição detalhada das amostragens realizadas constam dentro do capítulo de paleohidrologia, ainda que as descrições e análises destes materiais tenham sido consideradas no mapeamento das unidades geomorfológicas fluviais dos transectos de controle, integrando o dado de materiais superficiais que deve constar na cartografia geomorfológica (TRICART, 1965).

Foram escolhidas três transectos de controle, conforme Figura 29.

Os critérios básicos de escolha destes transectos de controle foram balizados pela diversidade morfológica intrínseca e de materiais superficiais, apontados pelo esboço geomorfológico em 1:50.000m. Tais diversidades indicaram necessidade de controle topográfico (em perfis topográficos amostrais) e de adensamento de amostragem de material, de modo a dar maior segurança às generalizações espaciais deste tipo de dado geomorfológico. Além disso, especificamente em relação à paleohidrologia, outros critérios de escolha foram: a necessidade de abranger sistemas de depósitos de inundação onde pudessem ocorrer aprisionamento de material e conservação de sua estrutura sedimentar; a obrigatoriedade dos subsistemas geomorfológicos abrangidos de apresentar condições de superfícies com estado mínimo de conservação, para minimizar as possibilidades de remobilização de material e descaracterização pedo-sedimentológica que pudessem comprometer as análises de paleohidrologia; e, à medida do possível, a necessidade de que os sedimentos analisados fizessem parte de sistemas morfológicos cujas costa altimétricas apresentassem desníveis significativos em relação às vazões de vazante, de modo que, na etapa de reconstituição de paleovazões, estes desníveis produzisse

estimativas de vazões extremas de alta magnitude (e longo termo) impactando significativamente na distribuição de frequência de vazões. Particularmente pelos critérios da paleohidrologia, dois ambientes deposicionais prioritários foram enfatizados na escolha dos três transectos de controle: sistema de planícies de inundação localizados em locais com potenciais de entradas de cunhas remontantes de águas de inundações, preferencialmente em vales de afluentes (com evidências de conectividade hidráulica e sedimentológica); e subsistemas deposicionais de meandros abandonados.

Figura 29. Transectos de controle no setor ESB.

Organizado por Yuri Veneziani.

Adotando-se os preceitos da elaboração do mapeamento geomorfológico detalhado, uma vez mapeados e averiguados os sistemas morfológicos (morfométricos e morfográficos) e seus limites espaciais em escala 1:10.000, com controle de campo, definiram-se os compartimentos representativos dos diferentes sistemas morfológicos para amostragem de materiais superficiais, buscando garantir amostragem espacial suficiente para realização de generalizações de seus conteúdos aos compartimentos não amostrado (COLTRINARI, 2011; TRICART, 1965).s, e, ao mesmo tempo, atender aos critérios de locais de amostragem para investigação de paleoinundações, os quais passam pela definição de SWD.

A descrição dos materiais superficiais nos três transectos de controle abrangeu um total de 17 pontos de amostragem, sendo 5 no transecto de controle Eldorado, 7 no transecto de controle Abobral, e 5 no transecto de controle Votupoca. Como parte desta abordagem, a caracterização pedo-sedimentológica por descrição tátil-visual, visou caracterizar estes materiais quanto a suas propriedades físicas e químicas, seu nível de intemperismo químico e desenvolvimento pedológico, a conservação de estruturas sedimentares, avançando, ainda, em suas associações estratigráficas e no reconhecimento de feições de inundação em diferentes ambientes fluviais de deposição. Como os detalhamentos dos materiais superficiais integraram tanto o mapeamento geomorfológico 1:10.000 quanto as análises paleohidrológicas, os procedimentos destas análises constam no item 3.3.2.3.1. e 3.3.2.3.2.

Tal como realizado no nível de esboço geomorfológico para todo setor ESB em escala menor, embasando-se no mapeamento morfológico e dos materiais superficiais amostrados, aspectos de

tendências de processos hidromorfológicos relacionados à ação fluvial e de inundação foram discutidos, buscando-se aproximação ao conteúdo de morfodinâmica, o qual não consta nos mapas geomorfológicos 1:10.000 dos três transectos de controle, tendo sido discutido textualmente. O mesmo foi realizado para os conteúdos de morfogênese e cronologia, que devem constar obrigatoriamente na cartografia geomorfológica e que foram, também, parcialmente atendidos.

Seguindo os procedimentos descritos no mapeamento do esboço geomorfológico em 1:50.000 para o setor ESB, o reconhecimento morfológico em 1:10.000 nos transectos de controle se baseou nos procedimentos descritos na obra de Tricart (1965). Para os conteúdos de legenda de fotointerpretação foram adotados como referência as contribuições de Queiroz Neto; Journaux (1978), Coltrinari (1982), e como aplicações mais recentes em sistemas fluviais meândricos, utilizou-se a pesquisa de SANTANA (2008), mapeamentos morfológicos do Plano de Manejo da APA da Várzea do Rio Tietê (FF, 2013), e a pesquisa de Luz; Rodrigues (2015) e, evidentemente, o esboço geomorfológico previamente realizado em escala 1:50.000. Foram considerando os mesmos sistemas morfogenéticos das planícies fluviais meândricas: canal (canal atual, meandros abandonados, barras laterais e centrais); planície de inundação (cordões marginais convexos e diques, *backswamps* e níveis de planícies); e terraços (terraços baixos e altos). A representação gráfica em SIG baseou-se nas propostas de Demek (1972), Gustavsson et al. (2006) e Toonen (2013), compondo um conjunto de simbologias que representassem, prioritariamente, a forma e a textura do material. A morfometria dos sistemas geomorfológicos presentes nos transectos de controle foi obtida de bases planialtimétricas sistemáticas oficiais (IGC, 2010/2011;2015) e dos levantamentos de campo.

O mapeamento foi feito com fotoleitura e fotointerpretação de unidades morfológicas com estereoscopia analógica, e apoiada em dados secundários descrito na sequência. Procedeu-se com registro espacial (SIRGAS 2000), restituição (vetorização) e simbolização em ambiente SIG.

a) Dados Cartográficos Utilizados na Fotointerpretação e Restituição Morfológica

Dentre os materiais de apoio ao mapeamento morfológico em 1:10.000 e também como suporte à escolha de levantamento de materiais superficiais, os mapeamentos geológicos do CPRM (2013, 2014) merecem destaques por serem os únicos de escala de maior detalhamento (1:100.000) que abrangem parcialmente a região do setor ESB e algumas partes dos transectos de controle. Além destes mapeamentos geológicos, seguiu-se utilizando dos mapeamentos geomorfológicos e geológicos de Ross; Moroz (1997) e IPT (1981), em escala 1:500.000 e 1:750.000, respectivamente, e mapeamentos geológicos da CPRM em 1:750.000 e 1:100.000 (CPRM, 2013;2014), da Mineropar (≈500.000) (SIGRB, 2017) e de Santana (2008) em 1:50.000, previamente utilizados na elaboração do esboço geomorfológico em 1:50.000.

O registro espacial dos overlays das restituições morfológicas seguiu estritamente os passos descritos para o mapeamento do esboço geomorfológico 1:50.000, tomando-se como base as cartas topográfica 1:10.000 do IGC (IGC, 2000) e as fotografias aéreas, Emplasa (2010) (Figura 30). A restituição realizada com estereoscopia analógica foi feita com estereoscópio de bolso, assumindo as distorções inerentes à fotografia. Procedeu-se aos registros espaciais em SIG com a base 1:10.000 de referência, coletando entre 7 e 10 pontos de controle (GCPs).

Foram realizadas quatro campanhas de campo para averiguação dos limites morfológicos, a saber: 05 e 07/09/2016, 29/11 e 01/12/2016, 12 e 14/12/2016, 30/01 e 02/02/2017.

Figura 30. Cobertura das fotografias aéreas (1:25.000) e das bases cartográficas oficiais utilizadas nas seções de controle.

Organizado por Yuri Veneziani.

b) Controle Topográfico por meio de Perfis Amostrais

As campanhas de campo, para este mapeamento, tiveram objetivo de validar o conteúdo das legendas e os limites das morfologias restituídas, bem como realizar o controle topográfico preciso. Este controle topográfico foi realizado por comparação entre os dados do MDT (IGC, 2010/2011) e dados de altimetria levantados com GPS geodésico TopCom (Topcom Javad). Como mencionado, este controle topográfico se deu pela validação do dado de MDT como informação suficiente e adequada para ser utilizada como base de dados morfométricos do mapeamento geomorfológico. Tal validação foi realizada pela comparação e testes de desvios em perfis topográficos amostrais construídos com o MDT do IGC, em escala 1:25.000, e levantamentos topográficos detalhados realizados com GPS geodésico. As características do MDT enquanto fonte de dados morfométricos e os procedimentos de levantamento sistematização de dados do GPS geodésicos estão descritos a seguir.

I. MDT 1:25.000 (IGC, 2010/2011): características

O MDT do IGC (2010/2011) é o dado topográfico oficial mais atualizado disponível para a escala do Estado de São Paulo. Por ser um dado abrangente e baseado em voo realizado em escala de detalhe, constitui-se um dos dados altimétricos padronizados mais abrangentes e, ao mesmo tempo, detalhados que recobrem uma parte do território brasileiro. Trata-se de modelo derivado de aerotriangulação (metodologia indireta de aferição de altitudes), cuja posição é garantida por GCPs obtidos com GPS geodésico e RTK. O dado topográfico que resulta da aerotriangulação é o MDS, o qual passou por varredura visual para extração manual dos elementos de terreno. Sobre a nuvem densa de pontos (malha quadrática de 5 x 5 metros), obtida da aerotriangulação foram calculados *outliers*, abrangidos em avaliação de elementos que interferissem na coordenada Z correta da superfície. A nuvem densa final apresentou erro médio sistemático de altitude é de 1,35m.

O MDT é, então, reconstituído a partir da nuvem densa sem *outliers* e levou em conta a rede hidrográfica, previamente interpretada e restituída, resultando em um modelo hidro-forçado. As

fotografias aéreas de base para o MDT possuem resolução horizontal de 0,4m, degradadas a 1m no processo de Ortorectificação, a qual é compatível com escala de até 1:5.000.

Este procedimento foi conduzido pelo IGC e pela Escola de Engenharia Cartográfica da Unesp de Presidente Prudente à época da sua produção, em 2012. A área do médio e baixo Ribeira de Iguape integra lote de restituição em revisão, no entanto, ao longo deste processo, as áreas de declividades mais baixas, como os fundos de vale, são as que sofreram as menores distorções. Dada as suas características e as garantias institucionais das entidades produtores desta informação, sua utilização em mapeamento geomorfológico detalhado é extremamente conveniente, tanto do ponto de vista da confiabilidade na precisão da informação, quanto do ponto de vista da possibilidade de comparações com outras áreas do Estado de São Paulo, uma vez que os procedimentos de sua elaboração foram padronizados para todo Estado.

A elaboração de perfis topográficos com base em dado de MDT em qualquer solução SIG envolve a criação de um vetor de linha tridimensional o qual é interpolado à informação altimétrica que se deseja utilizar como base para construção do perfil. Neste caso, elaboramos linhas que fosse exatamente as mesmas utilizadas para obtenção de perfis topográficos baseados nos dados do GPS geodésico, garantindo, assim que os dados pudessem ser comparados.

II. Levantamento de perfis com GPS geodésico

O levantamento de perfis topográficos com GPS Geodésico é realizado por meio da obtenção em campo de coordenadas geográficas com três dimensões precisas: latitude (Y), longitude (X) e altitude (Z) (Figura 31) e elaboração dos perfis em gabinete utilizando-se de plataforma de SIG. Quanto maior a densidade de pontos de coordenadas coletados em campo, maior o potencial de detalhamento dos perfis topográficos elaborados em gabinete.

A obtenção dos pontos de coordenadas em campo com GPS geodésico pode ser dividida em cinco etapas: (a) configuração do equipamento em laboratório (definição de intervalo de coleta) e organização de material de apoio, (b) testes preparatórios antes de saída a campo; (c) coleta em campo; (d) descarregamento de dados em laboratório e obtenção de PPP (Posicionamento por Ponto Preciso); e (e) sistematização das informações em SIG.

a) O receptor de GPS foi configurado para coletar coordenadas a cada 0,5s e gravar valor de médio a cada 15s, que é compatível com a base da rede geodésica regional mais próxima à área de estudo localizada em Iguape e com a base regional da Poli/USP. Esta compatibilidade permite o cálculo de coordenada por dupla diferença de fase. Para o levantamento, utilizou-se uma antena, o receptor Topcom Javad apoiada em tripé com base nivelante.

b) Os testes foram realizados na base geodésica da Poli/USP. Em campo, previamente ao levantamento, fez-se novo teste no ponto da Rede de Nível geodésico oficial do IGG (administrada pelo IBGE) em Eldorado, com coleta contínua de aproximada 25min.

c) A coleta propriamente dita foi feita em modalidade *stop and go*, com posicionamento estático em cada ponto por 3 minutos como tempo mínimo, garantindo horizontalidade da antena e tomando sua altura sobre o terreno (m) com trena. Os locais de obtenção de coordenada foram escolhidos em função das mudanças de declividade do terreno, onde o acesso foi possível e, priorizando, locais com dosséis abertos. As gravações de coordenadas foram iniciadas somente após a captura de mais de 5 satélites para triangulação.

d) O descarregamento de dados foi feito com software PCVIEW. Os logs de dados arquivados e descarregados em formato proprietário “.jps” foram convertidos ao formato Rinex para poderem ser

utilizados. Esta conversão é feita com o software jps2rin v2.0.144²⁵ (*Convert to Rinex 2.11*). Optou-se por obter os resultados por meio dos serviços de processamento e obtenção do PPP²⁶ oferecido pelo IBGE. Neste envio, definiu-se pelo Modo de Processamento Estático. No cálculo do PPP, a rotina aplica o modelo geoidal oficial brasileiro (MAPGEO2015²⁷) para derivar as altitudes ortométricas (Apêndice 1).

e) O PPP consta de relatório de cálculo por ponto, relatório de resultados e arquivo vetorial (.kml) do local rastreado. No relatório de cálculo são obtidos os valores de coordenadas horizontais (planas e geográficas) e os valores de altimetria (geométrica e ortométrica). Todos os pontos processados foram compilados em um único arquivo .kml o qual converteu-se à formato .shp para manipulá-lo em SIG.

Figura 31. (A) Levantamento com GPS geodésico em borda inferior de terraço baixo nas proximidades de Eldorado; (b) levantamento com GPS Geodésico em borda de terraço Elevado, próximo ao bairro do Votupoca.

Fotos de Yuri Veneziani e Juliana da Costa Mantovani.

Uma vez coletados os pontos e importados à SIG, obteve-se a distância entre os pontos levantados. As distâncias entre os pontos e as respectivas altitudes ortométricas são os dois conjuntos de informações necessárias para realizar a elaboração dos perfis topográficos. Os perfis produzidos com base nos dados de campo obtidos por GPS geodésico foram então comparados aos perfis derivados de interpolação tridimensional baseada no MDT do IGC.

A tecnologia de GNSS de precisão possui maior acurácia do que as demais técnicas de posicionamento, mas também pode apresentar variações de precisão e acurácia. O GPS geodésico da TopCom utiliza constelação de satélites densificada e o modelo de cálculo da dupla diferença de fase é realizado com segurança no SE do Brasil devido à rede geodésica presente nesta região, o que garante precisão ao posicionamento. No entanto, o modelo de GPS utilizado não é próprio para levantamentos de modalidade “*stop and go*”, primeiramente por requerer um tempo estacionado maior do que o executado no levantamento e devido ao seu peso e dificuldade de deslocamento. Nestes casos, RTKs, *Lidars* e GPS de mochila poderiam ser mais adequados à área e ao propósito de levantamento.

c) Batimetria do canal fluvial meândrico: levantamento de seções de canal com ADCP

Por meio de dados cartográficos, algumas informações morfológicas e morfométricas dos sistemas de canais fluviais podem ser obtidas, como padrão, largura, sinuosidade, etc. Porém, outras informações morfológicas, morfométricas e morfodinâmicas relativas ao leito fluvial não podem ser acessadas apenas pelos materiais cartográficos, como a profundidade média, a distribuição de profundidades, forma da seção transversal (retangular, assimétrica, trapezoidal, irregular), morfologias de leito (dunas,

²⁵ <https://javad.com/jgnss/products/software/jps2rin.html>

²⁶ <http://www.ppp.ibge.gov.br/ppp.htm>

²⁷ ftp://geoftp.ibge.gov.br/modelos_digitais_de_superficie/modelo_de_ondulacao_geoidal/aplicativo/setup_mapgeo2015_v1.exe

ondulações), velocidade média do fluxo, distribuição (vertical e horizontal) de velocidades, tendências de transporte de sedimentos, entre outras. Para obter estas informações morfológicas, realizou-se levantamento de seções transversais com ADCP.

O ADCP permite levantamento de profundidade e velocidade da água em ambientes rasos, os quais são coletados por sensor acústico acoplado a flutuador. A velocidade é aferida pelo deslocamento e tempo da carga em suspensão. O traçado e as velocidades de navegação são coletados por sistema GNSS também acoplado a flutuador. O levantamento de XS com ADCP ocorreu entre os dias 12 e 14/12/2016, em cinco locais no setor ESB (Figura 32): (XSA) estação fluviométrica de Eldorado, (XSB) bairro do Abobral/1ª Ilha, (XSC) bairro do Votupoca, (XSD) bairro do Conchal Branco; (XSE) estação fluviométrica de Sete Barras. Evidentemente, as XS foram escolhidas considerando os transectos de controle, a representatividade da diversidade de formas de canal e condições hidráulicas que garantissem consistência dos levantamentos. Na véspera do levantamento, percorreu-se por terra o setor ESB demarcando com estacas à margem do rio, os locais previstos para os levantamentos (Figura 33A).

O levantamento foi feito com duas técnicas: para as XSA a XSD foi realizado embarcado em lancha (Figura 33B); para a XSE, localizada junto à ponte de Sete Barras, foi utilizada a técnica de tração por corda sobre ponte (Figura 33C e D). Esta última pode apresentar traçado irregular, porém tem a facilidade de dispensar navegação. A conexão remota via *bluetooth* entre base e flutuador mostraram-se ótimas, mesmo em condições de afastamento entre equipamentos, no caso desta XSE. Em todas as XS foi levantada altitude do nível d'água com GPS geodésico (Figura 33E).

Para cada XS foram feitas 4 travessias entre margens (protocolo DAEE). A XS cujo valor de vazão total resultou em menor diferença da média das vazões obtidas nas quatro travessias foi definida como a XS válida para representar o levantamento.

Nos dias dos levantamentos com ADCP a vazão em Eldorado era de, aproximadamente, $250\text{m}^3/\text{s}$, representando $\approx 55\%$ da curva de permanências das vazões no posto 5F-001.

O gerenciamento em tempo real dos dados de ADCP e avaliação do sucesso do levantamento foram feitos pelo software *River Surveyor Live*. Todas essas informações ficaram armazenadas por vertical de coleta em tabelas alfanuméricas que podem ser importadas a outros softwares de cálculo.

Os dados levantados com ADCP incorporaram as discussões geomorfológicas, amostrando tendências morfológicas, morfométricas e morfodinâmica do sistema canal fluvial em diversos trechos. Dada a escala de detalhe destes levantamentos, nos mapeamentos geomorfológicos detalhados dos transectos de detalhe estas informações não foram incorporadas, tendo sido tratadas textualmente.

Deve-se destacar que as informações obtidas com estes levantamentos não foram utilizadas exclusivamente nos mapeamentos geomorfológicos detalhados dos transectos de controle, mas foram também utilizadas na modelagem hidrodinâmica realizada.

Figura 32. XS levantadas com ADCP.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 33. Etapas do levantamento batimétrico com ADCP.

(A) Posicionamento de estacas de madeiras para demarcação das XS a serem levantadas, proximidades de; (b) levantamento com ADCP embarcado, próximo à estação fluviométrica de Eldorado; (c) levantamento com ADCP por corda, próximo à estação fluviométrica de Sete Barras; (d) detalhe do flutuador do ADCP tracionado por corda; (e) levantamento de cota de nível d'água com GPS geodésico para ajustar as profundidades do ADCP.

Fotos de Yuri Veneziani.

d) Sistematizações e Análises

A fotointerpretação e mapeamento morfológico foram realizados por técnica analógica de estereoscópio de bolso. As restituições morfológicas analógicas foram digitalizadas e, em seguidas, registradas espacialmente sobre as bases planialtimétricas oficiais. Conforme destacado para o esboço geomorfológico em 1:50.000, a restituição de informações obtidas analogicamente de fotografias

aéreas possui distorções geométricas inerentes à técnica (CRUZ, O., 1981), cuja minimização depende de ortorretificação, que por sua vez requer parâmetros de câmera e de voo, os quais estiveram indisponíveis. Por essa razão, procedeu-se com o registro espacial utilizando-se como referência geoidal SIRGAS 2000, e sistema de coordenadas geográficas (GCS), cuja adoção facilita a manipulação de informações espaciais localizadas entre dois fusos UTM distintos, já que o setor ESB abrange os fusos 22 e 23 (UTM). Para cada área útil restituída foram identificados visualmente de 7 a 10 pontos de controle (GCP) na ortofotos de 2010/2011 (1m de resolução), também da Emplasa. Buscou-se homogeneizar a distribuição dos GCPs para reduzir distorções de posicionamento que podem ser produzidas durante o registro espacial. Aplicou-se polinomial de primeira ordem, pois, ainda que ajustes não lineares normalmente possam produzir menores erros em torno dos GCPs, a função polinomial de primeira ordem resulta em erros mais bem distribuídos ao longo da área em registro espacial, conservando propriedade geométricas de locais afastados de GCPs. Ainda em gabinete, os limites morfológicos fotointerpretados foram ajustados às bases topográficas sistemáticas (1:10.000 PEC A) (IGC, 2010/2011;2015) e ao MDT (1:25.000, PEC A) (EMPLASA, 2010/2011). Os dados da fotointerpretação e restituição analógicas foram, então, vetorizados em SIG. A plataforma de geoprocessamento utilizada foi ArcMap 10.5. Os limites do mapeamento morfológico foram averiguados em trabalhos de campo, conforme mencionado.

Antes de finalizar o mapeamento geomorfológico dos transectos de controle, procedeu-se com a validação do uso do MDT (IGC, 2010/2011) como base morfométrica (de altitudes, sobretudo) compatível à escala de mapeamento. Para tanto, elaborou-se perfis amostrais a partir das coordenadas levantadas com o GPS geodésico e suas distâncias, de acordo com o levantamento descrito anteriormente. Estas linhas que conectam as coordenadas obtidas em campo foram, em SIG, duplicadas e, para este segundo conjunto de linhas, realizou-se a interpolação tridimensional adotando-se como base de informações altimétricas o MDT do IGC, cujas características foram descritas detalhadamente. A partir destas interpolações tridimensionais, novo conjunto de perfis topográficos puderam ser elaborados. Os perfis topográficos gerados a partir das duas fontes de informações foram então comparados, destacando-se os desvios existentes entre eles. Adotando-se os dados obtidos com GPS geodésico como referências de coordenadas de altitudes precisas, tal comparação teve o intuito de validar o MDT do IGC e apresentar medidas de quanto esta informação pode se distanciar dos valores reais de altitude ortométrica, utilizados nas descrições geomorfológicas para definir intervalos de cotas, declividades, desníveis altimétricos, mudanças/rupturas de declividade, entre outros parâmetros morfométricos.

Uma vez concluída a validação do uso do MDT como base altimétrica para o mapeamento geomorfológico em escala 1:10.000 dos transectos de controle e realizados os ajustes de limites morfológicos mapeados, tratou-se de incorporar as informações dos materiais superficiais. Os levantamentos e os procedimentos de descrição dos materiais superficiais objetivaram tanto sua utilização como dado imprescindível ao mapeamento geomorfológico detalhado, quanto informação de base à aplicação da metodologia de paleohidrologia. Por essa razão, os procedimentos de descrição detalhada e análise destas informações estão incorporados em itens posteriores (4.2.3.1 e **Error! Reference source not found.**). No âmbito de análise dos materiais, foram levantados diversos conjuntos de informações por meio de descrição tátil-visual em campo e em laboratório, mas também por meio de análises laboratoriais mais complexas como granulometria, carbono orgânico total, carbono inorgânico total, composição geoquímica e datações. Estes conjuntos de dados permitiram avançar em discussões relativas às tendências morfodinâmica, morfocronologia e evolução dos distintos subsistemas geomorfológicos fluviais mapeados.

Assim como desenvolvido para o esboço geomorfológico em escala 1:50.000, a partir de levantamentos amostrais dos materiais superficiais e suas propriedades em campo e laboratório, realizou-se generalização espacial destes materiais adotando-se como referência os limites dos sistemas morfológicos até então restituídos e ajustados em escala 1:10.000 nos transectos de controle.

Concluído o mapeamento morfológico e realizada a generalização dos materiais superficiais representativos nos distintos compartimentos morfológicos, os mapas geomorfológicos detalhados em 1:10.000 dos transectos de controle foram então finalizados. Com base naquelas informações, realizou-se descrição da variedade e espacialidade das morfologias existentes destacando o arranjo existente entre elas; a caracterização da associação entre formas e materiais superficiais esperados. Análises morfometria e morfológicas foram enfatizadas, sobretudo no tocante às relações topográficas entre os compartimentos morfológicos, caracterizando a diversidade, espacialidade e arranjo dos sistemas geomorfológicos.

Pautamo-nos em preceitos de geomorfologia fluvial dos sistemas meândricos para propor tendências espaciais e temporais de processos hidromorfodinâmicos por subsistema geomorfológico (ALLEN, 1965; 1966; BRIDGE, 2003; CHOW, 1959; CHRISTOFOLETTI, 1981; CRICKMAY, 1974; ERSKINE, 1992; HOOKE, 1995; KNIGHTON, 1998; LEOPOLD; WOLMAN, 1957; LEOPOLD; WOLMAN, 1960; LEOPOLD et al., 1964; MIAL, 1978; MORISAWA, 1985).

As morfologias de interior do canal puderam ser detalhadas com base nos dados levantados com ADCP. As informações de profundidade, velocidade de fluxo e vazão foram tratadas em Excel e os dados de traçado das travessias foram sistematizados em ArcGis 10.5. Estas informações são pontuais espacial e temporalmente, mas aportaram informações relevantes às análises de diversidade de XS e de tendências processos de canal.

Tal como ressaltado para o esboço geomorfológico 1:50.000 de todo setor ESB, no mapeamento geomorfológico detalhado dos transectos de detalhe, alguns princípios da carta geomorfológica detalhada (TRICART, 1965) não foram atendidos e alguns tipos de dados que deveriam estar contidos no mapeamento não foram levantados ou compilados. Algumas limitações que podem ser apontadas envolvem a incompletude de dados morfográficos e morfométricos, o atendimento parcial de amostragens espaciais dos materiais superficiais; e ainda a necessidade de se adensar as informações morfogenéticas e morfocronológicas²⁸. Tais limitações implicaram, evidentemente, restrições às análises morfodinâmicas fluviais, prioritárias à investigação de eventos extremos de inundação. Assim, os mapeamentos geomorfológicos detalhados em escala 1:10.000 dos transectos de controle configuram-se como produção cartográfica preliminar, que requer adensamento de informações e atendimento adequado a todos os tipos de dados que devem conter as cartas geomorfológicas. Isso, contudo, não prejudicou sua dimensão aplicada à análise de paleofluxos.

3.3.2. HIDROLOGIA FLUVIAL DO BAIXO RIBEIRA DE IGUAPE

3.3.2.1. PROCEDIMENTOS PARA ANÁLISE HIDROLÓGICA

3.3.2.1.1. Procedimentos para Análise de Precipitações Intensas (1937 a 2016)

Este item antecede a análise de vazões e está organizado em 4 subitens: regime de chuvas (descrição básica), análise dos eventos de chuvas, análise de Intensidade-Frequência de Máximos

²⁸ Análises morfodinâmica, morfogenéticas e cronológicas (evolutivas) foram realizadas mais detalhadamente em itens posteriores, como bases para aplicação da metodologia da paleohidrologia. Porém estas mesmas leituras podem e devem compor o nível de descrição e análise dos materiais superficiais do mapeamento geomorfológico detalhado, atendendo mais plenamente os princípios desta metodologia.

Diários de Chuvas, e análise de pluviogramas de eventos significativos e gênese atmosférica. Esta análise teve o objetivo de caracterizar o regime de precipitações e definir a relação de magnitude-frequência de precipitações intensas para o terço inferior do vale do rio Ribeira de Iguape, com base no posto pluviométrico de Registro.

O DAEE/EP-USP (1997) definiu equações de intensidade-frequência de chuva para todo o Estado de São Paulo, atualizando-as, para alguns municípios, em 2014 (DAEE/CTH-USP, 2014). Porém, para o baixo Ribeira de Iguape seguem defasadas, sem incorporar novos dados disponíveis e deixando de reconhecer novos limiares estatísticos.

O DAEE disponibiliza totais acumulados diários de precipitação. Nas proximidades do setor ESB, existem seis estações pluviométricas, sendo a de Registro, F4-005 (DAEE, 2018), Figura 34, a única longa (79 anos), atualizada (1937-2016) e consistida para garantir análises de tendência e intensidade-frequência (WMO, 2009). Excetuam-se os períodos de 1938 e 1940, com sucessivas falhas, e 2016, por estar incompleto no momento da obtenção dos dados. Outra limitação potencial é a distância de $\approx 20\text{km}$ à jusante de Sete Barras, minimizada pela inexistência de elementos topográficos relevantes entre o setor ESB e Registro.

Figura 34. Postos pluviométricos e fluviométricos do DAEE analisados.

Organizado por Yuri Veneziani.

Primeiramente, foi realizada caracterização local do regime de precipitações e dos eventos recorrendo à estatística descritiva básica Galvani (2011) e avaliação básica de frequência (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Em segundo momento, para identificar períodos consecutivos de chuvosos, adotou-se o termo evento de chuva que designa o total precipitado em dias consecutivos com mínimo de 1mm acumulado. Percorreu-se a série agrupando dias chuvosos (eventos) e totalizando o número de dias e os acumulados, obtendo a intensidade média em mm/dia/evento.

Um evento de chuva, em geral, é considerado como um período ininterrupto de precipitação ou com um intervalo curto, na ordem de minutos ou horas, que garantem que a procedência seja de um único fenômeno gerador. Em escalas diárias, tal detalhamento é inviabilizado. Reconheceu-se que há um potencial de que dias consecutivos de chuvas não façam parte de um mesmo evento e, sim, que sejam decorrentes de fenômenos produtores individuais. Do ponto de vista hidrológico considerar dias chuvosos como um único evento não produz equívocos na leitura dos hidrogramas: primeiro, devido ao

tempo de reposta da bacia, superior a 24 horas; e, em segundo lugar, em função do tempo de percurso da onda de cheia entre as seções consideradas no setor ESB, de ≈ 24 horas.

Em terceiro momento, distribuição de frequências de Gumbel para as precipitações diárias máximas anuais foi aplicada. Segundo Subramanya (1994) a distribuição por Gumbel pode ser descrito como:

$$f(x_t) = \bar{x} + K \cdot \sigma \dots \dots \dots \text{Equação 5}$$

Sendo, $\bar{x}$ a média da amostra, K o fator de frequência e σ o desvio padrão da amostra. K é dado por:

$$K = (y_t - y_n) / s_n \dots \dots \dots \text{Equação 6}$$

Em que y_t é o fator temporal que depende da frequência de retorno, y_n é média reduzida e s_n é o desvio padrão reduzido, cujos valores constam no Anexo 5. y_t , por sua vez, é obtido por:

$$y_t = - \left(\ln \left(\ln \left(T / (T - 1) \right) \right) \right) \dots \dots \dots \text{Equação 7}$$

Onde T é o Tempo de Retorno em anos.

Com base nesta distribuição, avançou-se à quarta etapa, em que se analisou as chuvas mais intensas, caracterizando seus pluviogramas para delimitar fenômenos geradores destes pluviogramas (AMARAL; GUTJAHR, 2015; BOMBARDI et al., 2013; CPTEC, 2018; DIAS et al., 2013; GRIM; BARROS; DOYLE, 2000). Para análise destes pluviogramas, em específico, utilizou a série de dados do posto F5-031 (Barra de Pilões/Iporanga) (DAEE, 2018), por estar localizado à montante do setor ESB. Estes dados não foram explorados anteriormente devido ao seu curto intervalo de monitoramento e constantes falhas, tendo sido utilizados apenas nestas análises pontuais.

3.3.2.1.2. Procedimentos para Análise de Intensidade-Frequência de Vazões (1938 a 2016)

No conjunto de análises hidrológicas, este capítulo enfatiza os procedimentos de análise dos dados de vazão coletados entre 1938 e 2016 nas estações fluviométricas de Eldorado e Sete Barras. Uma vez tendo caracterizados o regime de precipitações e as relações de magnitude-frequências de chuvas intensas no terço inferior do vale do rio Ribeira de Iguape, as análises de intensidade-frequência de vazões tem como objetivo avançar na análise hidrológica deste terço do vale, caracterizando o regime de vazões, sua tendência de distribuição e os eventos extremos a partir da aplicação de equações de densidade de probabilidade. A caracterização das relações de intensidade-frequência de vazões baseadas em dados sistemáticos (coletados por equipamentos) se vinculam diretamente à aplicação da metodologia de paleohidrologia, pois nessa etapa são organizados os dados sistemáticos que posteriormente são incrementados por informações de paleovazões, permitindo avaliações relativas à alteração das curvas de magnitude-frequência.

Este capítulo abrange análises das séries de dados sistemáticos de vazão e está composto por: (a) descrição e caracterização do regime de vazões dos postos fluviométricos de Eldorado (5F-001, montante) e Sete Barras (4F-015) (Figura 34); (b) análise de intensidade-frequência de inundação com aplicação de três funções de distribuição de probabilidade enfatizando ordem de grandeza dos eventos extremos de inundação do intervalo e avaliando o modelo estatístico de melhor aderência às séries analisadas; (c) caracterização de eventos pluviométricos relativos aos maiores picos de vazão e discussão introdutória de variabilidade (e estacionaridade) de dados sistemáticos.

O posto 5F-001 corresponde a uma parte da BHRB, cuja área drenada é de 14.582km² e sua série de dados vai de 1937 a 2016. A área da BHRB relativa ao posto 4F-015 é de 15.292km² e sua série se

estende de 1961 a 2016. Ao longo do setor ESB, há confluência de, pelo menos, quatro tributários importantes não monitorados, todos eles na margem esquerda do Ribeira de Iguape: córregos Abobral de Cima, Abobral de Baixo, da Primeira Ilha e rio Etá.

a) Consistência das séries de dados

As séries de médias diárias de vazão de ambas estações apresentaram falhas de dias a meses, que necessitaram ser preenchidas para proceder com as análises propostas. O preenchimento foi feito por meio de correlações das séries das duas estações e, quando necessário, com a estação de Registro (ANA 81683000). Evidentemente, tais correlações foram feitas apenas para o período de sobreposição das séries (de 19/07/1961 a 31/12/2016).

Emparelhadas as séries e identificadas as falhas, as correlações foram estabelecidas com base nos limites das curvas-chave das estações (Tabela 2). As curvas-chave foram elaboradas pelo CTH (DAEE, 2018), e estão disponíveis desde o começo da série de dados até o presente. As curvas-chave não são únicas para cada posto. Ao contrário disso, para cada estação fluviométrica o DAEE/CTH cria grupos de curvas-chave por meio das quais são estimadas as vazões a partir de dados de níveis d'água (com referência no zero hidráulico de cada régua). Os grupos de curvas-chave para cada posto incluem diversas equações de relação cota-vazão que se dividem em (i) intervalos temporais de anos, para os quais o DAEE/CTH assumiu regime hidrológico homogêneo e (ii) em níveis d'água (denominados tramos pelo DAEE/CTH). Obedecendo aos intervalos temporais e tramos, e levando em conta o tempo de percurso da onda entre as estações de 24 horas (Anexo 4), obteve-se equações de melhor ajuste às correlações (Quadro 3).

Tabela 2 - Curvas-chave das seções 5F-001 e 4F-015 por período e tramo.

ESTAÇÃO	Inicial	Final	Tramo 1				Tramo 2				Tramo 3				Tramo 4			
			K1	H01	N1	I1	K2	H02	N2	I2	K3	H03	N3	I3	K4	H04	N4	I4
5F-001	23/11/1994	21/08/2011	122	0,1	1,27	3,99	115	0	1,29	6	94,4	0	1,4	20	0	0	0	0
5F-001	22/08/2011	31/12/2015	119	0,2	1,28	4	94,4	0	1,4	20	0	0	0	0	0	0	0	0
4F-015	09/02/1996	31/12/2003	73	-1,5	1,41	3	49,5	-1	1,81	7,71	14,1	-1,5	2,33	10	0	0	0	0
4F-015	01/01/2004	07/07/2004	95	-1,9	1,35	0,85	80	-1,9	1,52	2,67	49,5	-2	1,81	6,71	14,1	-2,5	2,33	10
4F-015	08/07/2004	31/12/2010	95	-0,9	1,35	1,85	80	-0,9	1,52	3,67	49,5	-1	1,81	7,71	14,11	-1,5	2,33	20
4F-015	01/01/2011	31/12/2015	105	-1	1,37	4,52	49,5	-1	1,81	7,71	14,1	-1,5	2,33	20	0	0	0	0

Para $Q=K(H-H_0)^N$ PARA $H \leq I$. Organizado por Yuri Veneziani.

Quadro 3. Equações de correlações das séries. Os períodos de falhas (em anos) por estações constam nas duas primeiras colunas.

5F001	4F015	Solução	R ²	Correl
Ok	1997	$Q_j = -4E-05 * Q_m^2 + 0.9765 * Q_m + 20.029$	0,88	0,94
Ok	2001-2002	$Q_j = -0.0001 * Q_m^2 + 1.1298 * Q_m - 16.579$	0,86	0,92
2002-2003		$Q_m = 0.00000021 * Q_r^3 - 0.00036221 * Q_r^2 + 0.70804541 * Q_r - 7.90871273$	0,75	0,84
		$Q_j = -0.00000002 * Q_r^3 + 0.00026769 * Q_r^2 + 0.33700930 * Q_r + 54.96644070$	0,88	0,93
2004-2005	Ok	$Q_m = 9E-05 * Q_j^2 + 0.7977 * Q_j + 49.48$	0,85	0,92
Ok	2007-2008	$Q_j = -0.0001 * Q_m^2 + 1.1298 * Q_m - 16.579$	0,86	0,92
2008-2009		$Q_m = 0.00000021 * Q_r^3 - 0.00036221 * Q_r^2 + 0.70804541 * Q_r - 7.90871273$	0,75	0,84
		$Q_j = -0.00000002 * Q_r^3 + 0.00026769 * Q_r^2 + 0.33700930 * Q_r + 54.96644070$	0,88	0,93
Ok	2009-2010	$Q_j = -0.0001 * Q_m^2 + 1.1298 * Q_m - 16.579$	0,86	0,92
Ok	2011	$Q_j = 1.08 * Q_m^0.9919$	0,88	0,93
2011-2013	Ok	$Q_m = 0.00002 * Q_j^2 + 0.83467 * Q_j + 36.42010$	0,88	0,94
2012		$Q_m = 0.00000021 * Q_r^3 - 0.00036221 * Q_r^2 + 0.70804541 * Q_r - 7.90871273$	0,75	0,84
		$Q_j = -0.00000002 * Q_r^3 + 0.00026769 * Q_r^2 + 0.33700930 * Q_r + 54.96644070$	0,88	0,93
Ok	2013	$Q_j = 1.08 * Q_m^0.9919$	0,88	0,93
Ok	2016	$Q_j = 1.08 * Q_m^0.9919$	0,88	0,93

Ok – sem falhas. Q_m – Vazão de montante (em Eldorado, 5F-001). Q_j – Vazão de jusante (em Sete Barras, 4F-015). Q_r – Vazão em Registro (ANA 81683000). Organizado por Yuri Veneziani.

b) Análises realizadas

Com ambas séries complementadas, o reconhecimento do regime fluvial abrangeu médias diárias de vazões das estações 5F-001 e 4F-015 (Figura 34), junto às pontes que delimitam o setor ESB. Ambas são mantidas pelo DAEE (2018) e, além das médias diárias, atualmente incorporam sistema de monitoramento para alertas de riscos de inundação do SAISP (2018), obtendo níveis a cada 10 minutos. Contudo estas séries detalhadas estão sendo gradualmente consistidas estatisticamente pela equipe do SAISP e são temporalmente descontínuas, devido a falhas de medição.

Em seguida, estabeleceu-se as relações de magnitude-frequência utilizando as equações de Gumbel, LP3I e GEV, considerando os valores máximos anuais das séries. A equação de Gumbel aplicada na presente pesquisa foi apresentada na metodologia de análise das precipitações intensas do item anterior (3.3.2.1.1). A distribuição de frequência LP3I possui três parâmetros e por isso tende a apresentar ajuste aos dados observados, mesmo para T de baixa frequência. Sua equação básica da é:

$$\log x_t = \overline{\log x} + K\sigma_{\log x} \dots \dots \dots \text{Equação 8}$$

Em que $\log x_t$ é o logaritmo da vazão estimada, $\overline{\log x}$ é a média dos logaritmos da amostra, K é o fator de frequência (Anexo 6) e σ é o desvio padrão relativo a $\overline{\log x}$. K é função do coeficiente de assimetria (C_s - *Skewness*) e de T conforme HCWRC (1981). Segundo USGS (2017), como C_s depende de N , quanto menor a série de dados maiores os erros e incertezas da assimetria e estimativas.

A função cumulativa da distribuição GEV é descrita como:

$$f(x_t) = \exp \left[- \left(1 - \frac{\beta}{\alpha} (x - x_0) \right)^{1/\beta} \right] \text{ para } \beta \neq 0 \dots \dots \dots \text{Equação 9}$$

Onde β é o parâmetro de forma (valor dependente da distorção e *kurtosis*), α é o parâmetro de escala (relacionado à dispersão da amostra) e x_0 é o parâmetro de localização (onde está a origem da distribuição). Para estimar valores extremos, o parâmetro forma é o mais impactante, pois afeta diretamente a cauda da distribuição, garantindo flexibilidade nos valores extremos (TOONEN, 2015). Com diferentes testes de aderência, consta na literatura que tanto procedimentos Momentos-LH (*probability weighted moments*) como estimadores de máxima verossimilhança podem se adequar conforme a característica dos dados (BLAIN, 2011), sendo que o primeiro se ajusta razoavelmente melhor a amostras pequenas (QUEIROZ; CHAUDHRY, 2006; TOONEN, 2013).

As aderência dessas três distribuições (Gumbel, LP3I e GEV) foram baseadas no teste de Kolmogorov-Smirnov (KS)²⁹ (CHAKRAVARTI; LAHA; ROY, 1967) e para verificar o nível explicativo dos dados empíricos, obteve-se a correlação e R^2 entre vazões máximas diárias por ano empíricas e as vazões teóricas de cada distribuições para um mesmo tempo de retorno (NAGHETTINI; PINTO, 2007).

Para análise da variabilidade dos dados, partiu-se dos resultados das distribuições LP3I, cuja aderência foi satisfatória. Sobre estas, retas de distribuições para o mesmo conjunto de dados foram elaboradas, porém considerando diferentes intervalos anuais para simular modificações nas tendências mediante revisões com ingresso de novos dados. Esta análise introduz questões de estacionaridade de séries.

As análises das estatísticas descritivas foram executadas utilizando Excel 10 e seus recursos de cálculo e representação, bem como as rotinas de densidade de probabilidade Gumbel e LP3I, e os testes

²⁹ O teste KS baseia-se na diferença entre a probabilidade do dado observado e a probabilidade calculada por alguma das equações de densidade, no número de registros (n), e no grau de liberdade (g) e nível de significância adotados (α). Nesta pesquisa adotou-se grau de liberdade 1, e nível de significância de 0,05.

de aderência e correlação. A distribuição GEV foi realizada no software AFINS_2.0 (GIMHA, 2015) e seus resultados, posteriormente, sistematizados e analisados em Excel.

A sistematização dos dados realizados na análise de intensidade-frequência de vazões foi crucial para a investigação e seleção dos hidrogramas probabilísticos, cuja metodologia se descreve na sequência. As equações de densidade de probabilidade dos máximos anuais foram utilizados para determinar a intensidade-frequência de picos utilizados como referência na modelagem hidrodinâmica bidimensional.

3.3.2.1.3. Procedimentos para Análise de Hidrograma Probabilístico: Hidrogramas-Tipo

Os eventos de inundação são produzidos por uma série de fatores, por sua vez relacionados com as condições geológicas, geomorfológicas, de uso da terra e, sobretudo, com as condições de tempo na bacia hidrográfica, destacando-se as características das chuvas incidentes. Estes fatores interferem significativamente na forma do hidrograma de inundação, de maneira que este gráfico sintetiza todas estas variáveis e compõe um dos instrumentos mais importantes à gestão do risco de inundação. O reconhecimento das formas típicas de inundações e seus possíveis resultados em termos de área afetadas são fundamentais à capacidade preditiva.

Assim, explorou-se a série de dados da estação 5F-001 para identificar e definir hidrogramas-tipo de inundações no setor ESB, ou seja, distribuições das vazões características dos eventos extremos ao longo do tempo. A definição destes hidrogramas-tipo objetivou a constituição de gráficos adimensionais que puderam ser comparados e reescalados a diferentes picos de vazão, permitindo a elaboração de hidrogramas com distintas ordens de intensidade-frequência, os quais foram utilizados nas análises hidráulicas deste estudo (item 3.3.2.2.)

A geração de hidrogramas-tipo caracterizou as principais formas dos hidrogramas causadores de inundações, compilando seus principais parâmetros hidrológicos e utilizando-os como variáveis de agrupamento, permitindo elaborar curvas teóricas para cada grupo de hidrograma. Um conjunto de análise estatística das variáveis que descrevem a forma e a intensidade-frequência dos hidrogramas foram executadas.

Compilou-se os hidrogramas referentes aos máximos picos anuais dos 78 eventos de vazão, cuja análise de intensidade-frequência foi descrita no item 3.3.2.1.2. Como é enfatizada a forma do hidrograma de inundação de um rio de regime perene, identificou-se e separou-se o valor do fluxo de base em cada evento, segregando-o do fluxo excedente de modo linear, baseado em na mudança de declividade da forma do hidrograma (Figura 35).

Saindo de condição estável (Figura 35a, ou seja, não choveu antes do evento do hidrograma analisado), identificou-se o começo do hidrograma pela mudança positiva da inclinação da curva. Saindo de condição não estável (Figura 35b, ou seja, chovia antes do evento do hidrograma analisado), identificou-se o começo do hidrograma pela articulação de duas mudanças sucessivas na curva: uma negativa mais suave (abaixo de -20°), seguida de outra positiva mais intensa ($>40^\circ$). Para o final do hidrograma, o limite foi a estabilização do fluxo, dado pela diminuição de variações abaixo de 10° .

Pressupondo que as formas dos hidrogramas poderiam guardar similaridades conforme a intensidade do pico, inicialmente os hidrogramas foram agrupados por tempo de retorno (Figura 36). Este agrupamento mostrou-se inviável, mas apontou variáveis controladoras da forma de hidrograma.

Figura 35. Exemplos de hidrogramas destacando o gráfico de escoamento excedente dentro do hidrograma e a mudança da declividade utilizada como parâmetros.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 36. Hidrogramas das inundações com pico de vazão com $T_r < 2$ anos.

Organizado por Yuri Veneziani.

Calculou-se e sistematizou-se, em seguida, variáveis de forma do hidrograma e intensidade-frequência relevantes para caracterização e agrupamento: duração do evento (dias), tempo de pico (dias), tempo de pico/duração do evento (percentual), vazão máxima (m^3/s), vazão de base (de início) (m^3/s , é a vazão a partir da qual inicia o evento), vazão de base / vazão máxima (percentual), número de picos (é comum hidrogramas longos terem mais de um pico de vazão), volume (m^3), inclinação entre o início do hidrograma e o pico máximo (graus), tempo de recorrência (anos) (Figura 37).

Para hidrogramas de dois picos ou mais foram obtidos atributos complementares: a vazão do pico mais baixo e do ponto rebaixado (entre picos) (m^3/s), o tempo do pico mais baixo e do ponto rebaixado (dias), inclinação entre o primeiro pico e o ponto rebaixado do hidrograma (graus), a inclinação entre o ponto rebaixado do hidrograma e o pico mais baixo (graus), e a diferença de vazão e de tempo entre os três pontos de interesse: pico máximo, pico mais baixo e ponto rebaixado.

A obtenção destas variáveis depende do número de picos. Assim, os hidrogramas foram, inicialmente, agrupados pelo número de picos: pico único, dois picos (bimodais) e múltiplos picos. Os hidrogramas de dois picos se subdividiram em dois: Tipo 1, com vazão máxima no segundo pico; Tipo 2, com vazão máxima no primeiro pico. Estes agrupamentos iniciais mostraram-se muito satisfatórios e foram levados a cabo na obtenção dos hidrogramas-tipo, com exceção dos hidrogramas de múltiplos picos, que, devido à sua complexidade e singularidade, não foram analisados. Os hidrogramas de um único pico totalizam 31%, os bimodais 44% e os múltiplos picos 25%.

Figura 37. Variáveis de forma e magnitude dos hidrogramas de um pico (a) e bimodais (b).

Organizado por Yuri Veneziani.

Mesmo com grupos bem definidos, há grande variedade de formas. Para diminuir e definir uma tendência de um tipo de hidrograma dos três grupos, procedeu-se com *clusterização*, que nos serviu para caracterizar e filtrar os hidrogramas que servem de base à obtenção do hidrograma tipo. Esta *clusterização* contou com quatro análises estatísticas:

- Componentes Principais Categóricos (CATPCA ou *Categorical Principal Componentes Analysis*): permitiu ver as relações entre variáveis em termos de qualidade e de aproximação umas às outras, definindo, em alguns casos, conjunto de variáveis. CATPCA foi utilizada como análise primordial dos atributos mais relevantes na distribuição e importância dos demais. Em termos práticos, nos permitiu verificar quais são importantes para diferenciar os hidrogramas.
- Agrupamento (*Clusterização* bietápico): classificação dos registros em diferentes grupos, conforme sua aproximação pelas variáveis definidas como significativas no CATPCA. O procedimento ainda demonstra quais dos atributos foram mais relevantes nos agrupamentos. Foram feitas três clusterizações em dois grupos por cada tipo: cluster 1: usando vazão máxima, volume e declividade como atributos de agrupamento; cluster 2: usando apenas volume; cluster 3: usando apenas o tempo de pico. Composto os clusters 2 e 3, os registros foram reagrupados.
- Regressão Logística: foi utilizado sobre os clusters isoladamente para averiguar a delimitação dos grupos e qual a qualidade interna deles, permitindo analisar a homogeneidade dos registros agrupados. Para cada cluster, a regressão logística nos define quais atributos atuam de maneira mais forte na divisão dos grupos, ratificando os dados obtidos na *clusterização*, destacando o poder explicativo de cada um e a qualidade de previsores estatísticos mediante o agrupamento realizado. Com estes parâmetros, portanto, em alguns casos, pode-se reorganizar os grupos, aperfeiçoando a capacidade preditiva.
- Discriminante: aplicado apenas no reagrupamento derivados da análise anterior. Além de auxiliar na verificação das variáveis que melhor discriminam os grupos, estabelece índice de pertencimento de cada registro a um determinado grupo. Com este item, pode-se selecionar os hidrogramas reais que mais caracterizam cada um dos agrupamentos.

Estas rotinas estatísticas foram geradas no software SPSS.

Os agrupamentos obtidos pelas análises acima foram realizados para hidrogramas de pico único, de pico duplo do tipo 1 e do tipo 2. Elas indicam quais hidrogramas, dentro destas divisões preliminares, mais se aproximam entre si, definindo grupos, e quais as variáveis que melhor caracterizam cada um

dos agrupamentos. A elaboração dos hidrograma-tipo leva em conta os grupos mais representativos, ou seja, aqueles com maior número de eventos, e é realizado por meio de ajuste de curva teórica que mais se aproxima aos hidrogramas que compõem estes grupos mais representativos. Este ajuste foi elaborado no software Origins.

Tanto para os gráficos de pico único, quanto para os de pico duplo (tipo 1 e tipo 2), distribuições normais foram geradas. Para o primeiro utilizou-se a ferramenta ajuste de pico (*Analisis > Fitting > Non-Linear Curve Fit (Gauss)*), tomando a curva teórica como o hidrograma-tipo. Para os hidrogramas de pico duplo não é possível adotar o mesmo expediente de geração de curva gaussiniana que concatene a variação de todos os hidrogramas que pertence a uma dada classe, como foi feito para o hidrograma de pico único. Por isso, para a definição do hidrograma-tipo foi tomado, dentro da classe com maior número de registros, o evento cuja probabilidade de pertencimento era máxima, e sobre este hidrograma elaborou-se uma análise de múltiplos picos que permitiu ajustar curva gaussiniana (*Analisis > Peak and Baseline > Peak Analyser*). Os hidrogramas-tipo resultantes foram então normalizados para que o tempo de duração e a vazão máxima variassem de 0 a 1, permitindo que fossem posteriormente reescalados.

Os resultados da análise de hidrogramas probabilístico permitiu a elaboração de hidrogramas teóricos de inundação que serviram como dados de contorno na modelagem hidrodinâmica bidimensional, cuja metodologia se descreve na sequência.

3.3.2.2. PROCEDIMENTOS PARA ANÁLISE HIDRÁULICA

3.3.2.2.1. Procedimentos para Modelagem de Inundações: Hidrogramas-Tipo e Hidrogramas Empíricos (1997 e 2011)

Juntamente com o mapeamento geomorfológico, as modelagens hidrodinâmicas nos auxiliam na compreensão das tendências espaço-temporais das inundações, indicando alguns processos de superfície em diferentes fases da inundação e suas prováveis características de velocidade, direção e profundidade. Compreendê-las torna possível associar comportamentos hidrodinâmicos esperados aos compartimentos geomorfológicos em eventos extremos, caracterizar seus níveis de suscetibilidade e mecanismos de atenuação de inundação.

As análises basearam-se em modelagem hidrodinâmica bidimensional realizada em Iber 2.0. Para averiguar se os cenários simulados estavam compatíveis com as evidências empíricas de inundações históricas, procedeu-se com a modelagem de inundações nos quais se adotou como entrada os hidrogramas obtidos de dados coletados para os eventos de 1997 e 2011 (utilizou-se de dados da estação fluviométrica de Eldorado). Seus resultados foram comparados com as evidências de níveis d'água atingidos em distintos pontos da planície durante estes dois eventos. Estas evidências foram baseadas em marcas d'água presentes em casas e outras edificações, as quais foram corroboradas por depoimentos orais. Neste sentido, ainda, destaca-se que uma das informações base para a modelagem é o MDT (IGC, 2010/2011), cujas características foram anteriormente descritas. Este Modelo Digital de Terreno auxiliou na interpretação, restituição e revisão dos limites dos compartimentos morfológicos mapeados, tanto na escala em 1:50.000, quanto na escala em 1:10.000, os quais estiveram desprovidos de levantamento de perfis. Este MDT apresenta ainda, erro sistemático de 0,25m, valor que pode impactar sobre a precisão dos cenários de simulação.

Uma vez consistida a modelagem, utilizou-se a simulação do evento de 1997 para compreender as prováveis tendências espaço-temporais de distintas fases desta inundação no setor ESB, e as variáveis hidrodinâmicas articuladas.

Em seguida, cenários de inundação foram modelizados, tendo como entrada hidrogramas-tipo com distintos picos de vazão para analisar a influência potencial da forma dos hidrogramas nas inundações geradas, e associações os sistemas e subsistemas geomorfológicos fluviais mapeados.

Por fim, com base nos cenários de inundação gerados a partir de hidrogramas-tipo com distintas magnitude-frequência, avaliou-se as tendências de atenuação do pico de vazão em distintas seções transversais ao longo do setor ESB, estimando a capacidade de reservação.

a) Hidrogramas empíricos de 1997 e 2011 e validação da modelagem

Os eventos de 1997 e 2011 foram escolhidos por serem, dentro da série de dados sistemáticos, dois dos maiores picos de vazão, e por haver, ao longo de todo setor ESB, registros de marcas desses eventos extremos de inundação, cujo nível é passível de reconstituição. Portanto, a obtenção dos locais das marcas de inundação e respectivas alturas atingidas pelos eventos permitiu comparar a distribuição espacial e a profundidade atingida em cada ponto com os resultados da modelagem hidráulica 2D, checando eventuais divergências e discrepâncias entre os cenários simulados e os dados reais.

Os hidrogramas de entrada destes eventos reais foram obtidos da série histórica (5F-001) e foram sistematizados como dados de contorno na simulação 2D.

A coleta das marcas de inundação ocorreu em casas e benfeitorias. Percorreu-se o setor ESB, em ambos os lados do vale, recolhendo depoimentos orais que confirmassem as correspondências entre as marcas de inundações existentes e os respectivos eventos de 1997 e 2011. Uma vez confirmadas, as alturas foram amostradas com trena e nível, e as altitudes com GPS geodésico. O levantamento de nível com GPS Geodésico foi feito seguindo a mesma descrição no item 3.3.1.2. O trabalho de campo para este levantamento foi realizado entre 20 e 21/04/2017.

As profundidades máximas modelizadas para os eventos reais foram comparadas, em SIG, com os dados de NA (m) obtidos em campo, da qual se obteve correlação que nos ofereceu medida de explicação e aderência da modelagem.

b) Hidrogramas-probabilísticos (ou hidrogramas-tipo)

Os hidrogramas adimensionais, cujo processo de elaboração foi descrito no item 4.2.1.3, foram reescalados para assumir distintas magnitudes-frequências, alterando-se a duração e os valores de vazão máximas. As vazões máximas foram selecionadas com base em critério geomorfológico, adotando-se como referência os limites de cotas relativos aos distintos compartimentos geomorfológicos mapeados em detalhe no transecto de controle Eldorado (Figura 38). Adotando-se a seção transversal de vale do transecto de controle Eldorado, identifica-se seis cotas altimétricas relativas a distintos compartimentos geomorfológicos, a saber: barra lateral à $\approx 19\text{m}$, planície de inundação de nível 1 a $\approx 22\text{m}$ (margem direita), planície de inundação de nível 1 a $\approx 25\text{m}$ (ao longo do vale do córrego Incomager, na margem esquerda), terraço baixo de nível 1 a $\approx 27\text{m}$ (em ambas margens do canal fluvial) e terraço baixo de nível 2 a $\approx 30\text{m}$ (margem esquerda do canal fluvial). Para cada uma destas cotas altimétricas obteve-se a vazão empírica correspondente por meio das curva-chaves disponíveis (DAEE, 2018). As vazões foram, então, utilizadas como vazões de picos dos hidrogramas-tipo. Esses compartimentos geomorfológicos, suas características morfométricas, seus materiais superficiais predominantes e as tendências de processos hidrodinâmicos são abordados no mapeamento geomorfológico em 1:10.000 dos transectos de controle. A seção transversal da Figura 38 foi elaborada neste estudo a partir dos dados altimétricos do MDT do (IGC, 2010/2011) e dos resultados do mapeamento geomorfológico detalhado 1:10.000 do transecto de controle Eldorado.

Fixou-se a duração de 3 dias (72h) a todos os eventos e variou-se a vazão de pico, conforme Figura 39. A partir destas referências de cotas altimétricas, obteve-se as vazões correspondentes, para as quais já haviam sido elaboradas distribuições de frequência GEV (5F-001), definindo, assim, o tempo de retorno destes eventos.

Figura 38. Seção transversal de vale no transecto de controle Eldorado, com indicações de cotas (m) relativas aos compartimentos geomorfológicos mapeados em escala 1:10.000.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 39. Hidrogramas probabilísticos de pico único e 3 dias de duração, reescalados para adotar vazões máximas referentes aos níveis dos compartimentos dos sistemas geomorfológicos (legenda) na seção de Eldorado.

Tempos de retorno (anos): Barra lateral: 1,04; Planície vila Incomager – Jusante: 2,72; Planície vila Incomager – Montante: 10,91; Terraço nível 1: 32,23; Terraço nível 2:154,57. Organizado por Yuri Veneziani.

c) Simulações hidráulicas 2D: entradas e parâmetros

Os fundamentos de cálculo em que se baseiam as modelagens bidimensionais foram descritos no item 3.2.5.

Tais modelagens são viabilizadas por sistemas computacionais nos quais uma série de variáveis são consideradas como parâmetros de entradas, tais como: morfologia, condições iniciais de fluxo, condições de contorno hidráulico, etc. Em termos de procedimentos operacionais, As etapas de modelização podem ser resumidas em: (i) geração da área a ser modelizada e criação da malha, (ii) definição e configuração dos dados de contorno (montante e jusante), (iii) definição das condições iniciais, (iv) atribuição dos valores de rugosidade, (v) atribuição de valores altimétricos à malha e, antes de lançar cálculos, (vi) configuração dos dados do problema a ser solucionado.

i. Geração da área modelizada e configuração e criação da malha: a área modelizada é um polígono em planta que representa a área, o setor da planície ou a estrutura hidráulica. No nosso caso, a área simulada foi o setor ESB. Para definição exata da área, um buffer de 500m a partir da área foto interpretada foi criado, garantindo que todo setor da planície fluvial, terraços e parte das baixas vertentes comporiam a área. Por se tratar de sistema natural com limites irregulares, é recomendável trabalhar com malhar triangulares irregulares.

Considerando que o canal e os diferentes setores da planície estão sujeitos a diferentes frequências de processos fluviais, e que, portanto, a malha gerada foi formada por tamanhos de célula diferentes, de modo detalhar melhor onde se espera maior frequência de fluxo (canal, paleocanais, *backswamps* e planície). Setorizou-se esse buffer para gerar diferentes densidades de malha ao longo da planície (Figura 40). Realizou-se os numerosos testes com diferentes tamanhos de malhas irregulares com intuito de otimizar a quantidade de processamentos e manter a obtenção de resultados confiáveis. Chegou-se à composição de seis tamanhos de malha para diferentes setores da área estudada: 0,5m² para os pilares das pontes, 5m² para os leitos das pontes; 20m² para o canal fluvial, barras laterais, barras centrais e meandros abandonados mais próximos ao canal principal; 50m² para área urbanizada e planície de inundação à jusante do bairro do Votupoca (excetuando-se os subsistemas mencionados anteriormente); 100m² para o restante da planície de inundação e fundos de vale de afluentes; e 150m² para setores que tendem ser menos ou nada suscetíveis à inundação (terraços baixos nível 2 e terraço altos). Com essa configuração, pode-se produzir cenários coerentes que nos permitiu discriminar as possíveis tendências de circulação superficial da água em distintos setores da planície fluvial. Pontua-se que o volume de processamento computacional foi excessivo, tendo consumido meses de dedicação. Este pré-tratamento de dados foi feito em SIG (ArcGis 10.5) e então importado ao modelo hidrodinâmico computacional bidimensional (Iber). Este software apresentou algumas limitações para trabalhar com áreas tão extensas e importação de arquivos não nativos. Apesar disso, ligeiros ajustes na geométricos e correções topológicas na setorização tiveram que ser executados no próprio software.

Figura 40. Área modelizada. Buffer de 500m da área fotointerpretada com divisões para configuração de diferentes tamanhos de malha. Interface Iber no momento de elaboração da malha triangular irregular. Escala aproximada 1:300.000.

- ii. Definição e configuração das condições de contorno: adotou-se como padrão as condições de contorno à montante como vazões totais por segundo (m³/s), tanto para os hidrogramas empíricos (1997 e 2011) (Figura 41), quanto para os hidrogramas-tipo elaborados. Para viabilizar as simulações com a capacidade

de processamento disponível, selecionaram-se os trechos de picos de cada um dos hidrogramas: para 1997, simulou-se o trecho do hidrograma entre 21/01 a 28/01; enquanto para 2011 de 31/07 para 04/08.

Os hidrogramas tipos foram reescalados para corresponder a eventos extremos com duração de 3 dias e picos de vazão relativos a diferentes tempos de retorno (Tabela 3). A definição das vazões máximas e, portanto, dos tempos de retorno dos eventos extremos se baseou nas cotas correspondentes aos compartimentos geomorfológicos mapeados no transecto de controle Eldorado, conforme apresentado no início deste subcapítulo. Os tempos de retorno das vazões máximas foram obtidos por distribuição de probabilidades GEV.

Figura 41. Hidrogramas de 1997 e 2011 para 5F-001 utilizados como contorno de montante.

Organizado por Yuri Veneziani.

Tabela 3. Vazões de pico utilizadas como contornos de montante nos hidrogramas sintéticos.

Morfologia/Referência	Qm³/s	TR (anos)
Vazão Média	238	-
Barra Lateral	521	1.0
Planície Vila Incomager Jusante	1429	2.7
Planície Vila Incomager Montante	2230	10.9
Terraço Nível 1	2885	34.2
-	3528	100.0
Terraço Nível 2	3800	154.6

Organizado por Yuri Veneziani.

iii. Definição das condições iniciais: dado que as condições iniciais em Iber são, unicamente, configuradas como níveis d’água antecedentes nos compartimentos que são modelizados. Em reservatórios e estuários, por exemplo, estes níveis correspondem à profundidade do espelho d’água ou à cota do espelho d’água. Estes valores podem ser monitorados no tempo, e a oscilação oriunda desse monitoramento é, usualmente, incorporado em modelizações bidimensionais como condições iniciais. Para sistemas fluviais, valores de nível d’água para um determinado trecho não são uniformes, pois podem variar em função da morfologia do fundo do canal fluvial tanto na lateral e na longitudinal. Isso implica considerar individualmente cada variação espacial das morfologias do leito fluvial no trecho para, então, atribuir valores de níveis d’água de modo formar uma superfície d’água que correspondesse à condição inicial, o que é inexequível. A maior parte da planície de inundação e seus compartimentos estão emersos, embora, alguns subsistemas como lagos em ferradura instalados em meandros abandonados e lagos formados em bacias de sedimentação, podem apresentar nível d’água inicial. Estes são limitações na configuração do valor das condições iniciais.

Como prática nesses casos, é usual ingressar cenários em que o hidrograma a ser modelizado seja antecedido por uma simulação de fluxo com vazão média (ou de vazante) para canal fluvial, de modo que o fluxo desta vazão média seja simulado para todo trecho do canal principal considerado. Somente

então, ingressa-se o hidrograma de inundação de interesse. Com isso, é possível estabelecer-se uma condição antecedente de fluxo no canal. No entanto, isso requer capacidade computacional ainda maior e tempo de simulação.

Por outro lado, dado que o interesse específico das simulações realizadas na presente pesquisa é relativo às vazões extremas e às tendências de processos hidrodinâmicos na planície de inundação e seu subcompartimentos; e considerando que foram utilizados dados médios diários de vazão, o impacto das condições iniciais para dentro do canal fluvial nos resultados das simulações é mínimo, e por isso não compromete as análises sobre as variáveis de direção e velocidade do fluxo, profundidades, etc. Por isso, adotou-se como condição iniciais para o setor ESB o valor de nível igual a 0m.

iv. Atribuição dos valores de rugosidade: os valores de rugosidades utilizados em Iber são parâmetros n de Manning, vinculados à tipos de uso da terra aderidos às células da malha. Existem uma série de valores pré-configurados no *software*, mas o modelo computacional permite o ingresso de usos e valores de rugosidades personalizados. A assinatura dos valores de n de Manning foram automatizados a partir de mapeamento de uso da terra (Figura 42). Este mapeamento foi feito na escala de 1:10.000, com base nas ortofotos de 2010 (EMPLASA, 2010/2011), compatível com a resolução da malha. O uso da terra foi mapeado em ArcMap 10.5, como dado vetorial (.shp) e convertido em .img com resolução de 1m e, deste, a .ascil formato utilizado em Iber.

Figura 42. Uso da terra com índice de Manning para modelagem.

Organizado por Yuri Veneziani.

O valor de N Manning é um coeficiente das superfícies que se relaciona diretamente à rugosidade da superfície. Em geral, em modelos hidrodinâmicos computacionais abrangendo áreas extensas, os valores desse coeficiente são obtidos diretamente das características de uso da terra. Quando os trechos modelados são menores e o número de seções transversais é baixo, é comum os valores de N serem adotados por outros critérios mais detalhados, provendo maior variabilidade aos processos simulados.

O valor de N é muito variável e está em função de uma série de fatores que abrangem aspectos das superfícies, como a rugosidade decorrente dos materiais, a vegetação (presença e tipo), as irregularidades morfológicas do canal, padrão do canal, processos de sedimentação e erosão, e

presença de elementos pontuais que geram obstruções (CANHOLI, 2005b). A rugosidade da superfície depende, em suma, do tamanho e forma do material que compõe o perímetro molhado das seções, sendo que, como regra, argilas e siltes tendem a resultar valores mais baixos de N , enquanto materiais grosseiros tendem a resultar valores mais elevados. A vegetação impacta diretamente por sua presença, tipo, densidade, altura e distribuição. As irregularidades morfológicas do canal se referem às variações nas seções transversais ao longo perfil longitudinal, como por exemplo variações de forma das seções molhadas, de raio hidráulico, de largura, etc. Em geral, mudanças graduais não impactam significativamente no valor de N , enquanto variações abruptas podem resultar em mudanças consideráveis. O padrão do canal se verifica nas curvaturas mais suaves ou mais abruptas, sendo que as primeiras implicam variação hidrogeométrica gradual, enquanto as segundas modificam bruscamente, produzindo, em geral, valores de N mais elevados. Os processos de sedimentação e erosão em um trecho é explicado pela capacidade de transporte de sedimentos do canal no trecho, sendo que, quanto mais ativo for o canal em relação a estes processos, maior a demanda energética e, possivelmente, maior a turbulência de fundo, de modo que N também tenderá a ser elevado. Vinculam-se diretamente a estes processos, as micromorfologias de fundo de leito, como dunas, antidunas, ondulações, etc. que também adicionam turbulência ao fluxo, potencialmente elevando o valor de N . A obstrução por afloramentos rochosos, troncos de árvores, foz de tributários, pilares de pontes, entre outros, impactam elevando o valor de N . Estes são alguns aspectos que influencia a definição do valor de N , particularmente para ambientes internos ao canal fluvial, que devem ser considerados, sobretudo em simulações detalhadas.

v. Atribuição de valores altimétricos à malha: assim como a rugosidade, os valores altimétricos devem integrar à malha de cálculo. Esta assinatura de valores foi feita de modo automático utilizando como fonte de informações altimétricas o MDT do IGC (2010/2011) aperfeiçoado com informações batimétricas.

Elaborado a partir de técnicas de aerofotogrametria, o MDT do IGC não possui cotas dentro do canal. Contudo a modelização hidrodinâmica 2D exige que a malha tenha informações altimétricas do canal fluvial. Para tanto, procedeu-se com a incorporação dessas informações ao MDT do restante da área, por meio da criação de um MDT para dentro do canal e que se articulasse ao MDT para fora do canal. Obteve-se junto ao DAEE/Itanhaém e Unesp/Registro, levantamento batimétrico de longo trecho do rio ribeira de Iguape, que cobrem o setor ESB, levantados com ecobatímetro, que incluem dados de profundidade obtidos em condições de NAs semelhantes. Estes dados estavam georreferenciados (WGS84 Fuso 22 Sul) e se sobrepuseram bem ao MDT do IGC, tendo sido convertidos adequadamente de .dxf para formato .shp, adotando Datum Sirgas 2000.

Para o setor ESB, a equipe técnica responsável pela coleta e sistematização de dados de ecobatimetria confirmou que os levantamentos foram realizados entre os dias 9 a 12 de novembro de 2010, período no qual a média do nível d'água em Eldorado foi de 1,43 m, correspondendo à cota altimétrica de 15,19m.

A extrapolação destes valores de cota do nível d'água da seção transversal de Eldorado para jusante foi possível por meio da declividade da linha d'água. Esta declividade foi obtida por trecho para os quais tinham-se levantado cotas de nível d'água por GPS geodésico quando das campanhas de campo de coleta de batimetrias com ADCP.

Reconhecendo-se o gradiente de cada trecho, reconstituímos a cota do nível d'água em cada ponto da ecobatimetria da Unesp/Registro e deste valor subtraímos a profundidade coletada, obtendo, assim, a topografia do fundo em cotas.

O uso da declividade para obter a topografia de fundo foi validado por comparação entre a ecobatimetria da Unesp/Registro com as batimetrias obtidas no levantamento com ADCP. Embora os nossos dados fossem muito mais densos, as variações entre as informações foram admissíveis (<0,5m). Para articular esta informação de topografia do leito com a área emersa, os dados da ecobatimetria foram complementados com as cotas de nível d'água às margens do canal, obtidas a partir do próprio gradiente previamente gerado. Estes dados de borda foram produzidos também para as ilhas fluviais. Com os dados de cota de leito e de borda do nível d'água, todos em formato vetorial de pontos, interpolou-se em imagem matricial com resolução espacial de 1m obtendo um MDT para a área interna do canal.

Para a área externa, o MDT do IGC foi utilizado, composto de cenas mosaicadas. Este procedimento foi feito para área de buffer de 500m a partir do setor fotointerpretado e durante sua execução foram observadas inconsistências altimétricas na base topográfica nas emendas entre fotografias aéreas. Para diminuir as disparidades observadas, por álgebra de mapas foi produzida imagem de diferença topográfica na área de sobreposição entre as cenas e linha de corte sobre os pixels com as menores diferenças (próximas a 0) foi gerada para suavizar a transição e minimizar as disparidades observadas. O mosaico obtido foi degradado para 10m e posteriormente convertido em vetores de pontos.

Na cena relativa à articulação SG-22-X-B-III-4-SE, localizada no centro do mosaico, há uma pequena zona de má interpolação da triangulação original do dado. Para melhorar esta informação sem alterar o dado original e torná-lo menos evidente, substitui-se os pontos gerados da matriz anterior, por curvas de nível manualmente alteradas, suavizando e distribuindo a má interpolação.

Para compor o MDT final, obteve-se os projetos das pontes de Eldorado e Sete Barras e incorporou-se estas informações em dois momentos na modelização: o primeiro, como dado topográfico dos pilares no MDT; e, devido à particularidade do projeto da ponte de Eldorado, introduziu-se informações hidráulicas de infraestrutura de manilha, diretamente em Iber.

Com as nuvens de pontos para as partes interna e externa do canal, e os dados das pontes, compôs-se um MDT final com resolução de 1,5m em sistema projetado UTM com Datum Sirgas 2000 22 Sul.

vi. Configuração dos dados do problema a ser solucionado: a última etapa da modelização é a configuração dos dados do problema, onde se determina os parâmetros gerais de cálculos e a utilização ou não de componentes e módulos adicionais.

Nos cenários simulados o tempo inicial foi 0, o tempo máximo de simulação dos hidrogramas tipo foi de 259.200s (72h) que corresponde a duração dos hidrogramas de entrada (o máximo de simulação para os eventos de 1997 e 2011 foram compatibilizados para a extensão destes eventos). O intervalo de resultados e o tempo máximo de incremento para cálculo foram ambos definidos como 7.200s (2h), ou seja, a cada novo passo de cálculo foi gravado um conjunto de resultados.

A condição CFL utilizada foi de 0,5, e o limite seco-molhado de 0,25m. Os demais parâmetros foram deixados os valores padrão. Para os resultados também se manteve as saídas pré-estabelecidas (profundidade, velocidade, descarga específica, elevação do nível d'água, número de Froude, valores máximos). Os demais módulos não foram utilizados nesta modelização.

Os resultados da modelagem em Iber são apresentados na malha irregular gerada, tendo sido necessário exportar os cenários de interesse à ASCII, com 5m de resolução e, em SIG, importar como .tif, assegurando-nos do sistema de referência e coordenadas utilizados.

d) Análise das simulações 2D em SIG

Os resultados das variáveis produzidas pelas simulações indicaram potenciais tendências dos fluxos superficiais durante inundações. Estas variáveis foram: área máxima inundada (m^2), área final

inundada (m^2), tempo de máxima inundação (%), profundidades médias atingidas (m), variação das velocidades de fluxos e velocidade média (m^3/s), taxa de retorno ou taxa de saída (m^2/s). Para obter os valores de área abrangida, em m^2 , o total de pixels com valores foram computados e multiplicados por 25 (5x5m). Para as variáveis de profundidade média, máxima e velocidades médias, os parâmetros estatísticos da imagem foram calculados.

Três leituras sobre tais variáveis foram empreendidas: descrição e análise das fases de inundação que tiveram lugar no evento de janeiro de 1997; descrição e análise das influências potenciais dos hidrogramas-tipo nos diferentes cenários de inundação; e, descrição e análise da sobreposição entre os resultados das modelagens e os sistemas geomorfológicos fluviais mapeados no esboço geomorfológico.

A descrição e análise das fases de inundação que tiveram lugar no evento de janeiro de 1997 foram realizadas considerando o comportamento temporal e espacial, simultaneamente, de variáveis hidráulicas em distintas fases de inundação, separadas em enchimento, transbordamento, secamento.

A descrição e análise das influências potenciais dos hidrogramas-tipo nos diferentes cenários de inundação foram realizadas com base nas seguintes variáveis: abrangida à área máxima de inundação, profundidade máxima atingida pela inundação fora do sistema canal fluvial, variação da velocidade e velocidades máximas atingidas pelo fluxo. Em relação à esta última variável, apoiamo-nos na curva de Hjulström (Figura 43) para apontar as tendências de erosão, transporte e deposição nas diferentes fases e posições do setor ESB. Foram considerados os resultados obtidos da simulação com hidrogramas probabilísticos de 1, 2 e 100 anos de tempo de retorno. Devido à limitada capacidade de processamento das simulações, não foi possível obter as simulações com tempos de retorno de 10, 30 e 150 anos, como projetado inicialmente. Os estimativas espaço-temporais daquelas variáveis foram realizados em SIG (ArcGis 10.5).

Figura 43. Diagrama de Hjulström. Processos esperados conforme tamanho da partícula e velocidade de fluxo.

Disponível em: https://web.archive.org/web/20060116223735/http://faculty.uvi.edu/users/sratchf/SSEA_ocean/files/sediments/sediments01.jpg. Acesso em: 01/05/2018. Organizado por Yuri Veneziani.

A Sobreposição de variáveis hidrodinâmicas simuladas e sistemas geomorfológicos fluviais considerou os resultados obtidos para hidrogramas probabilístico de 100 anos de tempo de retorno e o mapeamento do geomorfológico em 1:50.000. Buscou-se descrever como as variáveis hidráulicas se associam às diferentes formas do sistema meândrico em eventos de inundação, detalhando estas análises nos transectos de controle. A escolha pela magnitude de 100 anos de tempo de retorno decorre

de sua intensidade, elevada o suficiente para atingir os sistemas fluviais com maior desnível em relação ao canal principal, e em função da disponibilidade de simulação de mesma intensidade para hidrogramas probabilísticos de dois picos do tipo I e do tipo II. Entende-se que análises semelhantes a esta que está proposta poderiam ser realizadas considerando diferentes vazões com magnitude-frequência associadas à níveis dos sistemas morfológicos. Porém isso requer uma capacidade de processamento de dados muito superior à utilizada por esta pesquisa.

Enfatizou-se a distribuição de seis variáveis hidrodinâmicas obtidas nas simulações por subsistema geomorfológico da planície fluvial, a saber: área máxima inundada (m^2), área final inundada (m^2), relação entre a área máxima e a área final inundada, taxa de retorno ou taxa de saída (m^2/s), velocidade média (m/s) e profundidade média (m). Para os transectos de controle, deteve-se à variação da vazão e do nível nas seções transversais, buscando enfatizar a evolução da profundidade e vetor velocidade durante os eventos, sobretudo nos setores onde foram feitas coletas e análises dos materiais superficiais.

e) Magnitude de vazões por sistema geomorfológico fluvial no perfil longitudinal do setor ESB: aproximações às tendências espaço-temporais de inundação por análise interdisciplinar

A intensidade das vazões por sistema geomorfológico fluvial do baixo curso do rio Ribeira é a definição de valores de vazões que correspondam aos limiares morfométricos de cada um dos compartimentos geomorfológicos ao longo do perfil longitudinal contido no setor ESB. Esta definição é o resultado da associação de eventos de inundação aos limites dos sistemas geomorfológicos fluviais do setor ESB, o que promove a reunião de informações de tendências temporais dos eventos à espacialidade obtida dos mapeamentos geomorfológicos. Esse esforço permite indicar tendências de processos próprios de inundação para cada sistema e assinalar variações espaço-temporais destas tendências.

Para esta análise definiu-se 4 seções transversais ao longo do setor ESB (Figura 44), a saber: A-A' (Eldorado), B-B' (Abobral), D-D' (Votupoca) e 7B-7B' (Sete Barras). As três primeiras seções transversais são descritas detalhadamente, em termos morfológicos e morfométricos, no contexto de mapeamento dos transectos de controle, em escala 1:10.000. A seção 7B-7B' não é abrangida por transectos de controle e leva essa denominação por estar próxima à área urbana de Sete Barras, jusante no setor ESB. Estas seções foram escolhidas por representar a variabilidade de sistemas morfológicos do setor ESB, contemplando as mudanças geomorfológicas da planície fluvial neste trecho. Tais seções transversais foram elaboradas a partir de interpolação dos dados do MDT utilizado na modelagem hidrodinâmica, que incluiu informações do MDT da área emersa e dados de batimetria. O procedimento de elaboração destas seções foi realizado em SIG.

Os procedimentos para associação entre vazões e compartimentos geomorfológicos adotou como a topografia constante nos perfis transversais, e se baseou nos resultados das modelagens hidrodinâmicas bidimensionais.

Uma vez elaboradas as quatro seções transversais em SIG, definiram-se os limiares de altitude de cada um dos compartimentos geomorfológicos presentes: canal fluvial, barras (laterais e centrais), planície de inundação (apenas de nível 2, pois planície de nível 1 não ocorreram nas seções escolhidas), terraços baixos de nível 1 e nível 2.

As mesmas seções foram produzidas no modelo hidrodinâmico, nas quais, para a simulação de evento de 100 anos de tempo de retorno, verificaram-se os momentos em que os níveis d'água atingissem as cotas dos limiares de altitudes dos compartimentos geomorfológicos. A partir do momento da inundação em que um dado compartimento é atingido, obteve-se a respectiva vazão

simulada na seção transversal. A simulação de evento de 100 anos de tempo de retorno foi utilizada por apresentar estimativas de vazões suficientes para abranger os limiares morfométricos previamente definidos.

Figura 44. Seções transversais consideradas na associação entre picos de vazão e compartimentos geomorfológicos.

Organizado por Yuri Veneziani.

f) Análise de atenuação.

A análise de tendência de atenuação de picos de vazão no setor ESB ressalta o papel hidrológico natural das planícies fluviais meândricas de redução da energia de propagação das águas excedentes e seu armazenamento temporário. Assim, a atenuação pode ser medida em função do abatimento de picos de vazão entre seções distribuídas longitudinalmente, ou por meio da capacidade volumétrica dos compartimentos fluviais às margens do rio, que nos oferece um parâmetro do quanto podem ser preenchidos pelas águas de transbordamento.

O abatimento dos picos de vazão foi obtido entre seções transversais distribuídas ao longo do setor ESB, e tendo considerado cenários simulados com entradas de hidrogramas-tipo. As seções transversais consideradas foram dispostas em quatro locais distintos, evitando zonas recirculações e sobrelevações de nível, a saber: próximo à cidade de Eldorado (Eld); no bairro do Abobral (Abo); no bairro do Votupoca (Vot); e no bairro do Conchal Branco, próximo à Sete Barras (7B). São três, portanto, os trechos considerados: entre Eldorado e Abobral (montante), entre Abobral e Votupoca (intermediário), e entre Votupoca e Sete Barras (jusante).

Para avaliação do abatimento do pico, em primeiro momento, foram considerados cenários com entradas os hidrogramas-tipo de pico único e picos duplos, com vazão máxima de 100 anos de T_r , para analisar a resposta do abatimento de acordo com a forma do hidrograma de entrada em cada seção transversal listada acima. Em segundo momento, enfatizou-se a capacidade de atenuação de cada um dos trechos sob tormentas de distintas magnitudes, buscando identificar se há uma magnitude para a qual a eficiência do abatimento do pico é máxima em cada um dos trechos da planície mencionados. Neste caso, apenas as simulações feitas com hidrogramas de pico único de diferentes T_r s foram considerados.

3.3.2.3. PROCEDIMENTOS PARA ANÁLISE PALEOHIDROLÓGICA

3.3.2.3.1. Procedimentos de Descrição Morfológica, Pedológica e Sedimentológica dos Materiais nos Transectos de Controle

Este item se dedica à descrição dos materiais superficiais que ocorrem nos sistemas geomorfológicos mapeados nos transectos de controle, para os quais foram elaborados mapeamento morfológicos em escala 1:10.000. Esta caracterização abrangeu aspectos pedo-sedimentológicos dos

materiais superficiais, os quais foram amostrados em compartimentos morfológicos representativos da diversidade de subsistemas fluviais mapeados, de modo a fundamentar generalizações (e, eventualmente, extrapolação) espaciais destes materiais para os limites morfológicos fotointerpretados (em 1:10.000) e, assim, produzir informações de base para aplicação da paleohidrologia.

Retomando-se os procedimentos para elaboração de mapa da morfologia fluvial detalhada, 1:10.000, em transectos de controle, retoma-se a necessidade de se levantar e descrever os materiais superficiais, os quais devem constar como um dos tipos de dados obrigatórios das cartas geomorfológicas detalhadas (TRICART, 1965). O presente subcapítulo refere-se aos procedimentos de descrição tátil-visual de características pedológicas e sedimentológicas dos materiais que compõe os sistemas morfológicos fluviais mapeados em 1:10.000, integrando, ao mesmo tempo, a metodologia de elaboração de mapa geomorfológico detalhado e a metodologia de investigação de paleoinundações. Assim, deve-se esclarecer que as descrições de materiais superficiais amostrados nos transectos de controle, e aos quais este subcapítulo faz referência, fizeram-se constar no mapeamento geomorfológico detalhado 1:10.000. Porém, tanto estes procedimentos de levantamento e descrição dos materiais, quanto os seus resultados, estão dentro da análise paleohidrológica uma vez que, nesta metodologia, também são estruturantes para investigação de paleoinundações.

A escolha dos locais amostrados levou em consideração (i) a representativa da diversidade dos sistemas morfológicos fluviais mapeados (e suas tendências de processos), sustentando sua finalidade ao mapeamento geomorfológico detalhado; e (ii) a especificidade de certos compartimentos da planície de inundação em relação às tendências de processos espaciais, de tal forma que pudessem servir de base à aplicação da hidrologia de paleoinundações. Estas especificidades visam selecionar depósitos cujas características sedimentológicas permitam identificar, contar e reconstituir paleoeventos de inundação. Para isso, primeiramente, os locais amostrados devem abranger sistemas deposicionais com potencial de aprisionamento e conservação do material, sobretudo de sua estrutura sedimentar. Em segundo lugar, estes sistemas devem apresentar condições de superfícies conservadas, para minimizar as possibilidades de descaracterização dos materiais. E, em terceiro lugar, os locais amostrais devem abranger compartimentos morfológicos em cotas altimétricas que apresentem desnível significativo em relação às vazões de vazante, permitindo estimativas de vazões extremas de alta magnitude (e longo termo).

a) Levantamento de materiais superficiais

Ao total, foram amostrados 17 pontos nos três transectos de controle, sendo 5 no transecto de Eldorado, 7 no transecto do Abobral e 5 no transecto do Votupoca (Figura 45). Os levantamentos dos materiais foram realizados por quatro técnicas distintas: perfil exposto (corte), sondagem com vibrotestemunhador, sondagem com trado manual e sondagem com tubo de PVC. Os perfis expostos (pontos amarelos na Figura 45) correspondem, principalmente, às margens erodidas dos canais fluviais. As sondagens com vibrotestemunhador (pontos rosas na Figura 45) foram realizadas na planície de inundação, em terraço baixo e em meandro abandonado. O levantamento com trado manual (ponto vermelho na Figura 45) e as sondagens com PVC abrangeram apenas dois pontos, ambos no transecto de controle Eldorado. Com trado manual levantou-se material superficial que corresponde a um nível terraceado baixo, próximo à margem esquerda do canal fluvial. Esta sondagem com trado foi realizada, pois não havia acesso à perfis expostos deste sistema morfológico. Com tubo de PVC sondou-se camada superficial da planície de inundação do córrego afluente.

Figura 45. Pontos de descrição e coleta de materiais nos transectos de controle.

Organizado por Yuri Veneziani.

No transecto de controle Eldorado três testemunhos foram coletados: Eld_1, nível terraceado baixo localizado à retaguarda da planície desse fundo de vale; Eld_2, planície em setor montante do vale; e Eld_3, planície em setor intermediário do vale. Além destes, realizou-se dois levantamentos adicionais: um, com tubo de PVC (Eld_4), também na planícies em setor jusante, nos arredores da Vila Incomager; e, outro, com trado (Eld_5) em remanescente de terraço baixo sobre o qual se assenta a vila (Figura 45).

No transecto de controle Abobral dois testemunhos foram coletados: um em setor a montante (Abo_1) e outro em setor jusante (Abo_2) da planície do Abobral. Além destes dois pontos, realizou-se descrição e amostragem em mais 5 perfis expostos, a saber: Abo_3, na barranca do córrego Abobral; Abo_4 em perfil de terraço baixo à margem direita do córrego Abobral; Abo_5, na barranca da Margem Direita do Ribeira de Iguape; Abo_6, na Ilha fluvial do Abobral; e Abo_7 em remanescente de terraço alto da margem direita do Ribeira de Iguape (Figura 45).

No transecto de controle Votupoca dois testemunhos foram coletados, no mesmo meandro abandonado: um, relativamente mais à jusante (Vot_02) e outro à montante (Vot_01). A réplica teve o intuito original de realizar associações estratigráficas e compreender a transmissividade hidráulica e de sedimentos no interior do paleomeandros, análise que não foi desenvolvida. Adicionalmente, descrição de perfil e coleta de amostras foram realizadas em mais três pontos, a saber: Vot_3, barranca da margem direita do Ribeira de Iguape; Vot_4, barraca da margem esquerda do Ribeira de Iguape; Vot_5, barra fluvial da margem esquerda do Ribeira de Iguape (Figura 45).

Os testemunhos foram sondados com vibrotestemunhador composto por mangote e ponteira de homogeneização de cimento, motor 7hP 2 tempos, que produz, aproximadamente, 10.000 vibrações/min. Utilizou-se tubos de ferro preto de 6m de comprimento³⁰, diâmetro de 4 polegadas e espessura da parede de 3mm. Normalmente, usam-se tubos de alumínio, contudo, não se encontrou peças feitas deste material que permitisse a sondagem na área de estudo. A maior parte da penetração

³⁰ As sondagens foram de no máximo 2m de profundidade. Logo, os tubos, cuja extensão total é de 6m, foram segmentados, conforme a realização do levantamento.

dos tubos foi feita exclusivamente com vibração, sendo os últimos centímetros realizada a percussão. Devido à resistência à penetração pelo sistema radicular, em alguns locais, os primeiros centímetros foram extraídos com trado manual e armazenado.

b) Descrição dos materiais superficiais

A descrição dos materiais superficiais abrangeu características pedológicas e sedimentológicas, por meio de técnica tátil-visual. Assim, foram descritas as características físicas dos materiais. Como esta caracterização orientou-se tanto para cartografia geomorfológica detalhada, como para a hidrologia de paleofluxos, a descrição foi conduzida de forma a caracterizar a composição e organização geral desses materiais e suas propriedades, enfatizando elementos que contribuíssem à análise prévia e descritiva de indicadores de paleoeventos, denominados na paleohidrologia como *PalaeosStage Indicators* (PSI) (BENITO; THORNDYCRAFT, 2004). Foram descritos os seguintes elementos:

- Sedimentologia/estratigrafia: camadas (número de camadas), espessura (e transição), textura (granulometria, escala de Wentworth), estrutura sedimentar, distribuição da granulometria (na vertical e na horizontal), resistência, concentração de matéria orgânica, bioturbação, presença de raízes e existência de material para datação.
- Pedologia: horizontes, cor (*Munsell*), textura (escala de Wentworth), estrutura pedológica, tamanho da estrutura, grau de estruturação e porosidade.
 - Feições hidromórficas: profundidade (localização), dispersão, tamanho, abrangência, apresentação, cor (matriz e da feição), contraste e dureza. A consideração de feições de hidromorfia, como as feições redoximórficas, são fundamentais na indicação de tendências hidrodinâmicas mais constantes no tempo (saturação e dessaturação hídrica), que são responsáveis pela reorganização dos materiais (VEPRASKAS, 2001). Esta reelaboração pode interferir na análise das características sedimentológicas mais significativas à análise de paleoinundações, e por isso, também devem ser consideradas.

Com vistas à identificação de fácies de sedimentação ou mesmo camadas relativas à eventos de inundação, conforme BENITO; THORNDYCRAFT (2004) algumas características de particular interesse à paleohidrologia foram reconhecidas, tais como: (a) recobrimento sobre de pacote arenoso por lâmina (ou camada) de argila representando esvaziamento da cheia; (b) camada de sedimentos com evidências de que sua gênese não esteja relacionado a eventos de inundação (colúvios, corridas de lama, precipitação por lixiviação); (c) estruturas de acamamento cruzado em confluências fluviais, denotando alternância sedimentar de tributário e canal principal; (d) bioturbação como indicador de exposição da superfície; (e) feições erosivas de antiga superfície de inundação que possam ter sido geradas por fluxos mais recentes; (f) mudança nas características físicas das unidades como, coloração e tamanho da partícula, indicando diversidade de área fonte ou energia dos fluxos; (g) solos enterrados, e (h) alterações na resistência do sedimento ou sinais de gretas de contração, também indicando a exposição de superfícies.

A descrição de todos os locais mencionados anteriormente foi realizada com base nos mesmos critérios e adotando-se os mesmos níveis de detalhamento. Os perfis expostos em cortes foram descritos em campo, sendo, apenas algumas características descritas sobre amostras de mão em laboratório. Os materiais superficiais sondados por vibrotestemunhador ou coletados com trado e tubo de PVC foram descritos em laboratório. Em alguns dos locais amostrados, os itens de descrição dos materiais listados nos parágrafos acima não ocorreram, e por isso não foram abordados.

Análises de quantidade de carbono e granulometria puderam ser feitos no LabSed (Laboratório de Sedimentologia do IG/USP), seguindo seu protocolo. O carbono orgânico foi obtido por diferença de

pesagem a partir da remoção da matéria orgânica com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) e de carbonato de cálcio com ácido clorídrico (HCl). A granulometria foi realizada por pipetagem, peneiramento e pesagem.

Os materiais levantados com o vibrotestemunhador foram objeto de descrições sedimentológicas detalhadas envolvendo suas características granulométricas, geoquímicas e de concentração de matéria orgânica e inorgânica, sobre as quais testou-se PROXIES sedimentológicos. Além disso, datações absolutas com radiocarbono (^{14}C) e Luminescência (LOE) também foram obtidas para alguns desses testemunhos. Esses detalhamentos e a obtenção desses dados compõem procedimento que será descrito posteriormente, o qual se trata de desenvolvimento da análise de hidrologia de paleoinundações.

3.3.2.3.2. Procedimentos de análise de granulometria detalhada, concentração de matéria orgânica e geoquímica: testes de indicadores de inundação (proxies geoquímicos para tamanho de sedimento)

Este capítulo é um avanço de análise de materiais superficiais pela paleohidrologia, detalhando características físicas e químicas, por meio de análises laboratoriais, e realizando testes de PROXIES geoquímicos. Foram considerados nesta análise os mesmos materiais levantados por sondagens nos três transectos de controle, relativos aos seguintes pontos Eld_1, Eld_2, Eld_3 (em Eldorado), Abo_1, Abo_2 (no Abobral) e Vot_1 e Vot_2 (no Votupoca). É sobre tais sondagens que a metodologia de análises de paleoinundações foi desenvolvida.

Antes de seguir com a explicação dos procedimentos de detalhamentos dos materiais, vale pontuar que a caracterização dos materiais superficiais, cujos procedimentos constaram no item anterior, é fundamental para o detalhamento físico e químico dessas amostrais, pois permite que o avanço da análise dos materiais ocorra com o controle dos materiais superficiais, suas propriedades físicas e suas tendências de distribuição espacial nos diversos compartimentos geomorfológicos fluviais mapeados. Os resultados da análise permitiram o entendimento de como os sistemas deposicionais da planície fluvial, nos três transectos de controle, tendem a se organizar e qual contexto de sedimentação os materiais dos testemunhos representam, de forma a apontar o que significam as características físicas e químicas detalhadas. A descrição dos materiais superficiais relativos ao subcapítulo anterior orientou-se também para o apontamento do grau de generalização que as análises detalhadas podem alcançar, ou seja, o quanto as características pedológicas e sedimentológicas esmiuçadas nesta análise são recorrentes e explicativa dos demais sistemas deposicionais descritos nos transectos de controle.

Este item se estrutura em dois planos de análises dados: um primeiro, de cunho descritivo dos aspectos físicos e químicos detalhados de cada um dos testemunhos; e outro, relativo à investigação de indicadores de inundação por meio de teste de proxy geoquímico. Ambos os planos tiveram como base de dados os seguintes conjuntos de informações obtidas em laboratório: granulometria, *Total Organic Carbon / Total Inorganic Carbon* (TOC/TIC), Geoquímica (XRF) e Datação.

Na sequência estão descritas as técnicas laboratoriais para obtenção de cada um desses dados e, em seguida, são explicitadas as etapas de desenvolvimento dos dois planos analíticos mencionados.

a) Obtenção de dados laboratoriais

O levantamento de granulometria incluiu cinco frações de areias, silte (grosso e fino) e argila, por meio de difração de raios lasers (Masterize 2000), no Instituto Pirenáico de Ecología (IPE), localizado em Zaragoza. Os dados granulométricos foram obtidos para 92 amostras distribuídas pelos sete testemunhos coletados, a saber: 10 amostras para Eld_1, 16 amostras para Eld_2, 10 amostras para Eld_3, 15 amostras para Abo_1, 19 amostras para Abo_2, 32 amostras para Vot_1 e 16 amostras para

Vot_2. As amostras foram verticalmente distribuídas nos distintos testemunhos de modo representar satisfatoriamente a variação textural observada nas distintas camadas identificadas.

Também no IPE, foram obtidos valores de concentração de TOC/TIC por combustão catalítica e diferença de pesagem a seco (APHA 1989, 5310 B). Estes dados foram levantados para seis testemunhos: Eld_1, Eld_2, Abo_1, Abo_2, Vot_1 e Vot_2. Para Eld_3, a aferição de concentração de matéria orgânica por descrição tátil-visual foi considerada suficiente.

Os dados geoquímicos foram obtidos para os testemunhos Eld_1, Eld_2, Abo_1, Abo_2 e Vot_1. Dentre as sete sondagens coletadas, estes cinco testemunhos foram escolhidos para detalhamento geoquímico tendo em vista que apresentaram as melhores condições de preservação do material dentro dos tubos. Além disso, em descrição pedo-sedimentológica, notou-se que as estruturas sedimentares destes materiais eram as mais promissoras para aplicação dos indicadores sedimentológicos de paleoinundações, visto que apresentaram laminações planas, intercalações de argilas orgânicas, entre outras características que corroboraram os potenciais destes testemunhos para os testes de PROXIES geoquímicos.

A geoquímica foi obtida por fluorescência a raios-X (XRF) core scanner, cujos detalhes de análise foram apresentados no item 3.2.3. Foi utilizado o equipamento Avaatech XRF Core Scanner, do Corelab do Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà da Universitat de Barcelona. A calibração realizada levou em consideração as particularidades dos materiais levantados ao longo da descrição e a composição química esperada (Quadro 4).

Quadro 4. Configuração do XRF Core Scanner por testemunho amostrado.

Testem.	Configuração do XRF Core Scanner		Configuração das medições				replicas (N/intervalo)	Duração (h)	Comentário
	kV	Contagem (s)	Compr. (mm)	Espaç. (mm)	Aber. Vert. (mm)	Aber. Horiz. (mm)			
Eld_1	10	10	980	5	5	12	2/100	2	Vazio 0-540
	30	40	980						
Eldo_2	10	10	1373	5	5		2/100	3.25	Buraco 86-88 Buraco 99-104 Buraco 117
	30	40	1373						
Abo_1	10	10	912	2	2		4/100	11.66	Superfície ligeiramente irregular
	30	50	912						
Abo_2_0-450	10	10	450/1040	5	5		2/100	2	Intervalo irregular 01-450
	30	40	450/1040						
Abo_2_400-700	10	10	700/1040	5	5		2/100	1.3	Intervalo irregular 400-700
	30	40	700/1040						
Abo_2_650-800	10	10	800/1040	5	5		2/100	0.7	Intervalo irregular 650-800
	30	40	800/1040						
Abo_2_750-1040	10	10	1040/1040	5	5		2/100	1.25	Intervalo irregular 750-1040 Seixo a 950-960mm Buraco a 1040mm
	30	40	1040/1040						
Vot_1	10	10	945	2	2		4/100	11.85	Buraco 0-6 (mal conservado)
	30	50	945						

kV – KiloVolts; Contagem (s) – tempo de aferição; Compr. (mm) – comprimento relativo ao pedaço do tubo que foi aferido; Espac. (mm) – Organizado por Yuri Veneziani.

Espaçamento ou isodistância a que foi obtida cada medição; Aber. Vert. (mm) – Abertura vertical ou espessura vertical da janela de medição; Aber. Horiz. (mm) – Abertura lateral ou espessura horizontal da janela de medição. N de réplicas – Número de repetições de medidas para a mesma profundidade; Duração (h) – tempo total para a escaneização completa.

Os testemunhos Eld_1, Eld_2 e Abo_2, pela estrutura sedimentar aparente homogênea foram escaneados com espaçamento de 5mm. Os testemunhos Abo_2 e Vot_1, por estarem mais próximas ao canal fluvial e por apresentarem estrutura sedimentar aparente finamente laminada, foram escaneados com espaçamento de 2mm. Por apresentar algumas irregularidades em sua superfície, Abo_2 foi escaneado em segmentos, em que para cada um destes segmento, o tubo foi rotacionado ligeiramente para correta aferição da medida.

Todos os testemunhos foram duplamente escaneados, uma vez com corrente elétrica de 10kV e outra com 30kV, sendo que, para cada um destes, diferentes grupos de elementos químicos são estimados. Para 10kV estimam-se Al, Si, P, S, Cl, Ar, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Rh e Ag. Para 30kV estimam-

se Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Au, Pb e Th. Adicionalmente, a 30kV, para testemunhos com espaçamento de 2mm, estimou-se também Co. A unidade resultante do XRF core Scanner é *Counts* (contagem de uma resposta de fluorescência estimulada pela interação das moléculas do material com os raios-X), de forma que não se conhece a abundância absoluta de um dado elemento, mas sim sua frequência em relação aos demais no mesmo ou em outros testemunhos.

Por fim, a cronologia foi contemplada pela obtenção de idades absolutas de alguns testemunhos: Abo_1 (a 83cm de profundidade) e Abo_2 (a 91cm de profundidade) por LOE; e Vot_1 (a 67cm de profundidade) por ^{14}C . Para ambos, buscou-se obter datações em posições de base e intermediária dos testemunhos, buscando identificar o início do processo de sedimentação coletado. As diferentes composições dos materiais nos testemunhos implicaram o uso de duas técnicas distintas. A datação por LOE foi realizada pelo *Centro de Investigación, Tecnología e Innovación da Universidad de Sevilla* (ES); enquanto a datação por ^{14}C foi feita pelo Centro Nacional de Aceleradores da Espanha, na mesma cidade.

Foram testadas, ainda, datações recentes por isótopo ^{210}Pb para Vot_01. As análises foram executadas com Espectrômetro de Radiação Gama (LEG EGG & ORTEC) pelo Laboratório de Química Inorgânica do Instituto Oceanográfico da USP. Entretanto, a distribuição vertical deste isótopo em um dos tubos testados indicou concentração uniforme. Perturbações atmosféricas e biológicas podem interferir significativamente na concentração de ^{210}Pb não-suportado no sedimento, comprometendo inferências de taxas de acreção (SABARIS, 2010). Processos de remobilização autigênicas também são destacados como elementos que podem produzir padrões de distribuição erráticos em atividades de radionuclídeos de sedimentos fluviais (OMENGO et al., 2016). Por essa razão, os resultados foram descartados e os levantamentos para outros testemunhos cancelados.

Os conjuntos de análises laboratoriais mencionados não foram aplicados a todos os testemunhos coletados devido a limitação de recursos financeiros da pesquisa.

b) Análise de dados

Conforme mencionado, o primeiro plano de análise é de cunho descritivo das características físicas e químicas detalhados de cada um dos testemunhos. O segundo plano refere-se à investigação de indicadores de inundação por meio de teste de proxies geoquímico.

Em relação ao plano descritivo, inicialmente realizou-se comparação das características físicas e químicas dos testemunhos, abrangendo-se a granulometria média (diâmetro médio ponderado, DMP, dos grãos), TIC/TOC e geoquímica.

Ainda no âmbito descritivo, para cada testemunho foram detalhadas as composição e distribuição vertical de granulometria (DMP, assimetria e curtose), TIC/TOC e geoquímica. Para a caracterização da abundância e associações entre os elementos químicos procedeu-se com Análise estatística de Componentes Principais (ACP)³¹. Esta análise oferece suporte à identificação das principais associações dos elementos geoquímicas, assinalando, por exemplo, fontes sedimentares predominantes. A ACP abrangeu apenas os elementos mais abundantes e excluiu os minoritários e aqueles que possuem interferência do próprio equipamento, como Ag, Rh e Ar.

Em relação ao plano de análise direcionado aos indicadores de inundação, procedeu-se com o estabelecimento de correlações entre tamanhos de sedimentos (frações granulométricas) e proxies geoquímicos promissores. As razões geoquímicas aqui testadas são indicadas na literatura como proxies geoquímicos potenciais para assinalar ligeiras variações nas proporções entre frações texturais, as quais

³¹ A análise de Componente Principais foi feita no software SPSS pela seguinte rotina: Análise > Redução de Dimensões > Fator, e as componente obtidas foram então sistematizadas em Excel.

podem ser determinantes na verificação de diferentes entradas de sedimentos (JONES et al., 2012). Utilizou-se a correlação de Pearson para testar as relações entre os tamanhos dos sedimentos e as componentes geoquímicas neles contidas, abrangendo 6 proxies de tamanho do sedimento: Zr/Rb, Ln(Zr/Rb), Si/Al, Ca/Ti, Ca/Al e Rb/Al. Para o tamanho dos sedimentos usou-se as proporções entre as frações granulométricas fornecendo uma abordagem mais completa da distribuição dos tamanhos das partículas em correlação com sua geoquímica. Este procedimento permitiu detalhamento mais preciso frente à utilização de um valor único de granulometria, como a média ou a mediana.

As proporções entre as frações granulométricas foram calculadas para os diferentes tamanhos disponíveis, por meio da divisão entre os percentuais de cada fração por outra, considerando: argilas ($<2\mu\text{m}$), silte fino ($2-20\mu\text{m}$), silte grosso ($20-50\mu\text{m}$), areia muito fina ($50-125\mu\text{m}$), areia fina ($125-250\mu\text{m}$), areia média ($250-500\mu\text{m}$), areia grossa ($500-1000\mu\text{m}$) e areia muito grossa ($1000-2000\mu\text{m}$). Para cada caso, as granulometrias maiores foram utilizadas como dividendo e as menores como divisor, com o objetivo de produzir correlações positivas em caso de valores dos proxies corresponderem ao aumento da proporção de frações mais grosseiras. Para a correlação com Ln(Zr/Rb), para as razões entre granulometrias foram também obtidos Ln, garantindo a consistências dos relacionamentos. Valores médios dos proxies de granulometria utilizados na correlação foram calculados para cada intervalo de profundidade onde foram obtidas as amostras de granulometria. Os coeficientes de correlação e os respectivos níveis de significância foram calculados entre cada razão de tamanho de grão e os proxies.

3.3.2.3.3. Procedimentos de Validação de Evidências Sedimentares e Reconstituição de Paleovazões

A caracterização pedológica e, principalmente, sedimentológica detalhada, e os testes de proxys de granulometria de sedimento cujos procedimentos foram descritos no item anterior, indicaram correlações entre elementos geoquímicos e evidências granulométricas promissoras para a sequência da análise de paleoinundações. A busca de indicadores de eventos extremos, por meio de evidências pedológicas e sedimentares, em diferentes subsistemas deposicionais da planície de inundação é complexa em função da própria complexidade geomorfológica envolvendo os distintos compartimentos. É evidentemente necessário levar em conta as características das tendências de processos de inundações que atingem estes compartimentos e que são responsáveis por parte do material e de sua estratificação sedimentar.

Por essa razão, para avanço da análise paleohidrológica em direção às reconstituições de paleovazões, faz-se necessário validar os proxies de granulometria dos sedimentos por elementos geoquímicos em cada subsistema geomorfológico considerado para, somente então, prosseguir desdobrando as estimativas hidrodinâmicas e cálculos estatísticos.

Este item se divide em três planos de análises de dados encadeados: primeiro, trata da validação do proxy químico de tamanho de grão para cada testemunho individualmente, por meio de correlação entre os proxies geoquímicos selecionados e a granulometria; segundo, dedica-se à operacionalização do uso dos proxies de tamanho de grão na reconstituição de paleovazões, compreendendo-os como indicadores de inundações pretéritas; e, terceiro, orienta-se às estimativas de paleovazões propriamente ditas. Pontua-se que estes dois últimos planos são esforços de aplicação efetiva do que se validou e interpretou como evidências sedimentares de processos de inundação.

Em relação ao primeiro plano, a validação dos proxies geoquímicos se baseou nos dados de granulometria detalhada e de geoquímica (levantado por XRF) para cada tubo, além das informações de datação. As obtenções destes dados foram detalhadas no subcapítulo anterior (3.3.2.3.2). O segundo plano analítico utiliza dos dados considerados no primeiro plano, apenas tratando-os estatisticamente. O terceiro plano envolveu os resultados da modelagem hidrodinâmica bidimensional e a relação de

magnitude-frequência GEV estabelecida para as séries instrumentais de vazão do posto 5F-001. Cada plano de análise será desenvolvido na sequência.

a) Validação do proxy geoquímico de tamanho de grão

A validação do proxy geoquímico de tamanho de grão para cada testemunho individualmente é necessária pois cada ambiente sedimentar sondado compõem-se de diferentes materiais. Em cada um deles há diferenças nas composições sedimentares, no desenvolvimento pedogenético, nas texturas predominantes, na coloração, etc. pois representam diferentes sistemas deposicionais. Na etapa anterior, os procedimentos descritos foram orientados para verificar a correlação entre proxies geoquímicos de tamanho de grão considerando o conjunto de testemunhos. Agora, voltou-se a aplicar o procedimento de correlação, porém individualizando os tubos.

O proxy geoquímico analisado foi $\ln(\text{Zr/Rb})$, tendo sido demonstrado, inicialmente, os perfil verticais desta relação para todos os tubos, e então, sua validação por meio de correlação com os dados de granulometria foram prosseguidos apenas para os testemunhos Abo_1 e Vot_1. Estas sondagens foram escolhidas pois eram as únicas com datações absolutas disponíveis. A informação cronológica é indispensável na análise hidrológica de paleoinundações, pois interfere diretamente na interpretação de tendência temporal do processo investigado, que por sua vez impacta no significado do proxy geoquímico e sua utilização como indicador de paleoinundações. Devido a diferentes níveis de correlação entre o proxy $\ln(\text{Zr/Rb})$ e a granulometria, a relação $\ln(\text{Si/Al})$ (que havia apresentado correlações significativas na análise anterior) foi levada também adiante na validação.

Os procedimentos de correlação foram exatamente os mesmos descritos na subcapítulo anterior. Para o tamanho dos sedimentos, proporções entre as frações granulométricas foram utilizadas. Estas proporções foram calculadas para as frações granulométricas disponíveis, por meio da divisão entre os percentuais de cada fração por outra, considerando: argilas ($<2\mu\text{m}$), silte fino ($2-20\mu\text{m}$), silte grosso ($20-50\mu\text{m}$), areia muito fina ($50-125\mu\text{m}$), areia fina ($125-250\mu\text{m}$), areia média ($250-500\mu\text{m}$), areia grossa ($500-1000\mu\text{m}$) e areia muito grossa ($1000-2000\mu\text{m}$). As granulometrias maiores foram utilizadas como dividendo e as menores como divisor, com o objetivo de produzir correlações positivas. Para as razões entre granulometrias foram também obtidos logaritmo natural, garantindo a consistências dos relacionamentos.

Valores médios dos proxies de granulometria utilizados na correlação foram calculados para cada intervalo de profundidade onde foram obtidas as amostras de granulometria. Os coeficientes de correlação de Pearson e os respectivos níveis de significância foram calculados entre cada razão de tamanho de grão e os proxies.

b) Uso dos proxies de tamanho de grão na reconstituição de paleovazões

Proxy geoquímico é testado para indicar tamanho de grão. Compreende-se que a variação do tamanho do grão pode ser indicadora de inundações, configurando-se uma evidência de entradas de acreção por cunhas d'água.

Uma vez que esteja validado o proxy, é necessário retornar aos perfis verticais dos proxies de tamanho de grão em cada tubo. Eles apresentam oscilações ao longo da vertical, com picos e depressões, de diferentes intensidades, que, estatisticamente, correspondem às variações de proporções granulométricas. Picos maiores correspondem ao aumento da proporção entre as frações granulométricas testadas, enquanto depressões, tendem a significar diminuição nesta proporção.

As variações verticais dos proxies nos tubos analisados demonstraram estas variações. A ressalva necessária é a de que nem todos os picos dos proxies representam eventos de inundação individuais,

pois a oscilação ao longo da vertical pode resultar de (i) alterações na distribuição dos tamanhos dos sedimentos que chegam por novos aportes fluviais, (ii) devido à parcialidade dos registros resultando do aumento progressivo de elevação da superfície da planície (que passa a requerer inundações maiores para o transporte de materiais até o local sondado), e (iii) pelas alterações na posição relativa do canal e do sistema geomorfológico testemunhado (JONES et al., 2012).

As variações de proporções granulométricas, ou seja, as variações texturais, podem ser decorrentes de eventos extremos de inundação, mas não são produzidas exclusivamente por estes eventos. Mesmo quando decorrem de inundações fluviais, as características da inundação não são as únicas atuantes na determinação das proporções granulométricas, pois não há controle total das variáveis independentes atuantes no momento da deposição que podem interferir nas características de sua sedimentação. Além disso, a variação vertical de proporções granulométricas pode ser influenciada, ainda, por processos de longo termo, sobretudo vinculados à pedogênese de solos aluviais, como migração de argila, camadas de eluviação, formação de horizonte textural em coberturas pedológicas incipientes, etc. (CELARINO; LADEIRA, 2017).

Por essas razões, não há na literatura do tema procedimentos fixos para extrair da variação vertical dos proxies evidências cabais de paleoinundações, principalmente considerando a variabilidade de ambientes deposicionais das planícies fluviais meândricas. Não constam procedimentos que permitam realizar correspondências definitivas entre picos dos proxies de tamanho de grão e o processo fluvial que se estuda, pois os proxies geoquímicos envolvidos são indiretos.

Para operacionalizá-lo como um indicador de inundação e, assim, utilizá-lo na reconstituição de paleovazões, é necessário lançar mão de técnicas estatísticas que permitam selecionar picos que possam ser interpretados como pulsos de inundação, e ao mesmo tempo, promovam a diminuição do efeito das variações geomorfológicas de escala local (mudanças de posição do canal principal, por exemplo) ou de mudanças na bacia hidrográfica (uso da terra, por exemplo) sobre os perfis verticais dos proxies. A diminuição destes efeitos viabiliza a comparação de magnitudes dos picos.

Foram construídos, para os dois testemunhos, regressões polinomiais ponderadas ($\text{Span}=0.3$) sobre os perfis verticais dos proxies, adequando curvas suavizadas capazes de descrever suas variações médias conforme a profundidade. Estas curvas suavizadas foram utilizadas como limiares para derivar as séries de picos de proxies, os quais foram interpretados como sendo aportes sedimentares mais relevantes possivelmente oriundos de inundações de maiores magnitudes. Considerou-se que os maiores valores dos picos de proxies tendem corresponder a maiores proporções entre frações mais grosseiras sobre mais finas, indicando maior energia de fluxo. Os valores abaixo das curvas de regressão polinomiais foram descartados e aqueles acima da curva, reescalados, tomando-se o pico de maior valor igual à 1, e o restante, proporcional a este.

Para tornar a quantidade de picos significativa e manejável, é necessário a adoção de limiares para consideração adequada do que pode se configurar evento extremo de inundação. Estabeleceu-se valor de 0,2 como uma extrapolação do limiar, a partir do qual, para cima, pudessem ser identificados os eventos de inundação de magnitude significativa que efetivamente correspondessem a um novo aporte fluvial. O valor de 0,2 foi definido por produzir o maior número de picos individuais e não consecutivos. Valores iguais ou superiores a 0,2 foram selecionados. Como exemplo, em um trecho vertical onde os valores já reescalados fossem 0,15, 0,32, 0,25, 0,45 e 0,2 dispostos consecutivamente, foram selecionados dois picos individualmente (0,32 e 0,45), ainda que todos estivesse acima da extrapolação do limiar. Este procedimento foi adotado porque entende-se que o valor de 0,25 corresponda a um dos eventos adjacentes.

c) Estimativas de paleovazões

Uma vez que os proxys tenham sido validados e suas variações verticais tratadas estatisticamente para obtenção de picos que correspondam a evidências de inundações, torna-se viável a estimativa de paleovazões. Estas correspondem às vazões mínimas necessárias em cada seção transversal capaz de realizar o aporte de sedimentos aos sistemas deposicionais onde foram levantados os testemunhos. Como foram abordados os testemunhos Abo_1 e Vot_1, as seções transversais utilizadas nestas estimativas estão inseridas nos transectos de controle do Abobral e do Votupoca, respectivamente. As estimativas das vazões mínimas que atingem os dois locais de sondagem em cada um dos transectos de controle foram realizadas com base nos resultados das modelagens hidrodinâmicas bidimensionais, cujos os procedimentos foram descritos no item 3.3.2.2. Analisando-se os resultados dos cenários simulados obtiveram-se as vazões mínimas que correspondem às inundações que poderiam atingir os locais sondados. Para cada local considerado, foi elaborada uma série histórica de dados de paleovazões contendo o valor da vazão mínima e o ano em que teria ocorrido.

Para determinar as paleovazões utilizou-se de simulações de condições modernas da planície de inundação. A concepção apriorística de que a magnitude das vazões mínimas que correspondem às paleovazões são iguais às vazões atuais é justificado pela característica deposicional inerente ao sistema de meandro abandonado e pela baixa taxa de acreção identificada nas planícies de inundação. Em relação ao primeiro, nos meandros abandonados a magnitude das vazões necessárias para trazer materiais e depositá-los no interior do meandro, embora dependa da fase de preenchimento considerada, não é alterada significativamente na fase final, à qual corresponde o testemunho Vot_1. Em relação à segunda, a baixa taxa de acreção sugere que, ao longo do tempo o impacto desta elevação do nível da planície sobre a magnitude das vazões necessárias para sua elevação não é significativo.

Para introduzir estas séries de paleovazões à uma relação de intensidade-frequência baseada em vazões instrumentais, foi necessário transpor os valores de vazão mínima dos paleoeventos das seções de Abobral e Votupoca, para a seção de Eldorado, para a qual há disponível série de dados sistemáticos sobre os quais foram desenvolvidas equações de intensidade-frequência (item 3.3.2.1.2). Tal transposição foi realizada com base em correlação estatística linear entre as vazões das seções de Eldorado e Abobral, e entre as vazões de Eldorado e Votupoca. Por meio da correlação linear, calculou-se as paleovazões correspondentes em Eldorado, dando origem a duas novas séries de dados de paleovazões: uma oriunda da correlação com a seção de Abobral, e outra com a seção de Votupoca.

Por fim, a partir destas novas séries de paleovazões, realizou-se suas integrações as vazões instrumentais máximas anuais, compondo séries com vazões sistemáticas e paleohidrológicas. Inicialmente, elaborou-se uma única série de dados, incluindo as vazões instrumentais e as paleovazões obtidas a partir da análise de Abo_1 e Vot_1. Para esta série única reelaborou-se a equação de intensidade-frequência baseada em GEV, derivando novas curvas de probabilidade de ocorrências de eventos extremos. Adicionalmente, elaborou-se equações incorporando à série de dados instrumentais, as paleovazões oriundas de Abo_1 e Vot_1, separadamente. Isto permitiu avaliar a resposta das previsões de longo termo sob a influência de cada um dos conjuntos de dados paleohidrológicos. Utilizou-se o software Afins 2.0 para redefinir as distribuições de probabilidades.

Por fim, para apreciar os dados de paleoinundações em contexto mais amplo, sobrepôs-se os picos dos proxys identificados na primeira etapa, aos dados de sinais de isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), disponíveis por Novello et al. (2017). Isto permitiu identificar associação e tendência entre as informações, que pudessem corroborar ou contrapor os dados aqui obtidos. As informações de $\delta^{18}\text{O}$ foram escolhidas por serem as únicas de alta resolução que abrangessem o Holoceno na América do Sul.

4. DESENVOLVIMENTO DE ANÁLISES

4.1. CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICO DO BAIXO CURSO DO RIO RIBEIRA DE IGUAPE

4.1.1. ESBOÇO GEOMORFOLÓGICO, 1:50.000, DO SETOR ELDORADO-SETE BARRAS

A área de estudo, que compreende o setor ESB, está localizado no terço inferior da BHRB, cujas características do meio físico, biótico e antrópico foram descritas no capítulo 2. A seguir, introduz-se informações morfométricas da BHRB e sobre as características morfológicas e morfométricas do setor ESB e seu entorno. Após essa introdução, apresenta-se os resultados relativos ao esboço de cartografia geomorfológica detalhada do sistema fluvial meândrico mapeado em 1:50.000 do setor ESB.

a) Características morfométricas da BHRB de Iguape, e do setor ESB e entorno.

A BHRB possui área total de 24.854km², aproximadamente, dos quais 15.289km² (≈60%) estão à montante do setor ESB e contribuem diretamente às vazões do trecho estudado entre os municípios de Eldorado e Sete Barras. O restante, 9.565km², está à jusante do setor ESB e compreende as bacias hidrográficas dos rios Jacupiranga, Juquiá, Quilombo, Guanhonha e outros de menor ordem, tributários do rio Ribeira de Iguape no terço inferior.

A porção que está à montante é a que interessa à presente pesquisa. Nesta porção a bacia apresenta marcante assimetria, denotado, por exemplo, pela extensão dos afluentes do rio Ribeira de Iguape presentes neste trecho. Os tributários da margem esquerda do canal principal, oriundos da escarpa da Serra de Paranapiacaba, são significativamente menores (de ≈20 a ≈40km de extensão) do que os afluentes da margem direita (frequentemente maiores do que 50km de extensão), com nascentes nas serras de norte de Curitiba e Planalto dos rios Capivari e Turvo. Em relação a estes últimos, destacam-se os seguintes rios: Açungui (≈70km de extensão), da Piedade (≈50km de extensão), da Ponta Grossa (≈45km de extensão), Capivari (≈100km de extensão) e do Turvo (≈50km de extensão).

Em termos de altitudes dos interflúvios principais há também diferenças entre os topos das vertentes da margem esquerda em relação às da margem direita. De modo geral, os topos dos divisores de água são nivelados à 1000m de altitude, com variações frequentes entre 1150m e 900m, sendo que as da margem direita são relativamente mais elevadas em 100m, aproximadamente, quando comparadas com as da margem esquerda. Nos terços superior e médio os interflúvios ainda podem apresentar variações significativas. Naqueles localizados na margem esquerda, ocorrem picos de 1150 a 1200, sobretudo na região de Noroeste da BHRB; enquanto na margem direita ocorrem constantes cumes acima 1400m, atingindo altitudes de até 1600m excepcionalmente, nas cabeceiras do rio Capivari localizadas na Serra da Graciosa, região sul da BHRB.

Em direção ao terço inferior, os interflúvios de ambos os lados reduzem gradativamente suas altitudes. Os divisores de água da margem esquerda seguem os topos da serra de Paranapiacaba até a região do município de Embu-Guaçu e Juquitiba, no Norte-Nordeste da BHRB, a partir de onde descendem significativamente para cotas altimétricas de 800m na Serra do Mar nos limites dos municípios de Itanhaém e Peruíbe e reduzem-se a 700m, aproximadamente, nas morrarias de São Lourencinho e Pedro de Toledo. Os divisores de água da margem direita, após a Serra da Graciosa no sentido da jusante da BHRB, reduzem-se a 1000m na Serra da Virgem Maria e passam a descender até atingir 700m nas cabeceiras do rio do Turvo, a partir de onde segue por cumes de serras isoladas do Baixo Ribeira de Iguape localizados no município de Iguape, como a Serra do Itapitanguí, Serra do Miguel e Serra do Pariqueira-Mirim, nas quais as cotas dos cumes raramente superam 600m de altitude.

A bacia hidrográfica do rio Ribeira de Iguape desde suas cabeceiras até o setor ESB possui formato alongado, com comprimento máximo de 214km e largura maior de 120km, resultando em uma razão

comprimento/largura de 1,78km/km. O formato alongado é corroborado por índice de circularidade igual a 0,288 (15289/53066). Em bacias hidrográficas com tendência de forma alongada, as precipitações e, conseqüentemente, o escoamento resultante ocorrem, majoritariamente, de forma concentrada em um ou outro ponto do sistema hidrográfico. Raramente um evento de precipitação ocorrerá em toda área de contribuição ao mesmo tempo, isso contribui para distribuição espacial das chuvas e menor concentração do escoamento.

O setor ESB está localizado no início do terço inferior do rio Ribeira de Iguape, distante em, aproximadamente, 100km de sua foz no Oceano Atlântico. A área configura-se como uma depressão absoluta produzida por abatimento de bloco relativo ao Gráben de Sete Barras, conforme descrito na caracterização regional da área de estudo.

Na área de estudo e seu entorno podem ser distinguidos três níveis altimétrico (Figura 46): acima de 125m, entre 125 e 40m, e abaixo de 40m. O nível mais elevado, acima de 125m, compreende as serras que flanqueiam ambos os lados do vale do rio Ribeira de Iguape no terço inferior. No trecho sul é formado pelas serras contíguas do Cruzeiro, mais próxima à Eldorado, e Serra do Votupoca, mais próxima à Sete Barras e Registro. Este conjunto de serras estende-se na direção preferencial SW-NE, orientada pela direção geral de cisalhamento regional. A altitude média é de 175m e os cumes mais elevados nivelam-se entre 275 e 350m de altitude. Dissecção importante é revelada em vales com desníveis de até 200m. Nestas serras as declividades são predominantemente elevadas e variam entre 25 e 40°, frequentemente superando os 45°. As Serras do Cruzeiro e Votupoca são sustentadas por litologia cristalina formadas, respectivamente, por paragnaisses, biotita gnaisses, e por sienito, biotita monzogranito.

Nas vertentes da margem norte, os níveis mais elevados são formados pela Serra do Abobral (contigua à Serra do Taquari, localizada à oeste do setor ESB, em direção ao município de Iporanga) e Serra das Laranjeiras, a primeira localizada no município de Eldorado, e dá nome também ao córrego do Abobral, e a segunda localizada próximo à área urbana da cidade de Sete Barras, à nordeste do setor ESB. A Serra do Abobral se estende na direção preferencial SE-NW, perpendicular ao cisalhamento regional, partindo de morros de 200m de altitude próximo ao setor ESB, e atingindo até 550m de altitude nos cumes mais elevados. Fortemente dissecados pelas cabeceiras dos afluentes dos córregos do Abobral e rio Xiririca, apresentando vale com desníveis de até 300m de profundidade. Os níveis elevados compreendidos por esta serra articulam-se aos esporões da Escarpa de Serra de Paranapiacaba, à norte da área de estudo, ascendendo, gradualmente, os níveis dos topos de interflúvios à mais de 1500m de altitude. A serra das Laranjeiras estende-se na direção preferencial oeste-leste e está alinhada com complexo de morro e morrotes abatidos do sopé da Serra da Boa Vista e da Serra de Juquiá-Guaçu, fortemente dissecados pelas cabeceiras dos tributários dos rios Etá, Quilombo e Juquiá. Trata-se de um conjunto serrano relativamente baixo em comparação com a escarpa da Serra de Paranapiacaba. O topo dos interflúvios nivela-se a 200m e os cumes mais elevados atingem 260m. Há um importante nível de dissecção fluvial que promove incisão de vale com até 150m de desnível. As declividades mais elevadas concentram-se nas médias e altas vertentes, onde predominam inclinações entre 20 e 35°, frequentemente superando 45° nos grotões côncavos das cabeceiras de drenagem. A Serra do Abobral é sustentada por batólitos ígneos de granito e quartzo sienito associados a diques de orientação SE-NW. A Serra das Laranjeiras, por sua vez, é sustentada por monzogranito associado a falhas articuladas à Zona de Cisalhamento Cubatão.

A faixa altimétrica intermediária (40 e 125m) abrange os morros e colinas que perfazem a maior parte dos interflúvios dos tributários do rio Ribeira de Iguape no setor ESB e entorno. Os morros possuem cumes nivelados a, aproximadamente, 75m, apresentam forma convexa a fortemente

convexa, com topos relativamente aplainados de declividade média na faixa de 15 a 10°, frequentemente abaixo dos 5°. A convexidade é marcada por rupturas convexas de relevo ocorrendo no terço superior desses morros onde ocorrem declividade na faixa de 20 a 25°, transitando de topo aplainado à vertente inclinada com declividades de até 30°. Os interflúvios são relativamente pequenos com média de 300m de largura, raramente superando 500m, associados à notável grau de dissecação indicado por profundidade dos vales na ordem de 40m. Tal característica também expressa pelo padrão de drenagem dendrítico que aí se instala. Estes setores muitas vezes se conectam às Serras dos arredores e integram interflúvios dos afluentes de menor ordem do Ribeira de Iguape. Na margem direita do rio Ribeira de Iguape, os morros tendem a ser ligeiramente mais elevados em relação aos da margem esquerda, na ordem de 10 a 15m, com cumes nivelados entre 80 e 90m, e picos mais elevados superando os 100m de altitude. Estes morros se conectam à Serra do Cruzeiro por linhas cumeadas que se elevam gradativamente. Na margem esquerda do rio Ribeira de Iguape, os morros, também fortemente convexizados, nivelam-se entre 60 e 65m de altitude, e seus topos raramente atingem valores maiores que 80m. Com isso, o índice de dissecação é inferior em relação à margem oposta, apresentando valores médios de 20 a 30m de profundidade, ampliando-se, ligeiramente, nas proximidades dos afluentes de maior ordem hierárquica, como o rio Etá, onde os vales podem apresentar até 50m de profundidade. As diferenças morfométricas e morfológicas, sobretudo relativas às altitudes dos topos podem ser parcialmente explicadas pela diferença litológica. Em ambas predominam rochas metamórficas, porém os morros da margem direita são sustentados por litologias ígneo-metamórficas com gnaiss, biotita e diorito, predominantemente, associadas à granitoides sincolisionais; enquanto os morros da margem esquerda, são sustentados metapelitos da Sequência da Serra das Andorinhas e Terreno Embu, formados por Xistos e Filitos, predominantemente.

As colinas alongadas restringem-se aos interflúvios adjacentes ao setor ESB, e correspondem a interflúvios de sistemas hidrográficos de baixa ordem (1ª a 2ª ordem segundo classificação de Strahler) em ambos os flancos do vale. Localizam-se predominantemente no município de Eldorado, sendo os exemplares mais significativos aqueles localizados justamente onde estão assentados os núcleos urbanos de Eldorado e Sete Barras. Embora alongados, os interflúvios são relativamente estreitos e obedecem à faixa de largura dos morros circundantes, na ordem de 300m, raramente atingindo 500m. Seus topos nivelam-se a 40m de altitude (raramente atingem 35m), e, casos excepcionais, superam 45m, apresentam declividade baixas, com vertentes na ordem de 15° e topos aplainados com declividades frequentemente inferiores à 5°. A transição entre vertente e topo ocorre como mudança de declividade onde usualmente estabelecem-se convexidades salientes. Com isso, a dissecação é baixa com vales de profundidades entre 15 e 20m de desnível. Estas colinas alongadas são sustentadas, predominantemente por cascalheiras heterométricas da Formação Eldorado, de origem Plio-Pleistocena, mapeados no esboço geomorfológico como Terraços Altos.

A faixa altimétrica mais baixa (<40m) corresponde ao fundo de vale do rio Ribeira de Iguape e seus afluentes, abrangendo a planície fluvial e compartimentos (bacias de inundação, diques fluviais, meandros abandonados, níveis de terraços baixos) que são detalhados no esboço geomorfológico 1:50.000 do setor ESB. Trata-se de um sistema fluvial com planície aluvial alongada, de, aproximadamente 25km de extensão, direção preferencial SW-NE, conforme direção de Cisalhamento Regional, que compreende a área de preenchimento do Gráben de Sete Barras. Em escala de menor detalhe (1:80.000), a altitude no fundo de vale varia de 25m, aproximadamente, nos arredores da área urbana de Eldorado e dos bairros Bananal, Caiacanga e Ilha rasa, diminuindo progressivamente conforme direciona-se à jusante, atingindo valores abaixo de 15m nas proximidades da área urbana de Sete Barras e bairros Conchal Preto, Conchal Branco e Etá. Há variações altimétricas e topográficas

internamente à planície fluvial que são consideradas na descrição do esboço geomorfológico. No entanto, antecipa-se que o trecho do fundo de vale compreendido no setor ESB estudado apresenta dois trechos significativamente distintos entre si, um a montante e outro a jusante do bairro do Votupoca, localizado no ponto médio entre os extremos do setor ESB, onde estão as pontes dos municípios de Eldorado e de Sete Barras. Esta diferenciação é marcada por alguns atributos morfométricos como a largura da planície, a qual pode abranger até 1km no trecho de montante, definindo um fundo de vale plano restrito; alargando-se a mais de 6km nos bairros de Conchal Preto e Conchal Branco. Esta variação é acompanhada de outros atributos morfométricos e da presença de diferentes tipos de sistemas morfológicos entre os dois trechos que são descritos no esboço geomorfológico 1:50.000, que podem expressar controle lito-estrutural (ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2006). De modo geral, ao longo de todo o trecho, nessa faixa altimétrica, as declividades são predominantemente inferiores à 1°, em que se excetuam os contatos entre compartimentos marcados por rupturas de declividades com inclinação entre 10 e 20°.

O esboço morfológico 1:50.000 do setor ESB consta nas Figura 47 e Figura 48, e sua legenda expandida no Quadro 5.

Coordenadas Geográficas - GCS
Datum horizontal: Sirgas 2000
Fonte: Instituto Geográfico e Cartográfico (2015),
Emplasa (2010)

Figura 46. Altitude (m) da área estudada e entorno.

Figura 47. Esboço geomorfológico fluvial da planície do Rio Ribeira de Iguaçu no setor ESB (SP). Articulação 1 – Eldorado.

Figura 48. Esboço geomorfológico fluvial da planície do Rio Ribeira de Iguape no setor ESB (SP). Articulação 2 – Sete Barras.

Quadro 5. Legenda do Esboço Geomorfológico da planície fluvial do setor ESB.

Sistemas hidromorfológicos e compartimentos.		Definição/Morfografia/Morfometria	Materiais superficiais predominantes	Processos hidromorfodinâmicos predominantes	Processos morfogenéticos e cronologia
Canal fluvial ativo e Barras	Canal fluvial meândrico	Canal fluvial ativo de padrão fluvial meândrico de curso único. Largura média = 200m. Largura mínima = 100m (ponte de Eldorado) Largura máxima = 300m (bairro Conchal Branco). Índice de sinuosidade variável: À montante do bairro do Votupoca = 1,12m/m; À jusante do bairro do Votupoca =2,25m/m. Declividade também variável: À montante do bairro do Votupoca = 0.00035m/m À jusante do bairro do Votupoca = 0,0002m/m. Profundidades na ordem de 3 a 6m. Máximo de 10m em setores erosivos (margens côncavas). Raio hidráulico variável: 2,2 (próximo à Eldorado) a 2,9 (próximo à Sete Barras)	Carga em suspensão predominante (silte e argila). Ausência de areia fina. Há aumento da carga sólida e turbidez na estação chuvosa (outubro a março). Há redução da carga sólida durante a estiagem (abril a setembro). Neste período ocorre a maior parte de deposição de areias e cascalhos no fundo e em barras laterais e centrais. Carga de fundo: areia grossa e média predominante (55% do total), com grânulos e seixos (>7% do total).	Nível de água variável ao longo do ano, com ascensão no verão e diminuição no inverno. Variação média anual de 5,5m dos níveis d’água (em Eldorado, estação fluviométrica 5F-001 (DAEE, 2018)). Variações máximas anuais >10m em anos excepcionais (12,47m em 1997 em Eldorado, estação fluviométrica 5F-001). Variação das vazões médias mensais de 400m³/s (em Janeiro) a 210m³/s (agosto). Período de vazante de abril à setembro (cotas <15m, cota de vazante). Período de cheia de outubro à março (cotas médias >16,5m). Extravazamentos anuais (Q>2500m³/s em Eldorado, estação 5F-001), durante o período chuvoso. Submergem <i>backswamps</i> , paleocanais e trecho da planície de inundação mais próxima ao canal, sobretudo das margens convexas dos meandros. Velocidade de fluxo na vazante <0,7m/s. Fluxo subcrítico predominante (Froude < 1). Em condições de inundação, velocidades de fluxo no canal >2m/s. Transporte de sedimento predominantes por suspensão (argilas e siltes). Transporte de fundo predominante de areias finas a grossas por arraste, rolamento e saltação. Sob fluxos de vazante, ocorre erosão de siltes grossos a areias médias do leito, e deposição de areias grossas e cascalhos. Em condições de inundação, nos locais da planície mais próximos ao canal (velocidades ≈1,2m/s), a erosão é predominante nas faixa granulométrica de argilas a cascalhos. Nos locais mais afastados do canal fluvial (velocidades <0.2m/s), ocorre transporte argilas, siltes e areias muito finas por suspensão, e baixíssimo potencial erosivo.	Canal encaixado na direção de cisalhamento regional (Zona de Cisalhamento Cubatão do Cinturão do Ribeira) comandado localmente pela Falha de Lancinha e Alinhamento Guapiara, definindo direção geral do canal principal SW-NE, e direção secundária perpendicular (SE-NW) para alguns afluentes devido à presença de diques máficos. Área de transição do Gráben de Sete Barras, com a definição de um setor mais fortemente controlados pela estrutura geológica à montante do bairro do Votupoca, e outro menos controlado à jusante deste bairro. A diferença de ação tectônica reflete no menor índice de sinuosidade à montante e meandros estruturais (ângulos retos e variações abruptas de direção); enquanto à jusante o desenvolvimento senoidal das alças meândricas indica diminuição desta ação.
	Ilha fluvial	Ilha fluvial acompanhando o canal principal. Área do exemplar de maior dimensão = 36000m². Ocorrem exclusivamente à montante do bairro do Votupoca. Comprimento variando entre 100 e 580m, e larguras entre 25 e 112m. Razão média entre comprimento e largura na ordem de 0,4. Altitude média 17m, com altura de até 2m sobre o nível médio das vazões de vazante (15m). Apresenta rampa alongada de baixa declividade com sedimentos inconsolidados, na sua porção montante da ilha.	Argilo-arenoso. Podem variar de franco arenoso à argilo-arenoso em função da posição dentro da ilha. Usualmente ocorrem seixos e cascalhos na porção montante da ilha. Estrutura sedimentar finamente laminada plana, podendo ocorrer marcas onduladas e <i>ripples</i> . Fácies mineralógicas predominantes. Há fixação de vegetação arbóreas em todos os exemplares.	Durante cheias ou inundações (velocidade de fluxo >1,2m/s) há erosão e transporte de sedimentos características de leito de canal, por saltação, arraste e rolamento de areias e cascalhos. Elaboração de estruturas sedimentares com marcas erosivas (odulações e ripples). Permanecem 92% do tempo emerso. A fixação da vegetação garante estabilidade aos processos erosivos fluviais, aumentando a resiliência do sistema.	Essas morfologias são elaboradas e evoluem em função de processos relativos aos fluxos de canais, sobretudo pelo transporte de leito, decorrendo em estruturas de tração. Constituem-se de depósitos Holocênicos muito recentes.
	Barras	Central	Arenoso. Compõem-se de areia fina a grossa recoberta por seixos rolados e alongados, de petrografia diversa, podendo conter menor proporção de argila e silte (<1%). Não há fixação de vegetação.	Durante cheias ou inundações (velocidade de fluxo >1,2m/s) há erosão e transporte de sedimentos características de leito de canal, por saltação, arraste e rolamento de areias e cascalhos. Elaboração de estruturas sedimentares com marcas erosivas (odulações e ripples). Permanecem 70% do tempo emerso. A ausência de vegetação implica elevado potencial morfodinâmico.	Essas morfologias são elaboradas e evoluem em função de processos relativos aos fluxos de canais, sobretudo pelo transporte de leito, decorrendo em estruturas de tração. A ausência de vegetação nas barras arenosas definem desenvolvimento incipiente desta forma, podendo evoluir à ilha fluvial ou erodir-se e tornar-se um banco subaquático. Constituem-se de depósitos Holocênicos muito recentes.
		Lateral	Arenoso. Compõem-se de areia fina a grossa bem selecionada recoberta por seixos rolados e alongados, de petrografia diversa, podendo conter menor proporção de argila e silte (<1%). Sua arquitetura deposicional tende a apresentar granodescrecia ascendente e ser uma das principais organizações faciologicas que compõem os pacotes de planícies fluviais meandricas. Raramente pode apresentar vegetação arbustiva.	Transporte e deposição de sedimentos durante eventos de cheias ou inundações, promovendo transporte e erosão características de leito de canal tipicamente relacionadas ao fluxo helicoidal, em períodos de cheia ou inundação. As barras arenosas são intensamente dinâmicas. A mobilidade destas formas é explicada tanto pelo fluxo helicoidal quanto pela carga sólida predominante, e se revela nas tendências de progradação dos braços. São setores bem drenados do ponto de vista hidrológico, apesar de sua proximidade ao fluxo fluvial.	Essas morfologias são elaboradas e evoluem em função de processos relativos aos fluxos de canais, pelo transporte de leito do canal, definindo estruturas sedimentares de tração. Uma das principais morfologias relativa à tendência de migração lateral. As tendências atuais de progradação observados nas dispersão dos materiais das barras indicam tendências evolução por expansão e rotação das alças. Sistemas morfológicos Holocênicos.

Sistemas hidromorfológicos e compartimentos.			Definição/Morfografia/Morfometria	Materiais superficiais predominantes	Processos hidromorfodinâmicos predominantes	Processos morfogenéticos e cronologia
	Margem	Margem erosiva	Ocorre em ambas margens do canal principal e afluentes, concentrando-se em margens côncavas (jusante do bairro do Votupoca). Amplitudes topográficas >6m sobre o nível da água médio de vazante (15m). Declividades subverticais (≈75°) junto a depósitos de recalque. Comprimentos variáveis <2,5km.	Argilo-arenoso. Compõem-se dos sedimentos que formam a planície de inundação. Podem expor pacotes de acumulação característica de migração lateral ou, em casos particulares, de diques marginais ou preenchimento de meandros abandonados totalmente colmatados.	Estas margens sofrem transbordamento durante eventos de inundação de alta magnitude. As margens do canal apresentam processos erosivos na base por ação mecânica do fluxo. Concentram-se nas margens côncavas dos meandros onde a margem é abatida por recalque. Podem ocorrer quedas de sedimentos e árvores.	Decorrem da atuação majoritária de processo erosivo associado a dinâmica de escavação fluvial do sistema atual. Essa erosão remove os materiais de sustentação por meio do trabalho mecânico de arraste promovido pelo componente centrífuga e vertical do fluxo helicoidal, sendo intensificado em eventos de cheia e inundação. A desestabilização gera recalque e abatimento de partes das margens, que podem ser transportadas à jusante ou permanecer e se estabilizar no local. Trata-se de uma das principais morfologias relativa à tendência de migração lateral. Sistemas morfológicos Holocênicos, muito recentes. Provavelmente desenvolvidos nos últimos 50 anos.
Planície fluvial	Planície de inundação	P.F.I. 1*	Áreas aplanadas. Declividades <4°, adjacentes aos canais fluviais, do Ribeira de Iguape e afluentes. Ocorrência predominante no trecho a montante do bairro do Votupoca. Forma alongada, que se estendem longitudinalmente (eixo SW-NE). Desnível <1m acima do nível médio de vazante (15m). Altitude média de 22m a 16m, dependendo da posição no perfil longitudinal. Largura variável entre 100 e 200m.	Argilo-arenoso.	Transporte e deposição de sedimentos durante eventos de cheias ou inundações de baixa e média magnitude, promovendo transporte e erosão características de leito de canal, em geral com fluxo fluvial efetivo capaz de transportar por saltação, arraste e rolamento, frações de granulometria grosseira, até cascalhos. Processos erosivos por ação mecânico de fluxo fluvial podem ocorrer devido à instalação de drenagem no contato côncavo entre este compartimento e a unidade de planície adjacente. Sistema morfológico em geral mal drenado, com intensa redução química dos pacotes sedimentares.	Essas morfologias são elaboradas e evoluem em função de processos relativos aos fluxos de canais, pelo transporte de leito do canal, definindo estruturas sedimentares de tração. Embora não esteja claro a tendência de evolução destas formas, em alguns exemplares, há indícios de que tenham se formado pela anexação de barras centrais (ilhas fluviais e bancos arenosos) à planície, em função da migração lateral do canal. Sistemas morfológicos Holocênicos.
		P.F.I. 2	Áreas aplanadas. Declividades <4°, adjacentes aos canais fluviais, do Ribeira de Iguape e afluentes. Estendem-se longitudinalmente no eixo SW-NE. Desnível frequente <2m acima do nível de vazante. Altitude média de 17m. Gradiente altitudinal de 17m entre Eldorado (28m) e Sete Barras (11m). Declividade média linear de ≈0,0004m/m. Largura com distribuição irregular: entre 300 e 1000m à montante do bairro do Votupoca, e >2000m à jusante deste bairro, superando 6000m próximo a Sete Barras. Limite côncavo no contato com vertentes e terraços.	Argilo-siltoso. A estrutura sedimentar refere-se ao modelo faciológico de depósitos de migração lateral do canal principal. Porém, os muitos sistemas deposicionais na planície definem, tanto em profundidade quanto horizontalmente, arranjo heterogêneo das camadas de deposição. As camadas de acreção mais superficiais tendem a ser de espessura milimétrica a centimétrica, e podem ser notadas por sutis diferenças granulométricas entre silte a areia grossa e, pontualmente, seixos.	Transporte e deposição de sedimentos durante eventos de cheias ou inundações de baixa a alta magnitude magnitude, dependendo do trecho considerado, promovendo transporte e deposição típicas de inundação; com fluxo fluvial efetivo nas valas, cursos fluviais menores, depressões; e fluxo de baixa energia nas bacias de sedimentação. Processos erosivos por ação mecânico de fluxo fluvial podem ocorrer nas áreas deprimidas e descontinuidades morfológicas. Ampla variação da capacidade de drenagem e condição de saturação, implicando, igualmente, variabilidade espacial dos processos de intemperismo geoquímico relacionado à hidromorfia.	Essas morfologias são elaboradas e evoluem em função de processos de migração lateral de canais fluviais e pelos processos de inundação. Sistemas morfológicos Holocênicos.
	Dique marginal		Proeminências nas margens plenas do canal atual ou antigo. Longitudinalmente descontínuos e intersectados por tributários de baixa ordem do Ribeira de Iguape, que descaracterizam sua continuidade topográfica. Concentram-se à montante do bairro do Votupoca. Forma estreita alongada e retilínea. Altura variável ao longo da forma, com gradiente de até 1,5m entre extremos de montante e jusante. Amplitudes médias de 7 a 8m acima do nível de vazante (15m). Elevação máxima nas proximidades do canal principal, com declividades de ≈30°. Reverso com declividade ≈4° em direção às bacias de inundação. A crista do dique pode atingir 2m acima da planície adjacente. Os mais longos exemplares apresentam 3000m de extensão e os menores 200m.	Arenoso. Franco arenosos em camadas espessas podendo conter lentes de argila e silte. Podem apresentar vegetação ciliar arbórea, ainda que, a maior dos exemplares estejam recobertas por cultivo perene.	Sofrem transbordamento das águas do canal principal sob eventos de inundação de média magnitude (2500m³/s). A dinâmica atual indica processos erosivos relativos à tributários de pequena ordem responsáveis por dissecação dos diques marginais, e processos deposicionais no período de inundações. O balanço sedimentar nestas morfologias tende a ser positivo. Em geral, tendem a ser sistemas mais bem drenados.	Originam-se pela deposição de sedimentos arenosos ou areno-argilosos durante processos de inundação, particularmente na fase de transbordamento, com deposição de frações texturais mais grosseiras próximo às margens plenas do canal, indicando ação de fluxo efetivo na sua formação. O nível de descaracterização por canais secundários indica pós instalação destes cursos fluviais de menor ordem. Este fator associado à não ocorrência de diques no setor de jusante, indica que os processos formacionais relativos à fase de transbordamento das inundações ocorrem predominantemente pelas descontinuidades morfológicas das margens e planícies, ocupando canais e áreas deprimidas, e não tão intensamente pela sobreposição das margens plenas. Sistemas morfológicos Holocênicos.
	Cordão marginal convexo		Formas alongadas, proeminentes e dispostas subparalelas às margens convexas do canal ou de paleomeandros. Altura variável, normalmente <1,5m sobre a depressão entre cordões. Concentram-se à jusante do bairro do Votupoca, onde o índice de sinuosidade é maior. Comprimento de até 1500m. Larguras variáveis de 15 a 20m. À montante do bairro do Votupoca são mais curtos (430 a 1050m), com espessuras <20m.	Argilo-arenoso. Nas depressões entre cordões arenosos podem se instalar ambientes lacustres temporários com decantação lântica formando lentes de deposição de argilas e siltes.	Sofrem transbordamento das águas do canal principal sob eventos de inundação de média a alta magnitude (2750m³/s). As cristas dos cordões marginais tendem a ser melhor drenadas, enquanto as depressões acumulam os excedentes hídricos podendo formas pequenos alagados temporários após a ocorrência do evento. A dinâmica atual indica processos erosivos relativos à tributários de pequena ordem os quais, assim como nos diques, são responsáveis por dissecação dos cordões marginais e sua interrupção lateral. Há também ocorrência processos deposicionais no período de inundações. Nestes casos é comum que as águas excedentes ocupem primeiramente as depressões depositando preferencialmente nestes setores. Com isso, há tendência à diminuição da amplitude entre crista do cordão e fundo.	São formados pela migração lateral do canal fluvial meândricos e identificam eventos de pulsos de migração, e por isso são frequentes e notórios no trecho de jusante do bairro do Votupoca. A sucessão e espessura dos cordões marginais convexas se relacionam à ao número de eventos de migração e à velocidade, sendo que quanto mais grosso maior o tempo de acumulação e menos veloz a migração. Em algumas depressões entre cordões, houve rebaixamento topográfico com abertura de valas para intensificar a drenagem de áreas alagadas na planície. Sistemas morfológicos Holocênicos.
	Meandro abandonado Colmatagem nível 1 (Oxbow lake)		Sistema flúvio-lacustre de meandros abandonados. Largura: maiores na porção mediana nos meandros abandonados, e menores nas proximais e distais. Profundidade: máxima amplitude na porção mediana do meandro abandonado. Colmatagem nível 1 (espelho d'água em superfície) as profundidades máximas são de até 6m. Área: dimensões máximas de ≈99.500m².	Argilo-arenoso. Depósito flúvio-lacustre argilo-arenoso inconsolidado. Formam-se plumas de sedimentação.	Apresentam dupla funcionalidade: como ambiente lacustre (mais constante) e como canal fluvial (temporário). O processo de colmatagem é predominante (balanço sedimentar positivo), com deposição de areia (e outras frações mais grosseiras) quando se instala ambiente fluvial em condições de inundação; e de argilas e siltes em situação de vazante quando se instala ambiente lacustre. Funcionam como armadilhas de sedimentos.	Relacionam-se à processos de migração lateral e “recém” abandono por corte de pedúnculo. Não há indicativos de ocorrência de processos de avulsão. A taxa de colmatagem é variável no tempo e no espaço. Os níveis de colmatagem 1 tendem a ocorrer nos paleomeandros mais próximos ao canal atual, indicando que foram abandonados a menos tempo. Evoluem no sentido de se colmatarem até o preenchimento máximo. Sistemas morfológicos Holocênicos.

Sistemas hidromorfológicos e compartimentos.		Definição/Morfografia/Morfometria	Materiais superficiais predominantes	Processos hidromorfodinâmicos predominantes	Processos morfogenéticos e cronologia
	Meandro abandonado Colmatagem nível 2 (Lâmina d’água rasa com fixação de macrófitas. Constantemente inundado)	Sistema flúvio-lacustre no interior de meandros abandonados. Podem ocorrer isoladamente, mas, habitualmente, associam-se a lagos (Colmatagem nível 1) na interface com sistema emerso (Colmatagem nível 3). Tendem a se concentrar na porção mediana do meandro abandonado. Larguras variáveis dependente das dimensões do paleocanal. Profundidades variáveis <0,5m, de acordo com chuvas antecedentes. Área: dimensão máxima de ≈60.500m².	Argila. Depósito flúvio-lacustre argilo-arenoso inconsolidado, onde não se nota as plumas de sedimentos devido a rasa profundidade do espelho d’água. Ocorrem abundância de vegetação macrófita e a fixação de algumas espécies vegetais hidrófilas (taboas, rabo de burro, etc.).	Apresentam dupla funcionalidade: como ambiente lacustre (mais constante) e como canal fluvial (temporário). O processo de colmatagem é predominante (balanço sedimentar positivo), com deposição de areia (e outras frações mais grosseiras) quando se instala ambiente fluvial em condições de inundação; e de argilas e siltes em situação de vazante quando se instala ambiente lacustre. A profundidade menor facilita o aquecimento das águas e a proliferação de algas, bem como a fixação na superfície de sedimentação lamosa e arenosa que tende a se instalar no fundo destes sistemas.Funcionam como armadilhas de sedimentos.	Relacionam-se à processos de migração lateral e abandono por corte de pedúnculo. Não há indicativos de ocorrência de processos de avulsão. A taxa de colmatagem é variável no tempo e no espaço. Estágio final de colmatção do meandro abandonado, porém ainda definindo sistema saturados. Associam-se aos lagos instalados nestes canais (Colmatagem nível 1) na interface com sistema emerso (Colmatagem nível 3). Evoluem no sentido de finalizar o processo de colmatção até a constituição de sistema constantemente emerso, sem instalação de ambiente lacustre. Sistemas morfológicos Holocênicos.
	Meandro abandonado Colmatagem nível 3 (ocasionalmente inundado)	Sistema emerso de meandros abandonados. Meandros abandonados se concentram a jusante do bairro do Votupoca, sobretudo na margem direita. Forma alongada e curva, caracteristicamente senoidal, excetuando-se paleocanais alongados e menos arqueados adjacentes à vertente. Formas deprimidas em relação à planície com desníveis variáveis, com profundidades de 1,5m a 4m. Os meandros abandonados ocupam 5% da planície fluvial. Apresentam grau de arqueamento semelhante às alças do canal fluvial ativo, extensões entre ≈4km e ≈1,4km, e larguras entre 130 e 170m. Abrigam os níveis de Colmatagem 1 e 2.	Argilo-arenoso. Compreende todo pacote de preenchimento do meandro abandonado, que tende a apresentar granodecrescencia ascendente, variando de pacotes grosseiros de fundo de canal na base que marcam o momento do abandono, camadas intercaladas de sedimentos arenosos a siltosos e lentes argilosas, que denotam as fases intermediárias de abandono e registram os principais eventos de inundação ou cheia responsáveis pelo aporte de material sedirmentar; e camadas de argilas e siltes (e raramente lentes arenosas), normlamente pedogeneizados, fortemente bioturbados, oxidados e modificados pela ação de fatores biológicos e subaéreos.	Sofrem transbordamento das águas do canal principal sob eventos de inundação de média a alta magnitude. Nestes eventos tendem a se reconectar hidrodinamicamente ao canal principal, passando a funcionar como sistema fluvial. Após o final dos eventos, tendem a drenar as águas excedentes formando, temporariamente, um alagado na porção mais deprimida do sistema.	Relacionam-se à processos de migração lateral e abandono por corte de pedúnculo. Configuram-se como alças meândricas desativadas do curso fluvial pré-existente. Não há indicativos de ocorrência de processos de avulsão. A taxa de colmatagem é variável no tempo e no espaço. Estágio de colmatção concluída e instalação de processos de agradação em ambiente constantemente emerso. Sistemas morfológicos Holocênicos.
	Bacia de decantação (<i>backswamps</i>)	Superfície aplainada (<2° de declividade) e suavemente rebaixada em até 1m em relação ao nível da planície. Localizam-se, preferencialmente, na retaguarda da planície, no contato com terraços ou interflúvio, apresentando formato irregular. Áreas: maiores compartimentos com 1.014.574m² (bairros da Primeira Ilha, Votupoca e Conchal Preto) e menores com 25.000m². Distribuem-se ao longo de todo setor ESB.	Argila. Espessos pacotes argilosos oriundos de decantação lenta. A saturaçã constante e má drenagem faz com se instalem vegetações higrófilas.	Predomínio de processos de deposição de argilas e silte. São inundados por eventos de média e alta magnitude. As águas excedentes estão hidraulicamente conectadas às bacias de sedimentação por meio de caminhos preferenciais na planície. Ao atingirem esses compartimentos expandem-se e perdem energia cinética definindo sistemas lacustres temporais. Áreas de concentração de fluxo e má drenagem, onde podem depositar camadas orgânicas e se desenvolver turfas.	Essas morfologias são elaboradas e evoluem em função de processos próprios de formação da planície, particularmente relacionados às tendências de deposição que nela ocorrem, dentre as quais a distribuição lateral da sedimentação por fluxos em processo de inundação. Por configurarem-se ambientes de baixa energia, a sedimentação é marcada por decantação que formam estruturas sedimentares homogêneas, argilosas e orgânicas. Constituem-se de depósitos Holocênicos recentes.
	Terraço	Baixo Nível 1	Superfícies aplainadas. Adjacentes à planície fluvial. Declividade entre 2 e 6°. Contato em mudanças ou rupturas côncavas com a planície. Ruptura côncava abrupta com interflúvio. Desníveis de ≈1,5m acima da planície de inundação nível 2. Altitude média entre 19 e 28m. Os compartimentos são espacialmente descontínuos. Área: maiores compartimentos com 721.000m². Concentram-se a montante do bairro do Votupoca.	Argilo-arenoso com seixos. Tendem a apresentar pacotes de 1 a 2m de material argilo-arenosos com areia fina, de estrutura homogênea, recobrimdo níveis de materiais grosseiro com granulometria entre seixos e calhaus.	Sofrem transbordamento por inundações de alta magnitude. Sistemas relativamente estáveis. Algumas unidades não apresentam evidências de intensos processos de erosão das bordas por fluxos secundários ou por fluxos de inundação. Outras, contudo, apresentam-se como unidades isoladas na planície de inundação devido à intensa dissecação por tributários do rio Ribeira de Iguape e por fluxos pluviais intensos. Tendem a ser sistemas bem drenados, apesar da proximidade, em alguns exemplares, do nível de água subterrânea, a menos de 1,5m da superfície.
Baixo Nível 2		Superfícies aplainadas. Adjacentes à planície fluvial. Declividade entre 4 e 8°. Contato em mudanças ou rupturas côncavas com a planície. Ruptura côncava abrupta com interflúvio, quando adjacente. Desníveis, em geral, de ≈5m acima da planície de inundação nível 2. Altitude média entre 20 e 31m. Compartimentos espacialmente descontínuos, dissecados e isolados entre si. Área: maiores compartimentos com 597.553m². Concentram-se no trecho intermediário do setor ESB, entre os bairros do Abobral e Votupoca.	Argilo-arenoso com seixos. Apresentam materiais Argilo-arenoso com seixos a argilosos, constituindo espessos pacotes homogêneos de textura argilosa predominante, e com desenvolvimento pedogenético incluindo delgado horizonte orgânico de superfície e horizonte B textural. Em algumas profundidades apresentam concentrações de areia fina em lentes de deposição típicas de ambientes deposicionais fluviais de baixa energia. Podem apresentar cascalhos e seixos subarredondados a subangulosos isolados, sem compor organização deposicional específica.	Sofrem transbordamento por inundações de muito alta magnitude. A descaracterização morfológica dos exemplares desse subsistema demonstra processos erosivos intensos em curso com desmantelamento destes níveis e ampla dissecação vertical por triburários do rio Ribeira de Iguape. A homogeneidade dos materiais que sustentam essas formas indicam a predominância de processos pedogenéticos.	Essas morfologias são elaboradas por ajuste do nível de base e instalação de novo nível erosivo e deposicional do sistema fluvial. O desnível relativamente elevado mantidos com a planície de inundação indica mudança do equilíbrio fluvial no Holoceno, com reentalhe sobre aluviões quaternárias, em velocidade mais ou menos rápida. A ausência, em princípio, de elementos litológicos que permitam a sustentação deste paleonível deposicional, sua formação deve-se, à priori, exclusivamente à dissecação fluvial intensa. Os pacotes argilo-arenosos e, às vezes, argilosos destes compartimentos indicam paleoambiente deposicional de baixa energia.

Sistemas hidromorfológicos e compartimentos.			Definição/Morfografia/Morfometria	Materiais superficiais predominantes	Processos hidromorfodinâmicos predominantes	Processos morfogenéticos e cronologia
		<div>Alto</div>	Superfícies aplainadas. Declividades de 6°. Localizam-se na retaguarda das planícies ou terraços baixos. Contato em ruptura côncava (>20°) com a planície. A partir deste contato em direção à vertente, podem apresentar diminuição de altitude. Desníveis >15m sobre planície nível 2, e de 20 a 35m acima do nível médio de vazante. Em algumas situações são tão elevados quanto os topos dos morros adjacentes.	Conglomerado (cascalheira). Formação Eldorado. Em muitos exemplares, foi observado níveis de lamitos fortemente bioturbados recobrindo as cascalheiras principais. Estes níveis podem ser frentes de intemperização dos materiais depositados ou ambientes de deposição de menor energia sincrônicos à elaboração da Formação Eldorado.	Não são atingidos por inundações atuais. Os processos denudacionais são predominantes, com pedogênese incipiente no topo dos materiais superficiais que sustentam estas formas. Processos de intemperismo químico são evidenciados por filmes de precipitação ferruginosa envolvendo os grãos de cascalhos, calhaus e matacões que integram a matriz grosseira; e pelo grau de meteorização de grãos quartzosos. Os limites de bordas escarpadas dos terraços altos podem constituir indicativos de processos erosivos em curso nas laterais destes sistemas morfológicos, promovidos por inundações de muito altas magnitudes.	Essas morfologias são elaboradas por ajuste do nível de base e instalação de novo nível erosivo e deposicional do sistema fluvial. Feições de tectônica atuante na elaboração, escalonamento e preservação destes compartimentos devido a marcas de falhas normais e ausência de exemplares a E e NE do alinhamento de Guapiara, segundo MELO, MARIO SERGIO DE (1990), são inicadores de que este alinhamento tenha atuado essencialmente na regulação do nível de base regional dos rios Ribeira e Jacupiranga ao longo do Holoceno. Materiais de origem Pleistocênicas. O sistema morfológico pode ter se formado entre o Pleistoceno e o Holoceno.
Sistema interfluvial	<div>Colinas e Morros</div>		Setores do sistema interfluvial demarcados por notáveis rupturas côncavas na base da vertente Declividades >25°. Fortemente convexizados, com topos relativamente aplainados (<8°). Podem ocorrer isolados na planície fluvial, quando sustentados por intrusão de batólito de granito.	Xistos e filitos (metamórficas de baixo grau de metamorfismo). Metapelitos da formação da Sequência da Serra das Andorinhas. Granitos, Dioritos, Sienitos, Gnaisse. Rochas cristalinas fortemente intemperizadas.	Processos de intemperismo químico com formação de solos e espessas frentes de pedogênese, com formação de Podzóis Vermelho-amarelo e Cambissolos álicos, dependendo da litologia. Denudação intensa com forte convexização das formas interfluviais.	Relevos residuais. Rochas metamórficas de baixo grau de metamorfismo (xistos e filitos). Formações metapelíticas da Sequência da Serra das Andorinhas (Terreno Apiai) de origem Neo-meso-Proterozóico, nos quais desenvolvem-se colinas alongadas. Rochas ígneas intrusivas com granitos, mzongranito, dioritos, sienitos e gnaisses de origem pré-cambriana que podem integrar unidades da Formação Turvo-Cajati. Nestes se desenvolvem morrotes convexizados isolados separados dos esporoes secundários das serras que circundam o setor ESB.

*P.F.I. – Planície Fluvial de Inundação.
Organizado por Yuri Veneziani.

b) Esboço geomorfológico do setor ESB (1:50.000)

As unidades morfológicas mapeadas no fundo de vale do Rio Ribeira de Iguape no setor ESB compreendem o conjunto de sistemas fluviais formado pelo sistema Canal Fluvial Ativo, Planície fluvial e Terraços fluviais, que abrangem uma área aproximada de 100km². O sistema canal de padrão meandrante inclui os subsistemas de barras formados por ilha fluvial, barras central e lateral, e margens erosivas. O sistema Planície fluvial inclui os subsistemas planície de inundação (em dois níveis altimétricos distintos), dique marginal, cordão marginal convexo, meandro abandonado (em três níveis de colmatagem/estágio de preenchimento), bacia de decantação e terraços fluviais. Os terraços fluviais foram classificados em terraços baixos (subdivididos em dois níveis altimétricos distintos) e terraços altos.

A planície fluvial meândrica do rio Ribeira de Iguape no setor ESB é composta por um canal meândrico único, com diferença de sinuosidade ao longo do perfil longitudinal. Conforme mencionado no subitem anterior e ilustrado pela largura da planície de inundação, a distribuição e as características dos sistemas da planície fluvial no setor ESB permite sua divisão entre dois trechos: um, a montante dos bairros do Votupoca e Ilharasa (de Eldorado ao Votupoca), e, outro, a jusante destes bairros (em direção à Sete Barras).

De modo geral, o canal fluvial principal do rio Ribeira de Iguape apresenta padrão meandrante, porém a sinuosidade é um dos aspectos de distinção entre os mencionados trecho: a montante, ao meandramento encaixado, com mudanças de direção do fluxo abruptas, com segmentos retilíneos entre alças. A jusante, o canal assume traçado tipicamente meandrante sinuoso, com alças senoidais e evidências de intensa migração lateral. Associado à mudança da sinuosidade do canal, a planície fluvial é significativamente mais estreita em comparação o trecho de jusante. Estas diferenças podem decorrer dos controles geológicos (ZANCOPE; PEREZ FILHO, 2006) realizados pela litologia e, sobretudo, pela tectônica relacionada ao Gráben de Sete Barras e ao Alinhamento Guapiara.

A seguir realiza-se a descrição dos morfológico-morfométrica e dos materiais superficiais para aqueles sistemas amostrados.

I. Canal Fluvial Ativo e Barras

i. Canal fluvial meândrico

Morfologia e Morfometria

O canal fluvial é de padrão meandrante, desenvolvendo alças amplas com diferentes características de sinuosidade entre os destacados trechos de montante e jusante no setor ESB. No contexto do fundo de vale, o canal principal tende a se localizar no centro da planície fluvial, ligeiramente deslocado à norte, mais próximo às vertentes da margem esquerda do vale, sobretudo no trecho de jusante do setor ESB.

Sua largura varia significativamente ao longo do perfil longitudinal assumindo valores de 120 a 150m, raramente superando os 200m. As seções com maiores larguras ocorrem preferencialmente no trecho de jusante, associadas às alças meândricas mais amplas. Por outro lado, os trechos de menores larguras ocorrem em parte mais retilíneas do canal no trecho de montante, ou, ainda, nos estrangulamentos realizados pela edificação das pontes que delimitam o setor ESB. Nestes locais as larguras do canal não superam os 100m.

Próximo à área urbana de Eldorado, na entrada do setor estudado, as margens plenas do canal principal apresentam cotas entre 21 e 23m de altitude, descendendo à faixa de 15 a 16m no bairro do Votupoca, e atingindo valores entre 12 e 13m no próximo à área urbana de Sete Barras, na saída da

área de estudo. Com isso, o desnível total médio do canal, assumindo-se as cotas das margens plenas, é na ordem de 7m, os quais, distribuídos em aproximadamente, 50km de extensão do canal principal mapeado, tem-se uma declividade média de 0,14m/km. Conforme pode-se constatar, a declividade no trecho de montante, entre Eldorado e o bairro do Votupoca, é ligeiramente maior, com média de $\approx 0,25\text{m/km}$, enquanto no trecho de jusante este gradiente é na ordem de $\approx 0,12\text{m/km}$.

Ao todo, a distância pelo fundo de vale no setor ESB equivale à 22,7km. A extensão do Ribeira de Iguape no trecho de estudo é igual a 49,6km, resultando em índice de sinuosidade médio de 2,18km/km para o setor ESB, considerado moderado (CHRISTOFOLETTI, 1981). A sinuosidade altera-se, significativamente, de montante a jusante (Figura 49). A montante ($\text{IdxS}=1,12\text{m/m}$) os meandros são irregulares, com mudanças abruptas de direção do fluxo e com trechos retilíneos de rio. A estreita planície fluvial, restringe a migração lateral e, conseqüentemente, a ocorrência de meandros abandonados e barras de acreção. A jusante ($\text{IdxS}=2,25\text{m/m}$) as alças meândricas possuem traçado senoidal, com taxa de mudança da direção do fluxo quase uniforme, denotando semiarcos e pedúnculos típicos de planícies meândricas.

Figura 49. Canal principal do trecho montante e jusante e respectivos Índices de Sinuosidade.

Organizado por Yuri Veneziani.

Os aspectos ressaltados, sobretudo do controle estrutural, apresentam-se, portanto, no canal principal, expressando-se, particularmente, em seu padrão de meandramento. A montante, as características gerais que condicionam planície confinada relacionam-se ao fundo do vale encaixado em falha. Neste setor, os indicativos de movimentação do canal por migração lateral restringem-se à presença de alguns cordões laterais com elevações inferiores a 1m, sendo limitada pelas vertentes e terraços elevados que definem a largura da planície. Neste trecho, ocorrem afloramentos dentro do rio, provavelmente atrelados a diques de diabásio que não foram observados no trecho de jusante, mas que reaparecem nas proximidades da cidade de Registro.

A profundidade média do canal é de 6m, atingindo, excepcionalmente, valores superiores a 10m nas proximidades de margens erosivas. No trecho de montante ocorrem pontos no canal principal onde processo erosivo intenso do leito forma depressões com profundidades frequentemente superiores à 8m³².

A profundidade e o formato da seção transversal no trecho montante é mais irregular dado seu traçado e os afloramentos, que produzem alterações abruptas de direção de fluxo. O trecho jusante apresenta seções transversais habituais para sistemas meândricos (Figura 50): aprofundamento da

³² Denominadas localmente como “poções”, muito utilizada para a pesca com rede.

calha na margem côncava e banco sedimentar na convexa, que produzem seções de tendência triangular. Na transição entre as curvaturas, normalmente se observa uma redução das profundidades e o desenvolvimento de seções de tendência retangular ou semicircular.

Figura 50. Seções transversais amostrais entre duas alças de meandros ativos no trecho jusante do setor ESB. Profundidades obtidas com ecobatímetro em projeto da UNESP/Registro e Fehidro em 2010.

Organizado por Yuri Veneziani.

Os tributários maiores no setor ESB, representados pelos córregos do Abobral, Rib. da 1ª Ilha e rio Etá, todos localizados na margem esquerda do canal principal, também apresentam padrão meandrante, com características de sinuosidade semelhantes às do canal principal do Ribeira de Iguape no trecho de jusante, e com marcas residuais de canais abandonados totalmente colmatados nos fundos de vales associados.

Carga de sedimentos

A cor do canal principal nas fotografias aéreas (utilizadas na fotointerpretação morfológica) é um indicativo das características do material de carga sólida. Sua interpretação indica que o predomínio do transporte sólido do Ribeira de Iguape no setor ESB abrange materiais em suspensão e dissolvidos, compostos de argilas e siltes. A carga de fundo é composta de materiais não coesos, predominantemente arenosos, sendo o maior volume relativo às frações areias muito grossa à média (Figura 51).

Figura 51. Distribuição granulométrica da carga de fundo próximo a Sete Barras.

Fonte: Mineração do Rio do Peixe e Pirâmide Extração e Comércio de Areia.

Organizado por Yuri Veneziani.

Estas características morfométricas e hidrogeométricas se exprimem na tensão cisalhante específica que se associa aos transportes de sedimentos e conformação do padrão fluvial e planície (NANSON; CROKE, 1992). Essa variável, descrita por esses autores, foi obtida para montante e jusante do rio, com base em XS próximas a Eldorado e Sete Barras, conforme:

$$\Omega = \gamma QS \dots \dots \dots \text{Equação 10}$$

$$W = \Omega/w \dots \dots \dots \text{Equação 11}$$

Onde Ω é a *gross stream power* (tensão cisalhante grosseira) dada por γ peso específico da água (9803 N/m³), Q vazão de cheia (1500m³/s) e S declividade do trecho em m/m. W é o *specific stream power*, dado pela divisão entre Ω e a largura w do canal na seção considerada

Adotando-se declividades aproximadas de 0.00035 e 0.0002m/m para montante e jusante, respectivamente, obteve-se 46,78 e 19,60 W/m², indicando maior estabilidade do leito, do traçado em planta e das formas fluviais no setor jusante. A disposição energética para transporte de sólidos e trabalho indicada pelos valores acima, é típica de rios meandantes (NANSON; CROKE, 1992).

ii. Barras

a) Barras centrais e Ilhas fluviais

Morfologia e morfometria

As barras centrais e ilhas fluviais são ambas barras longitudinais localizadas dentro do canal principal, abrangem áreas com até 36000m², e estão localizadas apenas no trecho de montante no setor ESB, ou seja, entre a área urbana de Eldorado e o bairro do Votupoca.

As ilhas fluviais apresentam comprimento entre 100 e 580m, e larguras entre 25 e 112m, que resultam na razão comprimento/largura na ordem de 0,4m/m. As barras centrais apresentam comprimento menor, raramente superando os 100m, e larguras na faixa de 24 a 30m, redundando na razão comprimento/largura de 0,4m/m.

No setor ESB constam duas barras centrais e cinco ilhas fluviais, todos localizados no trecho de montante (Figura 52). Em todas as ilhas, a parte frontal (montante) é constituída por bancos de areias e cascalhos que, em perspectiva em planta, formam ponta aguçada voltada contra o fluxo. O formato longilíneo guarda razões entre o comprimento e a largura que são quase constantes, na ordem de 0,4. De modo geral, quanto mais comprida a barra central, maior tende a ser sua largura, bem como mais largo tende a ser o próprio rio. As duas barras mais longas de 587 e 568m possuem larguras de 220 e 200m, respectivamente, produzindo razão de comprimento/largura de ≈ 0.4 (Tabela 4).

As relações comprimento/largura demonstram que as barras centrais e as ilhas fluviais são formas de tendência alongadas que acompanham a direção do canal principal. Sob uma perspectiva em planta, estas morfologias alongam-se paralelamente às margens do canal, com parte proximal (montante) e distal (jusante) delgadas (em formas de flecha), e a parte central mais larga. Em perspectiva de perfil (corte), as barras centrais e ilhas apresentam altitudes relativas mais baixas nas porções distal e proximal, aumentando-se gradativamente em direção ao centro da forma, onde se encontram as maiores altitudes.

Em termos de altitude média as ilhas fluviais e barras centrais também se diferenciam significativamente. Enquanto as primeiras estão entre 16 e 18m de altitude, as barras centrais raramente ultrapassam os 16m. As primeiras mantêm 2m de altura sobre o nível médio das vazões de vazante (≈ 15 m), enquanto nas barras centrais estas alturas são de, aproximadamente, 1m. Apresentam declividade muito baixas, em média abaixo dos 2°, podendo superar 10° em algumas variações morfológicas internas decorrentes de processos erosivos pontuais, observados em campo no interior destas formas.

A altitude do promontório, na parte proximal da barra, é menor do que na jusante da barra, definindo declividades distintas ao longo da forma. No trecho montante a forma é mais irregular e as declividades são menores em direção ao centro da ilha, algumas vezes definindo patamares

intermediários; enquanto na parte distal usualmente há rupturas convexas de declividade, seguida de ruptura côncava junto ao leito (Figura 53).

Algumas das maiores ilhas fluviais, como 1, 4 e 7 (Figura 52), estão localizadas bem no centro do leito, e estão distantes de modo simétrico em relação às margens. Elas apresentam mais de 65% de sua área recoberta por vegetação (Tabela 4). As barras centrais menores estão mais próximas a uma das margens, como 2 e 6 (Figura 52), localizadas à jusante de estreitamentos do leito fluvial.

Figura 52. Ortofoto, mapeamento morfológico e altitude de barras centrais.

Organizado por Yuri Veneziani.

Tabela 4. Morfometria das barras centrais do setor ESB.

Ilha	Compr. m	Larg. M	Larg. (rio) m	C/L m	C/LR m	L/LR m	Área Total m ²	Área vegetada m ²	%	Área não vegetada m ²	%
1	335	79	187	4.24	0.42	1.79	17981	11744	0.65	6237	0.35
2	110	25	141	4.40	0.18	0.78	1372	462	0.34	910	0.66
3	100	29	170	3.45	0.17	0.59	2085	-	-	2085	1.00
4	587	85	220	6.91	0.39	2.67	36622	24432	0.67	12190	0.33
5	568	80	200	7.10	0.40	2.84	32525	21354	0.66	11171	0.34
6	162	27	180	6.00	0.15	0.90	2447	1352	0.55	1095	0.45
7	506	112	251	4.52	0.45	2.02	37910	36518	0.96	1391	0.04

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 53. Perfis topográficos longitudinais de barras centrais do setor ESB. A numeração se relaciona à ordem da Figura 52.

Organizado por Yuri Veneziani.

Materiais superficiais

As barras centrais e ilhas fluviais são formadas pela deposição de sedimentos de fundo de leito, transportados tanto pelo canal principal, quanto por tributários durante todo tempo, e de modo mais intenso em eventos de inundação. As ilhas fluviais estão a maior parte do tempo emersas, podendo ficar submersas apenas em condições de cheia do canal. As barras centrais, por sua vez, podem estar submersas ou emersas. Aquelas que foram mapeadas, estavam emersas no momento da fotografia aérea. Uma barra em elaboração inicia-se submersa, em trecho do canal com tendência deposicional. Conforme se acrescenta material, seu nível gradualmente eleva-se e a barra pode passar a estar predominantemente emersa. Isto oferece condição para fixação de vegetação. O aumento do nível d'água em cheias eleva a energia e aumenta a carga sólida, sobretudo a de fundo, favorecendo transporte de material mais grosseiro (areias e cascalhos) que são depositados nas laterais das barras centrais e em seus promontórios.

Figura 54. Ponto 11 – Perfil de barra central 1ª Ilha. Corte exposto por erosão natural do canal fluvial.

Organizado por Yuri Veneziani.

As barras centrais constituem-se de depósitos de material predominantemente não coesivo localizados no centro do canal, a até 1m acima do nível d'água relativo ao período de vazante. A variação da vazão pode recobrir ou expor essas barras, e o mapeamento considera o que está exposto na fotografia aérea. Em geral, a falta de consolidação do material, faz com que estas formas sejam bastante dinâmicas, podendo, em eventos de inundação, serem alterados o comprimento, a largura, a altura, bem como os materiais e as compoem e as morfologias internas. As ilhas fluviais também são compostas de material, predominantemente não coesivo, porém, por sua vez, apresentam uma maior proporção de sedimentos de fração argilo-siltosa, que contribui diretamente para uma maior estabilidade da forma. Além disso, ressalta-se o papel de fixação realizado pela vegetação, que contribui para manutenção e resiliência da morfologia.

Os sedimentos que compõe a porção central das ilhas fluviais, que tendem a ser mais estáveis, são, em geral, arenosos, variando de franco arenosos de espessura médias a muito finas, a areno-argilosos. Por serem materiais de deposição recente e trazidos por fluxo efetivo, conservam estratigrafia e estrutura sedimentar, permitindo o reconhecimento individual de eventos de acreção.

A Figura 28 (consta também no esboço geomorfológico, da Figura 47), refere-se ao ponto de descrição 11, localizado no perfil de ilha fluvial (Figura 54) da 1ª Ilha. As granulometrias destes pacotes apresentam característica de energia de transporte intermediária entre os de fundo de leito (arraste, rolamento, saltação) e os atuantes nas planícies (carga dissolvida), sendo composto por areias de diversas texturas.

O perfil ao lado possui aproximadamente 170cm e foi dividido e levantado em duas partes (parte alta e parte baixa), expostas na sequência aproximada. Esta divisão foi necessária devido a dificuldades de acesso.

A parte alta, com ≈1m de profundidade, apresenta camadas de material grosseiro (seixos e cascalhos) de espessura média igual a 10cm, intercaladas com camadas de areia média a grossa, com contatos claros, abruptos e irregulares entre si, algumas vezes com tendência ondulada. O limite das camadas intercaladas está demarcado em amarelo na Figura 54. A parte baixa, com ≈70 cm de profundidade, é formada por camadas franco arenosas de areia médias e finas de tonalidade clara, sugerindo predomínio de composição mineralógica, intercaladas com camadas de argilo-arenosas a areia fina de tonalidade escura, sugerindo concentração

de matéria orgânica, normalmente menos espessas. Ao todo, foram definidas 22 camadas com evidente continuidade lateral. O recobrimento argilo-arenoso orgânico de pacotes franco arenosos podem

indicar finais de ciclos de eventos formadores. A partir da camada 12 até a 22, tais ciclos são, ainda, mais notáveis.

Internamente às barras centrais e ilhas fluviais uma série de formas mais detalhadas se desenvolvem. Notou-se diversidade de composição granulométrica de materiais ao longo destas morfologias, algumas delas refletindo processos de fundo de canal (Figura 55). A parte proximal das ilhas são compostas por materiais friáveis, areias e cascalhos de petrologia diversa, mas com razoável grau de seleção. Estas granulometrias denotam competência dos fluxos de cheia em transportar, por arraste e saltação, grãos que podem ultrapassar 7cm de diâmetro maior. A Figura 55A evidencia linhas erosivas e imbricação dos grãos associadas aos trajetos e direção do transporte fluvial no trecho.

Figura 55. Promontório da barra de Votupoca, denominada de Barra 5.

A - frente deposicional da barra, B – estrutura sedimentar de macroduna com vegetação à montante da barra, C e D – *Pools* e *riffles* que indicam caminhos preferenciais do escoamento. Internamente notam-se acumulações preferenciais de cascalhos e de argilas em distintos locais destas sequências, E – Panorâmica da parte proximal da barra.

Fotos de Juliana da Costa Mantovani. Obtidas em 06/04/2018.

A concentração das barras centrais na montante do setor ESB pode ser decorrente do controle estrutural e densidade de diques (CPRM, 2016), identificados por conjuntos de rochas aflorantes que formam corredeiras de extensão métrica (em geral, inferiores à 100m).

b) *Barras laterais*

Morfologia e morfometria

As barras laterais são barras arenosas alongadas e estreitas localizadas nas bordas do canal principal (Figura 56). Apresentam traçado senoidal que acompanham, preferencialmente, as margens deposicionais convexas de alças meândricas, assumindo morfologia de arco em perspectiva em planta.

Os comprimentos podem variar de 300 a 2.000m e estão diretamente correlacionados ao raio dos meandros ($\text{correl} \approx 0,77$). A espessura em planta dessas formas é variável, de poucos metros a até 100m, e depende do nível d'água e sua exposição no momento da fotografia aérea. De modo geral, tendem a ser mais delgadas na parte proximal e mais espessas na distal, em alguns casos se prolongam dentro do canal no final do meandro em plumas de sedimentos. A parte mais elevada destas morfologias estão, em geral, a 0,5m do nível d'água habitual de vazante (15m na ponte de Eldorado). As declividades raramente superam os 2°, configurando gradientes baixos, normalmente em formato de rampas alongadas e ruptura côncava no contato com a forma adjacente. Este contato também pode ser em mudança de declividade, sobretudo quando há fixação da vegetação em partes da barra lateral. Os tipos de curvatura dos meandros são simétrica simples, simétrica composta e assimétrica composta (Tabela 5).

No setor ESB localizam-se, de modo mais notório, na jusante, onde a migração lateral é mais intensa. Ao todo, no trecho, há sucessão de 10 alças meândricas, das quais 9 desenvolvem barras laterais (Figura 57).

As barras arenosas são dinâmicas. A mobilidade destas formas é explicada tanto pelo fluxo helicoidal quanto pela carga sólida predominante, e se revela nas tendências de progradação dos braços. As tendências atuais de progradação dos meandros podem ser observados nas dispersão dos materiais das barras e seu prolongamento dentro do leito fluvial (Figura 57 e Tabela 5).

A maior parte dos meandros apresentam tendência de expansão ou expansão e rotação. A expansão se dá exclusivamente no sentido do lobo ou lobos frontal(ais) do meandro, enquanto a expansão e rotação é o crescimento do meandro juntamente com um giro de seu eixo no sentido da jusante. Em termos de expansão, o meandro 6 é um dos que apresentou barra lateral indicando menor deslocamento. Na margem côncava deste meandro, oposta à barra lateral, há aproximação de via de acesso com morfologia retilínea, apresentando enrocamento para contenção erosiva. O menor aporte de sedimentos, limita a migração do meandro e leva ao desenvolvimento de outras formas antropogênicas como margens erosivas mais à jusante e a restrição da barra arenosa.

A maior frequência de alças em tendência de expansão, a priori, pode indicar certa restrição da largura da faixa de meandramento, dada a velocidade de processos de corte de pedúnculo. Setores com tendências à rotação e, mesmo, estabilização ou encurtamento, podem estar sujeitas à migração mais lenta o que promoveria alargamento da faixa de migração lateral, pois tendem a estar mais relacionadas à avulsões (ZANCOPÉ; PEREZ FILHO, 2009).

Figura 56. Exemplares de barras laterais no setor ESB.

A - Barra lateral na altura de Votupoca, com fluxos indicados por formas erosivas. B - à altura de Sete Barras, mostrando espessura maior e contato em continuidade com a planície. C - Exemplar de barra coeso, com frente erosiva e declividade mais acentuada junto ao espelho d'água. D - Barra estreita com duplo contato com a planície, denunciado pela vegetação instalada (braquiária e uvá).

Fotos de Juliana da Costa Mantovani. Obtidas em 06/04/2018.

Figura 57. Detalhe das dimensões dos meandros e de sua tendência de desenvolvimento conforme barra lateral.

Em vermelho circunferência que define a posição atual do meandro. Em rosa a tendência de modificação do eixo do meandro conforme linha de progradação da barra lateral. Organizado por Yuri Veneziani.

Tabela 5. Características dos meandros e comprimento das barras laterais.

Meandro	Diam. (m)	Raio de curv. (m)	Tipos de curvatura	Tendência de evolução	Comprimento da Barra (m)
1	304.18	152.09	Simétrica Simples	Expansão e rotação	716
2	1071.59	535.79	Assimétrica Composta	Expansão e rotação	2013
3	636.02	318.01	Assimétrica Composta	Expansão	395
4	937.01	468.50	Simétrica Simples	Expansão e rotação	1208
5	442.34	221.17	Simétrica Simples	Expansão	437
6	820.03	410.02	Simétrica Composta	Expansão	937
7	588.70	294.35	Simétrica Composta	Translação	542
8	169.16	84.58	Simétrica Simples	Expansão	265
9	560.92	280.46	Simétrica Simples	Expansão	1263

Organizado por Yuri Veneziani.

Materiais superficiais

Os materiais que sustentam essas morfologias compõem-se de areia fina a grossa bem selecionada recoberta por seixos rolados e alongados, de petrografia diversa, podendo conter menor proporção de argila e silte (<1%). Sua arquitetura deposicional tende a apresentar granodecrescência ascendente e ser uma das principais organizações faciológicas que compõem os pacotes de planícies fluviais meândricas. Esta carga exprime o material de fundo carregado pelo rio na maior parte do tempo, por mecanismos de transporte de leito. Os materiais são transportados e depositados em condições de fluxo efetivo sob mecanismos de leito (arraste, saltação e rolamento), redundando em pacotes inconsolidados. A elevada energia também é responsável pela constante retirada e, logo, ciclagem do material.

A presença destes sistemas morfológicos é um dos principais indicativos de tendência de migração lateral. As tendências atuais de progradação observados na dispersão dos materiais das barras indicam tendências evolução por expansão e rotação das alças. Sua concentração no trecho de jusante do bairro do Votupoca corrobora a instalação neste trecho de uma dinâmica de meandramento ativo.

iii. Margens erosivas

Morfologia e morfometria

As margens erosivas foram mapeadas como bordas do canal fluvial com rupturas de declividade entre a planície e o nível d'água. Ocorrem em ambas as margens do canal principal e de afluentes do rio Ribeira de Iguape, concentrando-se nas margens côncavas das alças meândricas, onde operam os principais processos erosivos relacionados à migração lateral (fluxo helicoidal). Por isso estão concentradas no trecho de jusante do setor ESB, entre o bairro do Votupoca e a área urbana de Sete Barras.

Estas margens podem se estender por aproximada 2,5km contíguos e apresentam amplitudes topográficas variando entre 4 e 6m, frequentemente superando este último valor, sobre o nível de água de vazante. Apresentam declividades subverticais ($\approx 75^\circ$), que indicam a ruptura convexa entre a planície e o canal

Conforme ocorre a erosão da base dessas margens, o material de recobrimento se desestabiliza e pode solapar. Embora, na maior parte estes materiais recalçados sejam totalmente erodidos e transportados à jusante, em alguns casos, tais pacotes podem se estabilizar e permanecer, voltando a conectar-se ao nível principal da planície, porém mantendo-se abatido em relação a ela. Por isso, é comum, próximo às margens erosivas, encontrar depósitos de recalque com vegetação (Figura 58). Logo as rupturas de declividade que denotam esta forma erosiva, não raramente, estão associadas a depósitos de recalque.

Estas margens erosivas expõem os sedimentos que integram as formas da planície. Majoritariamente, estes pacotes representam camadas de acumulação da planície meândrica, notadamente de migração lateral; porém, em condições particulares podem expor camadas de diques marginais e paleocanais, constituindo-se localização estratégica para análises de perfis sedimentares.

Figura 58. Exemplos de margens erosivas no setor ESB.

A – Margem erosiva típica com bananeiras recém caídas. B – Margem estável, fixada com vegetação. C – Sucessões de margens caídas incluindo forma concava. Destaque para camadas de material saturado aflorante. D – Margens convexas (esquerda) e côncava (direta) caracterizam migração lateral de meandro. E – Margem erosiva com afloramentos de paleoleitos fluviais com macroondulações. F – Margem erosiva muito intensa com solapamento de terra.

Fotos de Juliana da Costa Mantovani. Obtidas em 07/04/2018

II. Planície fluvial

i. Planície de Inundação

Morfologia e morfometria

No setor ESB a planície fluvial possui área de 76,2km², sendo que a planície de inundação abrange a maior parte daquele sistema, com área aproximada de 66km². Os demais subsistemas associados, como diques marginais, cordões marginais convexos, meandros abandonados, etc. ocupam área aproximada de 10km². No setor ESB, a planície de inundação é composta por dois níveis altimétricos, denominados de planície de inundação de nível 1 e planície de inundação de nível 2, os quais diferenciam-se pelo nível altimétrico, sendo a de nível 1 mais baixa, e a de nível 2 mais elevada, relativamente uma a outra.

A planície de inundação corresponde a superfície de fundo de vale com tendência aplanada, apresentando declividades sempre inferiores a 4°, e frequentemente abaixo de 2°. De modo geral, distribuição alongada no eixo do vale e apresenta direção preferencial vinculada à direção do Cisalhamento Regional SW-NE. Porém, há variações nesta direção preferencial no setor ESB. Considerando o trecho de montante entre a área urbana de Eldorado e o bairro do Votupoca, ocorrem sucessivas modificações de direção N-S para W-E do eixo do vale, acompanhando a direção do canal principal. No trecho de jusante, entre o bairro de Votupoca e Sete Barras, associadamente o alargamento do vale, o fundo de vale do sistema fluvial meândrico tende a manter uma única direção predominante SW-NE.

A planície de inundação de nível 1 possuem faixa altimétrica entre 22 e 16m, e por seu desnível de 1m em relação ao nível de vazante (15m). Estes subcompartimentos apresentam formas alongadas (com comprimentos entre 100 e 200m) e ligeiramente arqueadas, ocorrendo entre o canal fluvial do rio principal e a planície de inundação de nível 2. São definidas por uma ruptura de declividade côncava com a Planície Nível 2, com gradiente de 2 a 5m (Figura 59). Na descontinuidade se desenvolve incisão fluvial ou local preferencial para acumulação hídrica (imagens superiores da Figura 59). Concentram-se no trecho de montante do setor ESB, entre Eldorado e o bairro do Votupoca.

A planície de inundação de nível 2, cuja área recobre a maior parte da planície fluvial, consiste no nível principal do fundo de vale. Ela apresenta desníveis frequentemente superiores a 2m acima do nível de vazantes. A altitude média é de 17m, variando de 28m (em Eldorado) a 11m (em Sete Barras), com descontinuidades morfológicas em seu interior. A dinâmica de migração lateral do canal, associada ao escoamento superficial e processos erosivos e deposicionais antropogênicos, são produzidas descontinuidades topográficas no interior da planície. No setor ESB a planície é formada por rugosidades produzidas pelos cordões marginais, muitas vezes dissecados e descontínuos, pelas *backswamps*, e pela dissecação do próprio nível da planície por valas de drenagem e afluentes do Ribeira de Iguape. Além disso, próximo ao canal atual desenvolvem-se níveis topograficamente rebaixados que definem primeiro nível de planície, em geral confinados e muito abatidos. Nas imagens inferiores da Figura 59, ilustram-se descontinuidades morfológicas na planície de inundação de nível 2, em lóbulo de expansão e rotação de alça meândrica.

Disso resulta uma declividade média aproximada de 0,0004m/m no perfil longitudinal da planície. Sua largura é irregular ao longo do trecho estudado: no trecho de montante, a planície é mais estreita com larguras que variam de 300m a 1.000m, nos setores mais espriados. A partir do bairro do Votupoca, no início do trecho de jusante, a planície se amplia apresentando larguras raramente inferiores a 2.000m e atingindo 6.000m próximo a Sete Barras (Figura 60).

Figura 59. Planície de inundação de nível 1 e nível 2. Ilustra descontinuidade topográfica pelo MDT e suas características de superfície na fotografia aérea.

Organizado por Yuri Veneziani.

No perfil A-A', próximo à Eldorado, a planície se estende por 450m (100 a 550m no eixo X), sendo sua totalidade na margem direita do canal, onde varia cerca de 3m de altura, de 25,8m de altitude, nas margens plenas, a 23m na retaguarda adjacente ao contato com a base da vertente.

No perfil B-B', entre os bairros de 1ª Ilha e Votupoca, a planície possui 3,4km de largura (estendendo-se de 150 a 3.550m no eixo X), com sua maior parte também localizada na margem direita do canal. Neste perfil, a planície possui gradiente altimétrico de 4m, variando entre 17,5m, nas proximidades do canal, a 14m no ponto mais baixo, dentro da *backswamp*, voltando a ascender suavemente à 18m no contato côncavo com a vertente.

As fotos da Figura 61 exemplificam contatos entre a planície de inundação de Nível 2 e o sistema interfluvial. A Fotografia Figura 61A demonstra a baixa declividade em alguns trechos dessa planície, formando superfícies que remetem a morfologias de vales afogados. Esta homogeneidade, sobretudo nos vales dos afluentes de menor ordem do rio Ribeira de Iguape no setor ESB pode compreender um indicador do controle hidráulico e do processo de sedimentação do canal principal, por meio dos quais ocorrem a inundação e a sedimentação destas retaguardas de modo homogêneo.

Figura 60. Exemplos de larguras planícies mapeadas no setor ESB. **V** - Visada das fotos.
Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em 19/12/2015.

Figura 61. Exemplos de planícies fluviais do canal principal e afluentes, mapeadas no setor ESB.

A – Planície do córrego Incomager, margem esquerda do Ribeira de Iguape. Ruptura côncava com a base da vertente (amarelo). B – Vale do córrego Abobral. Ruptura côncava entre planície e base da vertente (amarelo); superfície de morrotes abatidos, de 20 a 30m acima da planície (laranja); superfície cimeira da Serra do Abobral, >120m de alt. (vermelho). C – Planície de inundação no bairro do Votupoca margem direita do Ribeira de Iguape. D – Planície do Abobral, ruptura côncava com base de vertente (amarelo) e depósito de tálus (vermelho). Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em 06/09/2016.

Materiais superficiais

Os materiais que compõem os sistemas morfológicos de planícies de inundação são de sedimentos inconsolidados de textura predominantemente argilo-arenoso nos compartimentos de planície nível 1, e predominantemente argilo-siltoso nos compartimentos de planície nível 2. A estrutura sedimentar destes pacotes refere-se ao modelo faciológico de depósitos de migração lateral do canal principal. Porém, os muitos sistemas deposicionais na planície definem, tanto em profundidade quanto horizontalmente, arranjo heterogêneo das camadas de deposição. As camadas de acreção mais superficiais tendem a ser de espessura milimétrica a centimétrica, e podem ser notadas por sutis diferenças granulométricas entre silte a areia grossa e, pontualmente, seixos.

Os locais de amostragem de material da planície de inundação foram todos localizados no nível 2 e são: Ponto 3, Ponto 4, Ponto 7, Ponto 8 e Ponto 12, conforme Figura 28 (consta também no esboço geomorfológico, da Figura 47). Esta amostragem priorizou a descrição de campo dos 150cm iniciais do material superficial destes compartimentos, os quais foram obtidos por meio de sondagem com trado manual.

No ponto 3 (Figura 62) foram tradados 80cm de profundidade de material que guarda diversas características de seu processo de sedimentação original, mas apresenta aspectos relativos à desenvolvimento incipiente de solo. O material superficial amostrado apresentou coloração cinza-amarelado-escuro, com pátinas alaranjadas a partir de 20cm de profundidade e aspecto variegado com matriz acinzentada em profundidades maiores de 60cm. A textura predominante silto-arenosa entre a superfície e 40cm de profundidade, variando para argilo-arenoso entre 40 e 80cm, podendo apresentar alguns seixos quartzosos isolados.

Por ter sido obtido com trado manual, não foi possível obter a estrutura do material, mas pode-se afirmar que há tendência ao desenvolvimento de grumos nos 20cm iniciais, passando a material

muito compacto e pouco poroso em profundidades superiores a 30cm. De modo geral, trata-se de sedimentos de média a baixa coesão, pegajoso, sobretudo abaixo dos 40cm, com média plasticidade.

A matéria orgânica se concentra nos 20cm iniciais, como restos vegetais em decomposição. O sistema radicular é composto por raízes de gramíneas que atingem máximo de 30cm de profundidade. Fragmentos de carvão foram identificados em profundidades inferiores a 70cm.

A atividade da fauna de solo mais intensa se concentra nos 20cm, o que é evidenciado por macropostos desenvolvidos por termitas. Estas evidências diminuem-se abruptamente a partir dos 30cm de profundidade, acompanhando a mudança textural.

Em termos de processo de oxirredução e precipitação de minerais secundários, nota-se ausência de feições redox apenas nos 10 cm superficiais, onde a aeração é máxima. A partir desta profundidade, desenvolvem-se acumulações de ferro do tipo massa alaranjada e nódulos vermelho-escuro, sem distribuição preferencial aparente, que recobrem menos de 1% das superfícies tradadas. O aumento de sua abrangência ocorre de modo significativo a partir do 30cm de profundidade, com maior ocorrência de feições do tipo massa com tonalidade alaranjada intensa recobrindo entre 5 e 10% da superfície amostrada. A partir dos 70cm de profundidade, a intensidade da tonalidade alaranjada diminui, e as feições redox assumem coloração amarelada clara, em matriz reduzida, denotando maior frequência do nível saturado. A concentração e desenvolvimento de feições redox mais intensos entre 30 e 70cm de profundidade permitem afirmar que estes são níveis abrangem a franja de oscilação mais intensa do nível de águas subterrâneas.

Figura 62. Ponto 3 - Tradagem em planície de inundação de nível 2 do córrego do Abobral.

A – Sequência de 80cm de material sondado com trado manual. Cada bloco corresponde a 10cm de profundidade. B – 20cm de profundidade com composição argilosa. C – 30cm de espessura, homogêneo, de tonalidade da matriz cinza escuro, textura silto-arenosa com argila. Nesta profundidade há ainda aparente concentração de matéria orgânica denotada por material argiloso escuro. D – 40cm de profundidade, tom mais claro, com aparente concentrações de argila orgânica e surgimento de feições de hidromorfia em pátinas alaranjadas de oxidação na massa. E – 80cm de profundidade, com seixo quartzoso >3cm de diâmetro.

Organizado por Yuri Veneziani.

No ponto 4 (Figura 63) foram tradados 70cm de profundidade, nos quais o material apresentou diversas características relativas a um processo inicial de pedogênese. O material superficial amostrado apresentou matriz com coloração bruno-escuro à bruno-claro com variações na proporção e intensidade de pátinas alaranjadas de concentração de ferro oxidado. Matriz reduzida, com predominância de material cinza à bruno claro desenvolve-se a partir de 60cm de profundidade. A textura nos primeiros 10cm superficiais, é arenosa com areia fina e alguns seixos arredondados com diâmetro maior inferiores a 3mm, variando para areia média a grossa entre 10 e 20cm de profundidade. A partir dos 30cm, desenvolve-se camada iluvial com incremento significativo de argila, atribuindo ao material uma textura predominantemente argilo-arenosa. A partir dos 60cm de profundidade, o material apresenta textura franco arenosa com seixos subarredondados (de até 2cm de diâmetro maior) de composição quartzosa.

Figura 63. Ponto 4 – Tradagem em planície de inundação de nível 2 do córrego do Abobral.

A – Sequência de 70cm de material sondado com trado manual. B – 30cm de profundidade, compacto, de estrutura aparentemente homogênea, demonstrando aumento relativo da proporção de feições redox em relação às camadas superiores (massas alaranjadas). C – 20cm de profundidade, estrutura aparentemente homogênea e ocorrência de feições redox do tipo revestimento em macroporos de raízes ainda conservadas mesmo levantadas com trado. D - 50cm de profundidade, aspecto variegado com concentração de ferro oxidado (tipo massa) em matriz acinzentada. E – 70cm de profundidade com acumulação de ferro oxidado ao redor de grão quartzoso (2cm).

Organizado por Yuri Veneziani.

Nos 20cm iniciais, tendem a se desenvolver grânulos de grau de estruturação moderada com muitos poros e moderadamente pegajoso, passando a um material mais denso e compacto, pegajoso e pouco poroso a partir dos 30cm de profundidade. Estes câmbios verticais são acompanhados também pela distribuição de matéria orgânica (restos vegetais), raízes e evidências de atividade de fauna do solo, com abundância destes elementos nos 20cm iniciais, indicado sobretudo pela coloração bruno-escuro a preto e pelos macroporos de termitas, e abrupta modificação das características de coloração e diminuição da presença de raízes a partir dos 30cm.

A variação da quantidade de feições redoximórficas se associam, parcialmente, as variações verticais anteriormente descritas. Nos 20cm iniciais ocorrem algumas acumulações de ferro oxidado de tonalidade alaranjada a avermelhada intensa preferencialmente ao redor dos fragmentos grosseiros de

seixos subarredondados, espalhando-se à matriz de tom bruno-escuro, apresentando, aí, baixo contraste. A partir dos 30cm, com a gradual modificação da tonalidade da matriz, assumindo colorações bruno-clara à acinzentado, há aumento da proporção de feições redox de cor avermelhada-clara a alaranjada do tipo massa, que atribui aspecto variegado à amostra. Redox na massa, partindo de grãos grosseiros. A partir dos 60cm de profundidade, há aumento significativo da quantidade de feições redoximórficas do tipo solo, associando-se fortemente aos seixos, nos quais desenvolvem filme de precipitação de ferro oxidado, atribuindo coloração avermelhado intenso a alaranjado. O aspecto variegado é salientado a partir desta profundidade, o que permite afirmar que os níveis de maior oscilação de água subterrânea ocorrem abaixo dos 60cm.

O material do ponto 7 (Figura 64), apresenta textura predominantemente argilo-arenosa, composto por areia fina e muito fina, com tendência de aumento gradual de silte e areia conforme mais profundo. Sua coloração predominante é bruno escuro, modificando-se para bruno claro acinzentado a entre 20 e 30cm, e bruno amarelada a partir dos 60cm, assinalando diminuição de matéria orgânica e acumulação de Fe. Apresenta-se fortemente bioturbado, com matriz oxidada e pedogênese incipiente, desenvolvendo-se em blocos subangulosos, pontualmente grumosos.

A partir dos 20cm, há aumento gradual da proporção de areia e surgimento de fragmentos de carvão que passam a estar presentes em todas as demais profundidades. Entre 30 e 70cm o material é homogêneo, variando, sensivelmente, a proporção de silte. Entre 70 e 100cm, passa a não apresentar mais estrutura em blocos, assume tom mais claro e sua textura se modifica para areno-argilosa com silte. Aos 100cm, o surgimento de linhas de seixos meteorizados denota acumulação de material grosseiro, possivelmente autóctone.

Figura 64. Ponto 7 - Tradagem em planície de inundação de nível 2 do rio Ribeira de Iguape, à altura do bairro da 1ª Ilha. Margem esquerda do Ribeira. 100cm de material tradado. Cada bloco representa 10cm de profundidade de topo a base, sendo o primeiro da esquerda o topo

Organizado por Yuri Veneziani.

O ponto 8 (Figura 65) foi coletado próximo à margem em trecho de planície Nível 1. Apresenta-se textura areno-siltosa a arenosa, com areia fina a média, muito úmido e sem estrutura pedológica, verticalmente homogêneo ao longo dos 100cm tradados, com feições de bioturbação por mesofauna e acumulação feições de oxidação de ferro em massa, de baixo contraste e pequeno tamanho. Notou-se feições laminares planas e finas (<2cm), remanescentes da estrutura sedimentar original.

Os 35cm iniciais são areias finas com silte, de tom claro, de composição quartzosa com mica e pequenos fragmentos de carvão. Entre 35 e 45cm (Figura 65A), há alteração da cor para uma coloração gley mais escurecida e acinzentado, que acompanha aumento da proporção de silte, identificando volume hidromórfico. De 45 a 50cm, a textura silto-arenosa passa a predominar e adiciona-se aos volumes de matriz acinzentada, nódulos avermelhados de acumulação de ferro que produzem coloração mosqueada. Entre 50 e 90cm há mudança textural abrupta para areias finas com argila, com alguma coesão. A coloração modifica-se a bruno avermelhado na matriz, e diminui-se a quantidade de feições redox. De 90 a 100cm ocorrem areias finas de baixa coesão de coloração bruno claro a

amarelado, com feições redox do tipo massa de baixo contraste. O final destes últimos centímetros, nota-se contato abrupto entre areia mais fina e areia grossa, delimitado por lâmina de acumulação orgânica Figura 65B. Esta configuração de materiais, sobretudo indicado pela laminação orgânica associada ao câmbio granulométrico sugere um padrão de acreção vertical decorrentes de fluxo efetivo em eventos de inundação.

Figura 65. Ponto 8 - Tradagem em planície de inundação de nível 1 do rio Ribeira de Iguape, à altura do bairro da 1ª Ilha. Margem esquerda do Ribeira. Foram tradados 100cm superficiais.

Organizado por Yuri Veneziani.

No ponto 12 (Figura 66) foram tradados 110cm de profundidade, em que observou material muito homogêneo com características que apontam para um significativo de desenvolvimento do solo. O material apresentou coloração bruno-avermelhado nos primeiros 20cm mais próximos à superfície, variando à bruno e bruno-claro a partir dos 60cm de profundidade. A textura parece diretamente associada à esta tendência de variação da coloração, com característica argilosa à argilo-siltosa nos primeiros 40cm de profundidades, e aumento gradual da proporção de areia fina a partir dos 50cm, passando à uma textural argilo-arenosa, atingido textura arenosa a partir dos 100cm de profundidade.

Nos primeiros 30cm, observou-se material muito pegajoso com poros e macroporos em fissuras de raízes e caminhos de termitas. A partir dos 40cm de profundidade, diminui-se a quantidade de poros, o material se torna mais compacto e relativamente menos pegajoso. Esta característica permanece assim, com pontuais variações na proporção de argila (identificada pela serosidade do material) até os 100cm de profundidade, a partir de onde torna-se friável e inconsolidado. A concentração de matéria orgânica ocorre nos 30cm iniciais, com abrupta diminuição de restos vegetais e de raízes a partir desta profundidade. Esta diminuição é acompanhada estreitamente das evidências de atividade da fauna do solo. Macroporos abertos ou induzidos por termitas e fissuras reduzem-se significativamente a partir dos 30cm e desaparecem ao redor dos 60cm de profundidade.

Figura 66. Ponto 12 - Tradagem em planície de inundação do ribeirão do Salto (ou ribeirão da 1ª Ilha) no bairro da 1ª Ilha, margem esquerda do Ribeira. 110cm de material tradado. Cada bloco representa 10cm de profundidade de topo a base, sendo o primeiro da esquerda o topo.

ii. Diques marginais

Morfologia e morfometria

Os diques marginais são proeminências nas margens planas do canal, atual ou antigo, estendendo-se de algumas centenas de metros ($\approx 200\text{m}$) a até 3km , nos exemplares mais longos, e ocorrendo, habitualmente, de forma descontínua (Figura 67). Ocorrem em contato entre planícies nível 1 e 2. Comumente, estão contíguos às margens planas do canal fluvial, com as quais mantêm declividades variáveis. Apresentam amplitudes de altitudes médias entre 7 e 8m acima do nível relativo à vazante do canal (15m). É comum estas formas estarem em trecho de canal onde as margens são mais elevadas em relação ao nível do canal ($>3\text{m}$) e a declividade do *front* do dique se defina acima de 30° , enquanto o reverso, na direção da planície e bacias de inundação, desenvolve-se em rampas alongadas de 4 a 2° de declividade. As larguras dos diques não foram aferidas.

A maior parte das margens do rio Ribeira no setor ESB não possui diques marginais, os quais ocorre exclusivamente no trecho montante, entre a área urbana de Eldorado e o bairro do Votupoca. Neste trecho, os diques são extensos e estão frequentemente localizados na borda do canal atual, mas em alguns casos podem ocorrer de modo mais afastados, marcando o contato entre os níveis 1 e 2 da planície de inundação, o que pode indicar a antiga posição da margem do canal principal.

Figura 67. Exemplos de diques marginais mapeados no setor ESB.

Organizado por Yuri Veneziani.

Pontos amostrais de material superficial relativo a estes sistemas morfológicos foram levantados nos mapeamentos geomorfológicos dos transectos de controle, em escala $1:10.000$. Tratam-se de materiais inconsolidado, com característica arenosa, definidos por sucessivas camadas com granulometria predominante variando de areia média à grossa intercaladas por lentes argilosas.

iii. Cordões marginais convexos

Morfologia e morfometria

Os cordões marginais convexos são formas alongadas, proeminentes e, preferencialmente dispostas subparalelas às margens convexas do canal ou de paleomeandros. Por isso ocorrem,

majoritariamente, no trecho sul do setor ESB, entre o bairro do Votupoca e a área urbana de Sete Barras. Associam-se às barras laterais e assumem diversos comprimentos, espessuras, amplitudes e graus de arqueamento, conforme o local de desenvolvimento e a alça de meandro a que se vincula. Deve-se mencionar que, em virtude da escala da fotografia aéreas (1:25.000) utilizada na fotointerpretação morfológica e da amplitude topográfica dessas morfologias, houve alguma dificuldade em se evidenciar precisamente a posição de cada cordão marginal e em se definir sua continuidade lateral. Em observações de campo, registrou-se que raramente estes sistemas morfológicos superam 1,5m de amplitude, chegando, em situações excepcionais a 2m.

No trecho de montante, onde são menos comuns, apresentam-se retilíneos e confinados, variando entre 430 a 1050m de comprimento, e, em alguns casos, abrangendo mais de 20m de espessura. Esta medida pode ser muito variável, uma vez que os cordões marginais apresentam perfis longitudinais homólogos aos diques fluviais, com contato mais inclinado no flanco convexo, voltada à frente de expansão, e reverso em rampa suave. Neste trecho do setor ESB, os cordões marginais não foram mapeados com sequências superiores a dois.

No trecho de jusante essas morfologias são mais abundantes. Dentro de um mesmo lóbulo de meandro, os cordões marginais podem assumir amplitudes, espessuras e comprimentos distintos. Neste trecho, os cordões tendem a ser mais arqueados e muito mais compridos, conforme a extensão da alça a que se atrela. Suas extensões podem atingir até 1.500m, e as amplitudes seguem as tendências anteriores de variarem entre 1,5 a 2m, raramente sendo superiores a este valor. Observações de campo apontam para larguras na ordem de 15 a 20m. A Figura 68 ilustra perspectiva em nível dos cordões marginais convexas, nas proximidades do bairro da 1ª Ilha. A espessura está relacionada à velocidade e aos eventos de migração, sendo que quanto mais grosso maior o tempo de acumulação e menos veloz a migração. Para aferi-la, no entanto, os recursos de SIG apresentam-se limitados.

Apesar de serem mais abundantes no trecho de jusante, estas morfologias são também mais descontínuas. Ao mesmo tempo que a migração lateral é responsável pela sua elaboração, também é pela sua destruição. Em alguns exemplares, notou-se que a erosão iminente do processo de migração lateral interceptou obliqua e ortogonalmente estas formas e outras morfologias associadas, como os paleocanais. Além disso, processos erosivos na planície, que ocorrem principalmente por escoamento superficial das águas pluviais, das águas de transbordamento e decorrentes de alterações antrópicas envolvendo abertura de valas de drenos, também interceptam os cordões arqueados e favorecem sua destruição e descontinuidade lateral.

Figura 68. Exemplos de cordões marginais convexas no setor ESB. Perspectiva em nível.

Indicações: amarelo, crista dos cordões marginais convexas; azul, depressões dos cordões marginais convexas, 3 a 4m abaixo da crista; preto, seções transversais esquemáticas de tais superfícies.

Organizado por Yuri Veneziani.

Assim como a progressão das barras laterais, a posição e o arqueamento em planta das barras laterais podem indicar a tendência de migração lateral ou mudanças nestas tendências. No primeiro

exemplo da Figura 69, entre A e B foram mapeados 5 cordões marginais convexos sucessivos, dos quais apenas dois apresentam continuidade lateral minimamente preservada para serem aferidos no mapeamento. As amplitudes variam de 0,5 a 1,5m, e as cristas nem sempre são evidentes. Entre o penúltimo e o último à montante, existem as maiores amplitudes e espessuras. No segundo exemplo, foram mapeados três cordões marginais convexos, para os quais foram notados que a posição do mais antigo em relação aos dois mais recentes sugere alteração da tendência de migração. Enquanto o arqueamento e a posição do mais antigo indicam tendência de progressão à NNW, o desenvolvimento dos últimos dois relacionam-se mais proximamente à alça do canal ativo. O rio, neste trecho, sofre uma pequena e brusca alteração do meandro condicionado por controle da erosão na margem oposta por enrocamento. A mudança da tendência de migração denunciada pelos cordões marginais convexos reafirma o impacto desta modificação.

Figura 69. Exemplos de cordões marginais convexos mapeados no setor ESB.

Organizado por Yuri Veneziani.

Pontos amostrais de material superficial relativo a estes sistemas morfológicos não foram levantados para o esboço geomorfológico 1:50.000.

iv. Meandros abandonados

Morfologia e morfometria

Os meandros abandonados ocorrem, em sua totalidade, no trecho de jusante, onde o índice de sinuosidade e onde o processo de migração lateral (e, conseqüentemente, *cutoff*) são mais frequentes. O canal atual, sobretudo no trecho jusante do setor ESB está ligeiramente mais próximo às vertentes da margem esquerda. Logo, a maior parte dos meandros abandonados no setor ESB estão na margem direita. Trata-se forma alongada e curva, caracteristicamente senoidal, com exceções de paleocanais mais alongados e menos arqueados (afastados do canal fluvial ativo e adjacentes à vertente).

São formas topograficamente deprimidas em relação aos níveis da planície de inundação adjacente, e que podem assumir desníveis variáveis com profundidades de 1,5m a 4m, raramente superiores a este valor. Esta variação da profundidade destas depressões em relação à planície de inundação está em função do estágio de preenchimento (ou de colmatção) em que o meandro

abandonado se encontra, sendo que, quanto mais avançado seja este nível, menor a profundidade máxima do paleocanal em relação aos sistemas morfológicos vizinhos.

A ocupação da planície de inundação por esses sistemas morfológicos de paleocanais oferece a dimensão e importância destas morfologias na composição da planície de inundação. Os paleomeandros ocupam 5% ($4.891.532\text{m}^2$) de toda área ocupada por formas de planície fluvial. Quando tomadas apenas as formas de planície fluvial do trecho de jusante (Votupoca à Sete Barras), onde efetivamente se instalam os paleocanais, essa proporção sobe a 11%.

Os meandros abandonados tendem a apresentar grau de arqueamento semelhante às alças do canal fluvial ativo, com extensões variáveis entre $\approx 1,4\text{km}$ e $\approx 4\text{km}$, e larguras semelhantes às das alças do canal ativo, variando entre 130 e 170m, raramente superando 200m.

Estes compartimentos morfológicos podem apresentar diferentes níveis de ativação em relação à sua funcionalidade temporária como canal fluvial. Esta funcionalidade se relaciona diretamente ao estágio de preenchimento, tempo de abandono e distância do canal ativo. Em geral, os paleocanais há mais tempo abandonados apresentam estágios de preenchimento avançado (totalmente colmatado) e, usualmente, estão mais afastados do canal ativo. Devido à migração lateral, contudo, há casos em que canais totalmente colmatados encontram-se muito próximos ao canal ativo atual, sendo recrutados com frequência como canal preferencial de entrada de fluxos de transbordamento em elevada em inundações. Esses fatores influenciam na quantidade de vezes com que a conectividade hidráulica ocorre entre o canal fluvial e os canais abandonados.

A presença de lagos em forma de ferradura no interior destes sistemas morfológicos, bem como a própria topografia, são indicadores do nível de conectividade hidráulica com o canal ativo. Os lagos em forma de ferradura ocorrem naturalmente em todos os paleocanais, e sofrem um progressivo processo de sedimentação que tendem ao seu completo soterramento, culminando com o desaparecimento do sistema lacustre. Logo, a presença de lago em forma de ferradura, bem como sua dimensão e níveis de colmatagem identificado nele são indicadores da etapa de preenchimento, que podem auxiliar na definição de etapas de evolução do paleomeandros, por exemplo. Três estágios de preenchimento ou níveis de colmatagem nas morfologias de meandros abandonados foram definidos: Colmatagem nível 1, Colmatagem nível 2 e Colmatagem nível 3. Os primeiros se caracterizam pela presença de sistema flúvio-lacustre no interior de alças abandonadas (espelho d'água em superfície); as segundas se caracterizam por ser uma interface entre o sistema flúvio-lacustre anteriormente instalado e o sistema emerso. Em geral apresentam lâmina d'água rasa com fixação de macrófitas a maior parte do ano, podendo ficar emerso no período de estiagem. E os terceiros tratam-se de sistema emerso no interior do meandro abandonado a maior parte do ano, podendo ficar temporariamente submerso logo após serem atingidos por inundações.

A colmatagem nível 1 são, em suma, os lagos em forma de ferradura. Apresentam larguras maiores na porção mediana dos meandros abandonados, onde ocorrem, usualmente, desnível máximo entre estes sistemas morfológicos e a planície adjacente. Os lagos podem atingir profundidades de até 6m (profundidade do canal atual). Suas dimensões também são variáveis, sendo que o lago em ferradura mais amplo no setor ESB possui área de $\approx 99500\text{m}^2$. A colmatagem nível 2 não ocorrem em todos os paleocanais identificados no setor ESB, mas quando presentes estão associados aos lagos em forma de ferradura instalados nestes canais (Colmatagem nível 1), ocorrendo na interface com sistema emerso (Colmatagem nível 3). Apresentam larguras variáveis que não se associam diretamente à largura ou comprimento do paleocanal. Assim como o nível de colmatagem 1, tendem a ocorrer na porção mediana do meandro abandonado. As profundidades variam de poucos centímetros à 0,5m, conforme o regime de chuvas antecedente. Suas dimensões também são variáveis, sendo que a maior área

mapeada de colmatagem nível 2 possui $\approx 60500\text{m}^2$. A colmatagem nível 3 refere-se à própria superfície do meandro abandonado emersa.

A Figura 70 ilustra paleomeandros, seus níveis de sedimentação, eutrofização, e tentativas de utilização para cultivo.

Figura 70. Exemplos de paleocanais colmatados mapeados no setor ESB.

A – Meandro abandonado nas proximidades do bairro do Votupoca. Na foto ilustra-se local com tentativa de plantio de banana durante período de estiagem. Largura aproximada entre as margens de 20m. B – Meandro abandonado com lago em forma de ferradura (colmatagem nível 1) no bairro do Conchal Branco. Indicações: amarelo, bordas convexas do meandro abandonado.

Organizado por Yuri Veneziani.

Os paleocanais nos indicam as antigas posições ocupadas pelo rio principal ao longo do Holoceno e oferecem insumos para estabelecer os mecanismos de seus abandonos. A elevada sinuosidade do canal ativo e, também presente nos paleomeandros, apontam o mecanismo predominante de *cut-off*.

Pontos amostrais de material superficial relativo aos meandros abandonados foram levantados nos mapeamentos geomorfológicos dos transectos de controle, em escala 1:10.000. Os levantamentos abrangeram paleocanais no bairro do Votupoca com nível de colmatagem 3.

Sumariamente, nas áreas de nível de colmatagem 1 (lagos em ferradura) ocorrem depósitos de argilo-arenoso inconsolidado de origem flúvio-lacustre, podendo apresentar plumas de sedimentação (água com elevada turbidez), notável nas fotografias aéreas. Nas áreas de nível de colmatagem 2, ocorrem depósitos argilosos a argilo-arenosos de origem flúvio-lacustre, com abundância de vegetação macrófitas (em geral, apresentam elevada eutrofização) e fixação de espécies vegetais higrófilas. Os níveis de colmatagem 3 (que serão detalhados na continuidade da pesquisa) compreendem pacotes que obedecem ao modelo faciológico de preenchimento de paleocanal. Nas camadas mais superficiais (até 2m de profundidade) os sedimentos tendem a apresentar textura argilosa, argilo-siltosa a argilo-arenosa, com granodecrescência ascendente.

v. Bacias de decantação (*backswamps*)

Morfologia e morfometria

As bacias de decantação ou *backswamps* são superfícies aplainadas, sendo que no setor ESB apresentam declividade normalmente inferiores a 2° e são suavemente rebaixadas em relação ao nível da planície de inundação, chegando a atingir até 1m de desnível em relação à essa morfologia.

As bacias de inundação estão localizadas, preferencialmente, na retaguarda da planície de inundação, em ambos os lados do vale, em geral nas adjacências do sistema interfluvial ou sistemas fluviais mais elevados, sendo delimitada justamente pelo contato côncavo abrupto existente com as bases das vertentes ou com os sistemas de terraços. Elas não apresentam formato regular.

Os maiores compartimentos apresentam áreas relativamente grandes, na ordem de $1.014.574\text{m}^2$, sendo as maiores unidades deste sistema morfológico mapeados nos bairros da 1ª Ilha, Votupoca e Conchal Preto. As menores unidades apresentam área de aproximadamente 25000m^2 .

Os materiais superficiais que formam estes sistemas deposicionais compreendem, em geral, espessos pacotes argilosos ou argilo-siltosos oriundos de mecanismos de sedimentação por decantação lenta. Por serem áreas relativamente rebaixadas em relação aos níveis das planícies adjacentes apresentam naturalmente má drenagem das águas pluviais ou oriundas do transbordamento do canal, o que contribui para saturação hídrica desses sistemas e instalação de vegetações higrófilas. Pontos amostrais de material superficial relativo a estes sistemas morfológicos não foram levantados para o esboço geomorfológico 1:50.000.

Essas morfologias são elaboradas e evoluem em função de processos próprios de formação da planície, particularmente relacionados às tendências de deposição que nela ocorrem, dentre as quais a distribuição lateral da sedimentação por fluxos em processo de inundação. Por configurarem-se ambientes de baixa energia, onde a sedimentação é marcada por decantação, formam-se estruturas sedimentares homogêneas, argilosas e orgânicas.

vi. Terraços Fluviais

Morfologia e morfometria

Foram mapeados três níveis terraceados distintos: terraço baixos nível 1, terraço baixo nível 2 e terraço alto, todos eles com compartimentos maiores e melhor conservados no trecho montante, entre a área urbana de Eldorado e o bairro do Votupoca. Estes sistemas morfológicos apresentam tamanhos variáveis e disposição heterogênea na planície.

Entre os níveis de terraços mapeados baixos foram identificados 21 compartimentos, todos no trecho montante do setor ESB, que totalizam $2,9\text{km}^2$ sendo o maior compartimento igual a $0,72\text{km}^2$ localizado na margem direta do canal, no bairro da 1ª Ilha. Os terraços baixos nível 1 tratam-se de superfícies aplainadas (entre 2° e 6°), normalmente localizadas às adjacências da planície fluvial, onde estabelecem contato em mudanças côncavas de declividade e, em alguns casos, rupturas de declividade. Em geral apresentam ruptura côncava no contato com o sistema interfluvial. Possuem desníveis, em geral, de $\approx 1,5\text{m}$ acima da planície de inundação de nível 2, aumentando-se gradualmente em direção à base do interflúvio. Concentram-se na faixa de 19 a 28m de altitude. Os compartimentos são espacialmente descontínuos e, em geral, de pequenas dimensões, com máximo de 721000m^2 de área.

Os terraços baixos de nível 2 compreendem superfícies de tendência plana com declividades variando entre 4° e 8° , ocorrendo sempre adjacentes à planície de inundação, definindo com este contato em mudanças côncavas de declividade e, em alguns locais, contato em forma de rupturas de declividade. Em geral, delimitam-se à montante com contato côncavo abrupto com a base da vertente. Concentram-se na faixa de 20 a 31m de altitude, dependendo da posição na planície. Apresentam desníveis de $\approx 5\text{m}$ acima da planície de inundação nível 2, aumentando conforme se aproxima da base da vertente. Os compartimentos são separados entre si, algumas vezes fortemente dissecados e isolados na planície de inundação. São de médias dimensões, com máximo de 597553m^2 de área. Localizam-se preferencialmente no trecho intermediário do setor ESB, entre os bairros da primeira do Abobral e Votupoca.

Os terraços altos são também superfícies aplainadas, em geral definidos por declividades na ordem de 6° ou inferiores, podendo apresentar feições de dissecação vertical significativas. Localizam-se, preferencialmente, na retaguarda das planícies de inundação ou de níveis terraceados baixos, com

os quais definem escarpa de terraço com declividades na ordem de 20°, com ruptura côncava na base e convexa no topo. À montante, estabelecem contato com os sistemas interfluviais de morros, em geral definindo mudanças côncava de baixa declividade. A partir de seu front em direção à montante, estas superfícies podem apresentar uma diminuição altimétrica em rampa alongada. Apresentam desníveis acima de 15m sobre a planície de inundação de nível 2, e de 20 a 35m acima do nível médio do fluxo na vazante. Alguns compartimentos de terraços altos são tão elevados quanto os próprios sistemas interfluviais adjacentes, e devido à sua esculturação por dissecação fluvial, resultam em morfologias de colinas alongadas.

Os terraços altos mapeados totalizam 77 unidades em 12,6km², sendo a unidade maior igual a 1,3km², à montante da confluência do Ribeirão Grande com o rio Ribeira de Iguape, nas proximidades do Bairro do Conchal Preto. Este é um setor de intensa dissecação fluvial por se encontrar o interflúvio entre as sub-bacias da margem direita do Ribeira de Iguape e as sub-bacias da margem esquerda do rio Etá. Isto leva à uma descaracterização morfológica dos exemplares de terraços altos. Os terraços altos podem ocorrer em um único lado ou dos dois lados do vale. Neste último caso tendem a ser simétrico, ou seja, ocorrem de modo nivelado altimetricamente, conforme ilustra o perfil A-A' da Figura 71. Os terraços altos, normalmente, apresentam contatos côncavos bem marcado com a planície de inundação ou terraços baixos, seguida de ruptura convexa de topo. A partir desta cornija a superfície do terraço se estende sentido da vertente conformando declividades baixas, às vezes negativas, até o interflúvio, onde define descontinuidade em ruptura côncava (Figura 71). As unidades representadas no perfil A-A' estão bem conservadas, diferentemente daquele contido no perfil B-B'. A erosão proveniente de cursos fluviais de menor ordem e de incisões por concentração de águas pluviais promovem a erosão destes compartimentos.

De modo geral, os Terraços Altos tendem a ser uniformes e suas superfícies suavemente convexizadas pela erosão de seus limites (Figura 72A, B e C). Conforme mencionado, em alguns casos, compartimentos de terraços altos podem ocorrer adjacentes a morrotes convexizados abatidos aí presentes, confundindo-se com este último sistema. Isto é corroborado pelas ocorrências de terraços altos no setor ESB que atuam como sistemas interfluviais.

Figura 71. Exemplos de Terraços Alto mapeados no setor ESB.
Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 72. Exemplos de terraços mapeados no setor ESB. Visada em nível.

A – Sucessão de dois remanescentes de terraços altos na margem direita do Ribeira de Iguaçu, próximo à Eldorado. Articulados topograficamente indica contiguidade morfológica interrompida por dissecação de afluente. Indicações: amarelo, superfície de terraços altos; azul, nível de base local do afluente; preto, desnível de 15, aproximadamente. B – Superfície de terraço alto, próximo à Eldorado, dissecado por frentes abauladas de denudação e erodido por pastoreio. Indicações: amarelo, superfície de terraço alto; preto, frente de erosão; vermelho, terracetes de pisoteamento. C – Ruptura convexa de borda da superfície de terraço alto no contato com forma adjacente (planície). Indicações: amarelo, superfície de terraço; azul, nível de base local. D – Superfície de terraço baixo, em retaguarda de planície em afluente do córrego do Abobral. Indicações: amarelo, superfície de terraço baixo; azul, nível de base local.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em 06/09/2016.

Materiais superficiais

Para o esboço geomorfológico do setor ESB, hora apresentado, foram realizadas amostragens de material superficial em três locais, um, em terraço baixo nível 1 (ponto 5) e, outros dois em terraço baixo nível 2 (pontos 9 e 10)., conforme Figura 28 (consta também no esboço geomorfológico, da Figura 47). As amostragens destes pontos foram realizadas por abertura de trincheira e por sondagem com trado manual, tendo sido priorizado os 150cm iniciais. As descrições destes materiais foram realizadas exclusivamente em campo. O material coletado no ponto 5 (terraço baixo nível 1, localizado no vale do córrego do Abobral) consta na Figura 73. O material coletado nos pontos 9 e 10 (em terraço baixo nível 2, localizado na planície fluvial do rio Ribeira de Iguape, próximo à confluência com o Rio do Salto ou 1ª Ilha) constam na Figura 74.

De modo geral, os terraços baixos de nível 1 apresentam material homogêneo de textura predominantemente silto-arenosa à argilo-arenosa com areia fina, podendo conter fragmentos grosseiros, de seixos a calhaus, subarredondados a subangulosos, com mineralogia quartzosa, em geral concentrando-se abaixo de 50cm de profundidade. Possuem tonalidade cinza à cinza-amarelado com pátinas alaranjadas e estrutura compacta e homogênea, pouco porosa, em geral de moderada à baixa plasticidade. A matriz deste material tende a ser de coloração gley, evidenciando processo de redução e depleção de ferro.

A predominância da saturação hídrica restringe a atuação pedogenética. Nos locais amostrados, há variação da densidade de pátinas de oxidação (feições redox do tipo massa) e, em alguns casos, presença de nódulos, de diâmetros inferiores a 2mm, que aparentam ser de concreções ferruginosas de elevada resistência, com tonalidade alaranjada intensa à vermelho. Estes tons também podem ocorrer ao redor dos grãos maiores de seixos e calhaus, indicando local preferencial de oxidação. Estas características hidromórficas evidenciam ambiente redutor predominante. Este tipo de ambiente conserva algumas estruturas do processo genético deposicional, como tênues laminações argilosas, sobretudo nas bases do perfil, embora a estrutura sedimentar predominante seja homogênea.

Os terraços baixos de nível 2 também apresentam material de homogêneo, porém, diferentemente dos compartimentos de nível 1, trata-se de um material, marcadamente, mais bem drenado. Apresentam textura predominante variando entre argilo-arenoso à argiloso, de cor bruno-amarelado-claro à bruno (matriz oxidada), podendo fragmentos de frações grosseiras de grânulos a seixos isolados, de tendência subangulosa. Em geral apresentam horizonte orgânico de recobrimento e B textural como horizonte de iluviação, e muitas feições de bioturbação como caminhos de termitas, e desenvolvimento em blocos. Em certos pontos do perfil, abaixo dos 1,5m de profundidade, podem ocorrer concentrações de areia fina em lentes delgadas (<2cm de espessura) com marcante continuidade lateral evidenciando antigos processos deposicionais fluvial de baixa energia. Esta assembleia de elementos permitem afirmar que há desenvolvimento pedogenético (Figura 74).

No ponto 9 (Figura 74A) foram tradados 100cm, sendo que da superfície a 20cm, notou-se um horizonte A enterrado de coloração bruno amarelado claro, com textura média (argilo-arenoso), estruturas em bloco, de resistência moderada e porosidade abundante. De 20 a 40cm a tonalidade homogênea bruno-amarelada, destacando-se o aumento da proporção de silte e de restos vegetais. Entre 40 e 70cm há uma diminuição da aeração do material, tornando-se relativamente mais compacto, sem estrutura, assumindo coloração acinzentada clara, com aparecimento de feições de concentração de ferro oxidado em massa de médio contraste com a matriz. Entre 70 e 100cm, é observado material ligeiramente mais grosseiro, de textura entre areia grossa e grânulos, bem arestados em matriz siltosa a silto-argilosa. Os seixos apresentaram composição quartzosa.

No ponto 10 (Figura 74B), foram tradados 80cm, nos quais, de 0 a 20cm, constatou-se material arenoso de coloração bruno clara, úmido e com muitos fragmentos angulosos a subangulosos de composição quartzosa. Este material não apresenta estrutura pedológica e, do ponto de vista sedimentar, apresenta estrutura homogênea. Entre 20 e 30cm, ocorre súbita mudança textural, com predomínio de areia fina com silte, coloração bruno amarelada clara, em camada mineralógica, sem feições de hidromorfia. De 30 a 40cm, a tonalidade volta a ser mais escura, desta vez devido ao incremento de umidade e de MO em forma de argilas orgânicas. O material tende a ser mais coeso e homogêneo. Entre 40 e 60cm, há aumento de areia grossa e silte, que é acompanhada de relativa perda de umidade e de croma, deixando o material mais friável e claro. De 60 a 90cm, a proporção de finos é mantida, contudo há incremento de seixos subarredondados a bem arredondados de material quartzoso.

Figura 73. Ponto 5 - Trincheira em terraço baixo em afluente do córrego do Abobral.

A – Perfil vertical de 87cm de trincheira aberta em terraço fluvial. B – Detalhe do contato entre camadas superior e média. C – Detalhe do contato entre camadas média e inferior. C – Matação (aproximadamente 40cm de diâmetro maior) de composição quartzosa soterrado à cerca de 90cm de profundidade no terraço baixo. E – Trincheira rasa aberta em terraço baixo.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Rodrigo Santos. Obtidas em 22/02/2017.

Figura 74. Ponto 9 (Foto A) e Ponto 10 (Foto B) – Tradagens em compartimentos de terraço baixo de nível 2 próximos à confluência entre Rio do Salto e o Ribeira de Iguape. Amostras no trado a 40cm de profundidade, nos pontos 11 e 12.

Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em 17/02/2016.

Os materiais superficiais que sustentam os terraços altos mapeados no setor ESB foram amostrados nos pontos 1, 2 e 6, conforme Figura 28 (consta também no esboço geomorfológico, da Figura 47), abrangendo distintos remanescentes destas superfícies (Figura 75 a Figura 77). A exposição de perfis em cortes de estrada e em locais de empréstimo de material para pavimentação de vias rurais facilitaram o acesso e a descrição destes materiais superficiais. Terraços altos também foram levantados e descritos mais detalhadamente no contexto de mapeamento geomorfológico nos transectos de controle, em escala 1:10.000.

De modo geral, tratam-se de conglomerados relativos à Formação Eldorado, detalhada na caracterização da área de estudo, com espessuras variáveis, de algumas dezenas de centímetros a metros, dependendo da posição no vale fluvial. A Formação Eldorado compreende os cascalhos heteorométricos oligomíticos cimentados por matriz arenosa à argilo-arenosa, com fase rudácea composta de quartzo, quartizitos e, subordinadamente, rochas granitóides. Os sedimentos grosseiros apresentam arredondamento e imbricação, e em alguns casos, estratificação cruzada. Em alguns dos compartimentos amostrados, foram observados níveis de lamitos fortemente bioturbados recobrindo os pacotes de cascalheiras principais. Estes níveis podem ser frentes de intemperização dos materiais depositados ou ambientes de deposição de menor energia sincrônicos à elaboração da Formação Eldorado.

A Figura 76 apresenta perfil exposto em área de empréstimo de material, e é um dos melhores acessos aos materiais que sustentam os terraços altos presentes no vale do Baixo Ribeira de Iguape. O perfil da Figura 76A possui, aproximadamente, 350cm de espessura, nos quais constam, ao menos, 7 camadas distintas de sucessão de material, as quais evidenciam granodecrescência ascendente, mas que ocorre com algumas interrupções realizadas por camadas intercaladas de composição predominantemente pelítica (3 e 6). As camadas caracterizadas por carga grosseira (2, 4, 5 e 7) demonstram disposição caótica de grãos, sem imbricação evidente. Na Figura 76B observa-se detalhe de contatos frequentes entre distintas fases de sedimentação (ou ambientes de sedimentação distintos) que ocorrem na continuidade lateral do perfil principal exposto. Neste caso, é evidenciada a camada de composição rudácea predominante encimada por camada argilo-siltosa de cor bruno-avermelhado, recoberta por horizonte orgânico delgado de aproximadamente 10cm de espessura. Estas discontinuidades entre os materiais são ainda mais notórios no detalhe de perfil raso em topo de cascalheira que consta na Figura 76C, no qual as acomodações pelíticas, de provável paleoambiente lacustre, sobre a rocha mãe de migmatito. Neste perfil, delimita-se ao menos três camadas: horizonte orgânico de 30cm de espessura no topo do perfil; camada franco-arenosa, de 15cm, finamente

laminada à ondulada; e camada de 5cm argilo-siltosa, acinzentada com pátinas alaranjadas a amareladas, associada à transição com o migmatito intemperizado que embasa a superfície. Nas Figura 76D, E e F constam, respectivamente: detalhe de fragmento de seixo arredondado que compõe as camadas rudáceas da cascalheira (camada 7 do perfil principal); contato entre alterita (migmatito) e as camadas de recobrimento, nas quais constam deposição de seixos arredondados e bem selecionados entre as camadas de finos e a alterita; e, por fim, detalhe de afloramento de migmatito intemperizado que embasa a cascalheira.

Figura 75. Ponto 1 - Perfil de cascalheira no município de Eldorado, exposto em corte de construção civil na área urbana de Eldorado.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em 17/02/2016.

Os terraços altos, portanto, são sustentados por cascalheiras cuja característica sedimentológica assemelha-se aos perfis tipo descritos por Melo (1990) como integrando a os pacotes da Formação Eldorado.

As assembleias de evidências sedimentares contidas nestes materiais superficiais indicam que podem se tratar de sistemas deposicionais fluviais de fundo de canal, possivelmente, de rios entrelaçados instalados regionalmente no Pleistoceno. Eles representam enorme diversidade de subsistemas deposicionais daquele padrão de canal, e sua subclassificação requer levantamento sedimentológico detalhado, incluindo mineralogia da fase cimentante.

Os terraços altos denotam o limite das recentes inundações de maior proporção ocorridas nas últimas décadas. Em depoimentos orais recolhido de moradores, obteve-se que os limites de cotas atingidas pelas maiores inundações recentes coincidiram, em diversos pontos da área de estudo, aos limites das bordas escarpadas dos terraços altos. Isso constitui indicativo de que podem estar em curso processos erosivos laterais sobre estas bordas, promovidos por inundações de elevadas magnitudes. Os terraços baixos (Figura 73) possuem composição variada e totalmente distinta dos materiais dos terraços altos.

Estes níveis revelam a dinâmica geológica de incisão fluvial deste canal, denotando sucessivas retomadas de erosão em períodos geológicos muito distintos entre si. Ocorrem tanto na margem

esquerda, quanto na margem direita, localizando-se à retaguarda das planícies adjacente ao sistema de vertente. A dissecação promovida por tributários do Ribeira, em alguns casos, erodiu as bordas dos terraços, sobretudo dos níveis terraceados baixos, isolando-os dentro da planície.

Figura 76. Ponto 2 - Perfil de cascalheira no município de Eldorado, exposto em área de empréstimo de material.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Rodrigo Santos. Obtidas em: 06/09/2016.

Figura 77. Ponto 6 - Perfil de cascalheira no município de Eldorado, exposto em corte da rodovia SP-165, no terço inferior do córrego do Abobral.

A – Contato com migmatito alterado. B – Veios de quartzo fraturado e avançando às adjacências da base da cascalheira. C- Detalhe de material grosseiro, empilhado e imbricado. D – Lineamento de raízes indicando fissuras da alterita e locais preferenciais de percolação hídrica

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Rodrigo Santos. Obtidas em: 06/09/2016.

4.1.2. MORFOLOGIA FLUVIAL DETALHADA, 1:10.000, EM TRANSECTOS DE CONTROLE

Este item apresenta os resultados e discussões do mapeamento morfológico detalhado (1:10.000), para o qual se realizou controle topográfico de seções amostrais, levantamentos batimétricos de seções transversais do rio, e a descrição e interpretação do próprio mapeamento morfológico e de seções transversais de vale. As informações e discussões relativas aos transectos de controle que são abrangidos neste mapeamento detalhado, foram articulados aos resultados da modelagem hidrodinâmica (subcapítulo 4.2.2) e aos dados de materiais superficiais descritos em detalhe, que incluiu levantamentos tátil-visuais, granulometria, geoquímica, proporção de matéria orgânica e datação absoluta (subcapítulo 4.2.3).

a) Controle Topográfico: GPS Geodésico como Referência Topográfica

Foram levantados 166 pontos com GPS geodésico, utilizados para elaboração de 13 seções topográficas amostrais e para levantamento de nível de inundação em 11 locais. Os dados destes levantamentos foram comparados com os resultados do MDT do IGC. Ao tomarmos os valores do GPS geodésico como referência, os desvios são tanto positivos como negativos, variando de +4 a -12m (Figura 78), sendo 51 positivas (MDT>GPSG) e 115 negativas (MDT<GPSG). As diferenças demonstram que mais de 60% é inferior a 2m, e mais de 50% inferior a 1m. A média dos módulos das diferenças é de 1,62m ($\sigma=1,85$). Tomando-se por transecto de controle estas diferenças variam significativamente. Para o eixo de Eldorado a diferença média é de 1,30m ($\sigma=1,15$); para o eixo do Abobral a diferença média é de 2,38m ($\sigma=2,63$); e para o eixo do Votupoca a diferença média é de 1,19m ($\sigma=1,05$). As seções topográficas por transecto de controle foram sobrepostas para detalhamento de diferenças Figura 79 (Transecto de controle Eldorado), Figura 80 (Abobral) e Figura 81 (Votupoca).

Figura 78. Distribuição e histograma de erros entre altitudes do MDT e obtidas com GPS Geodésico. Organizado por Yuri Veneziani.

Os perfis das Figura 79 a Figura 81 demonstram incompatibilidades entre aqueles baseados no MDT (preto) e no levantamento com GPS geodésico (vermelho), decorrentes, sobretudo, ao detalhamento das informações vindas do MDT, perceptíveis nos perfis B-B' da Figura 79, A-A' da Figura 80 e B-B' da Figura 81. Tomando-se os resultados por transectos de controle, notou-se (i) que as diferenças médias em Abobral 2,38m ($\sigma=2,63$ m) são relativamente maiores frente a Eldorado (1,30m; $\sigma=1,15$ m) e Votupoca (1,19m; $\sigma=1,05$ m); (ii) que a maior concentração de diferenças negativas ocorre também no eixo do Abobral: enquanto em Eldorado e Votupoca diferenças superiores 2m representam menos de 20% das amostras, no Abobral perfazem cerca de 55%.

As maiores diferenças ocorreram em pontos realizados nas partes mais elevadas (vertentes e terraços altos). As razões disto podem estar no levantamento com GPS Geodésico (interferência do modelo geoidal para capturar variações topográficas de detalhe) ou no MDT da Emplasa (interferência pela vegetação arbórea sobre aerotriangulação). Fundo de vale, onde descontinuidades topográficas são menores e locais mais afastados dos sistemas interfluviais, os desvios entre os dados diminuem. Altitudes obtidas por GPS geodésico estiveram mais próximas às do MDT em áreas abertas e aplainadas.

Figura 79. Perfis de erros no Transecto de controle Eldorado.
Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 80. Perfis de erros no Transecto de controle Abobral. Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 81. Perfis de erros no Transecto de controle Votupoca.
Organizado por Yuri Veneziani.

Deve-se levar em conta que os dados de altitude dependem da disponibilidade de informações geodésicas de referência, do equipamento utilizado, das condições atmosféricas no dia do levantamento, do modelo de cálculo utilizado para obtenção do par de coordenadas, entre outros. O MDT aqui utilizado é consistido (EMPLASA, 2010/2011) com informações de pontos de controle de superfície obtidas por GPS geodésico, e assume-se um erro sistemático médio de posicionamento vertical, para todo o modelo, na ordem de 1,35m.

Considerando-se a imprecisão sistemática de 1,35 (EMPLASA, 2010/2011), diferenças desta ordem são assimiláveis, o que abrange $\approx 60\%$ dos pontos amostrados. Assumindo-se os dados do GPS geodésico como referência, mais da metade dos dados corroboram com dados do MDT. As razões da variabilidade dos desvios entre as diferentes condições topográficas e de cobertura vegetal requerem aumento e densificação da amostragem de dados com GPS geodésico.

b) Detalhamento do sistema Canal Fluvial a partir de Dados de ADCP

Os levantamentos de batimetria e velocidade instantânea do fluxo com ADCP foram realizadas em cinco seções transversais (XSA a XSE) distribuídas no setor ESB (Figura 82), sendo que as seções A, B e C estão inseridas ou próximas dos transectos de controle 1 (Eldorado), 2 (Abobral) e 3 (Votupoca), respectivamente, demonstrando a diversidade de formas transversais do canal nestes eixos. Os resultados, das cinco XS, foram amplamente empregados no ajuste da ecobatimetria na elaboração do MDT que embasou a modelagem hidráulica, por isso são aqui apresentados. Na Figura 82 são apresentados os resultados selecionados de batimetria e velocidade instantânea. Os dados originais de cada uma das variáveis para as verticais obtidas em campo são disponibilizados no ANEXO 8.

As seções transversais guardam atributos morfológicos e hidrogeométricos que respondem às tendências atuais de processos de canal. A largura e traçado do canal fluvial exprimem a variação do rio em dois padrões de canal: a montante, as larguras variam de 80 a 120m (XSA com 113m e XSB com 117m), enquanto a jusante entre 130 a 240m (XSD com 142m) aproximadamente. A XSC, posicionada na porção central do setor ESB (Votupoca), configura-se área de transição. Já a XSE, por estar próxima da ponte de acesso à Sete Barras, é uma seção estreitada artificialmente não sendo representativa da variação de larguras. Seções logo a montante da ponte de Sete Barras variam acima de 140m. Estas larguras correspondem ao perímetro molhado das seções no momento do levantamento, e não à largura de margens plenas.

As profundidades da XSA à XSD aumentam ligeiramente, mas estão em torno de 3,5m, subindo para 4,4m na XSE, o que responde, possivelmente, ao ajustamento devido à contribuição de afluentes no trecho, destacando-se o rio Etá. O raio hidráulico, todavia, varia significativamente entre as XS, relacionando-se ao formato de cada uma. As seções XSA, XSB e XSE possuem formatos irregulares ou retangulares e seus raios hidráulicos são elevados, iguais a 2,2; 2,3 e 2,9, respectivamente; enquanto XSC e XSD tendem a ser mais triangulares, evidenciam assimetria típica meândrica e possuem raios hidráulicos menores de 1,8. Todas as seções possuem bancos laterais submersos em ambos lados do canal, em alguns casos estendendo-se às áreas emersas, não sendo coletado pela batimetria, o que pode interferir no cálculo do raio hidráulico.

O raio hidráulico relaciona-se diretamente ao coeficiente de Chèzy e à velocidade de fluxo. Raios hidráulicos maiores implicam eficiência da capacidade de vazão do canal dentro de um mesmo perímetro molhado. Seções triangulares assimétricas tendem a corresponder a fases de equilíbrio do gradiente do canal em que o rio estabelece traçado longo que produza distribuição da perda energética.

As velocidades absolutas são obtidas pelo ADCP a partir do deslocamento dos sedimentos em suspensão, obtendo-se estimativa da distribuição horizontal e vertical, e do mecanismo de transporte predominante.

Figura 82. Localização das XS levantadas com ADCP e indicações de confluências fluviais no setor ESB. Seções transversais de canal e velocidades absolutas levantados com ADCP em 14 e 15/12/2016. ME – Margem Esquerda, MD – Margem Direita.

Organizado por Yuri Veneziani.

Junto ao leito não há estimativas de velocidade, pois a tensão cisalhante sobre leito móvel define nessa profundidade mecanismos distintos ao transporte por suspensão. As velocidades são tomadas pelo vetor da direção principal de jusante, não sendo contabilizados fluxos secundários. Os maiores valores em termos horizontais (entre 1,5 e 2m/s) tendem a estar no centro da seção e os menores

próximos às margens. Em termos verticais, não foram notadas variações características, mas há alguma concentração de fluxos velozes próximos à superfície, não imediatamente abaixo desta, devido ao atrito com a atmosfera (Figura 82). Próximo e sobre os bancos laterais, as velocidades reduzem significativamente, passando de 1m/s nas partes mais profundas para 0,75 a 0,5m/s nas partes mais rasas. A redução da energia cinética se atrela a diminuição da capacidade de carga e tendência de acreção do banco.

A XSA (Figura 82) é irregular e assimétrica, com margem direita formando banco arenoso de baixa profundidade (1,2m) e topografia aplainada, seguida de mudança convexa e rampa com declividade de 0,05m/m. Neste trecho as velocidades variam de 0,75 a 1,25m/s. Esta barra lateral é contínua na parte emersa, e se estende por mais de 50m. O trecho central da XSA é marcado por um aprofundamento do leito onde estão as maiores velocidades da seção (1,5m/s), e outra parte por proeminência de 1,3m, que se estende por 23m, onde há turbulência de fluxo. A margem esquerda apresenta declividade mais elevada igual a 0,14m/m, definindo ruptura côncava na base, onde há tendência erosiva do terraço baixo adjacente à esta margem, apesar da diminuição da velocidade do fluxo. A variação topográfica desta seção se vincula às morfologias mapeadas na parte externa. A XSB (Figura 82) está ao final de trecho de suave sinuosidade do canal, posicionando-se em uma curvatura à direita, o que resulta em assimetria entre as margens. À direita forma-se barra lateral de tendência aplanada à convexa, com declividade na ordem de 0,3m/m, elevado gradiente de velocidades, abaixo de 0,5m/s próximo à margem à 1,3m/s sobre a barra. O trecho central de fundo é aplanado com microrugosidade e velocidades uniformes ($\approx 1,2$ m/s). Na margem esquerda há aprofundamento do leito com ruptura côncava na base, definindo declividade de 0,3m/m, configurando margem com tendência à escavação.

A XSC (Figura 82) está no bairro da 1ª Ilha, à montante do terceiro eixo de detalhamento, localizando-se próximo à confluência do rio 1ª Ilha em setor de ampla curva meândrica à direita, onde desenvolve barra lateral alongada. Com aproximadamente 70m de extensão ($\approx 50\%$ da largura desta XS) e profundidade inferior à 0,3m, esta barra possui declividade aproximada de 0,004m/m, e evolui para uma rampa de 0,03m/m em mudança convexa, nas quais a velocidade do fluxo é frequentemente superior a 1m/s. Na margem esquerda há contato erosivo em ruptura côncava na base, com velocidades acima de 1,5m/s. As XSA e XSE (Figura 82) apresentam setores com velocidades muito baixas ($< 0,25$ m/s), concentradas próximo à margem esquerda. Em ambos, há afloramentos de dique de diabásio correspondentes às saliências topográficas: na XSA com 1,3m de altura e na XSE com 1m de altura. Estes afloramentos foram aferidos por observações em campo em áreas em que estes afloramentos estão emersos e pelas rugosidades na superfície da água nestes trechos. A proximidade da ponte na XSE pode produzir zonas de turbulência e recirculação junto aos pilares, gerando irregularidades da velocidade e direção do fluxo, com fluxo em jato. Nas bordas, a aproximação das margens eleva a velocidade, reduzindo as velocidades dos fluxos, podendo gerar recirculações laterais.

c) Análise morfológica detalhada dos compartimentos fluviais mapeados em escala 1:10.000 nos transectos de controle

A partir do esboço 1:50.000, os limites dos compartimentos morfológicos foram refinados com checagens de campo específicas nestes setores. Os transectos de controle sobre os quais se realizou os mapeamentos detalhados, definem áreas retangulares nos quais se abrangem compartimentos morfológicos e as variações topográficas existentes no setor ESB. Por isso, não circunscrevem sistemas físicos de maneira completa, mas permitem observar as relações entre os sistemas morfológicos mapeados. Os mapeamentos em 1:10.000 constam nas Figura 83 (Eldorado), Figura 84 (Abobral) e Figura 85 (Votupoca), e as suas respectivas descritas à sequência de cada mapeamento.

Figura 83. Mapeamento morfológico detalhado (1:10.000) do Transecto de controle de Eldorado. Organizado por Yuri Veneziani.

I. Transecto de controle de Eldorado (Figura 83)

O Rio Ribeira de Iguape, à altura da cidade de Eldorado, apresenta ampla curva meândrica estrutural do tipo tortuosa e com seção transversal do canal assimétrica, sendo que a margem esquerda é mais inclinada em relação à margem direita, com menores inclinações. À margem direita há barra lateral com faixa de exposição arenosa com gradual mudança de declividade convexa em direção à planície de inundação

Na margem esquerda do rio Ribeira de Iguape, a planície de inundação do rio principal apresenta 350m de extensão, aproximadamente, prolongando-se à norte devido à planície fluvial do afluente Incomager (onde foram realizadas coletas de testemunhos) com eixo N-S, perpendicular ao Ribeira de Iguape. O vale daquele afluente possui aspectos peculiares: forma alongada e variações importantes na largura do fundo de vale, sendo o trecho de jusante a parte mais larga ($\approx 120\text{m}$), enquanto, à montante, há algumas restrições laterais, com estrangulamentos de até 25m de largura. Em relação à altitude do fundo de vale deste afluente, há amplitude de 22m (na confluência com o Ribeira de Iguape) à 27m (no contato com a base da vertente). Na retaguarda da planície do córrego Incomager, há um patamar de terraço nível 1, com contato côncavo em mudança de declividade com a planície, elevando-se $\approx 2,5\text{m}$ em relação à esta última. Ainda no lado esquerdo do rio Ribeira de Iguape, o compartimento de terraço nível 1, adjacente ao canal, a $\approx 27\text{m}$ de altitude, estendendo-se em rampa de suave declividade negativa à base da vertente. O compartimento de terraço nível 2, ainda neste lado do rio, eleva-se, aproximadamente, 2m do nível mais baixo. Os estrangulamentos mencionados no fundo de vale do córrego Incomager podem ter um efeito de elevação dos níveis d'água em condições de inundação e dificuldade de retorno das águas excedentes. Na fase de enchimento da inundação, a restrição lateral do vale intensifica a elevação da água extravasada, fazendo com que este seja um setor de toda a planície do Ribeira de Iguape onde os maiores níveis de inundação possam ser atingidos (DAEE, 1999). No momento de retorno das águas de inundação, os mencionados estrangulamentos retardam seu retorno ao canal principal, favorecendo no fundo de vale do córrego Incomager a instalação de sistemas continuamente saturados, com provável retenção de material sólido, sobretudo argilas e siltes.

Na margem direita do rio Ribeira de Iguape, a planície fluvial do rio Ribeira de Iguape é ligeiramente mais larga que a margem oposta, com 600m, aproximadamente. A amplitude topográfica de 22 a 25m, desde o contato com a barra lateral até a base da vertente. O patamar correspondente ao terraço nível 1 (também nivelado à $\approx 27\text{m}$ de altitude) apresenta uma superfície topograficamente mais descontínua devido ao trabalho de dissecção realizado por canais de drenagens secundárias instaladas. Ainda neste lado do Ribeira de Iguape, foi mapeada unidade de Terraço Alto sustentado por cascalheiras da Formação Eldorado. Trata-se de um setor aplainado no topo, fortemente convexizado nas bordas de declividade moderada ($>0,15\text{m/m}$). O topo desta superfície apresenta amplitude topográfica de 37 a 39m de altitude, cerca de 17m acima do nível médio das vazões do Ribeira. Em suas bordas apresenta-se muito dissecada com forte rebaixamento dos níveis. À montante, o terraço alto é delimitado por sistema interfluvial sustentado por migmatitos.

Os três testemunhos deste eixo, Eld_1, Eld_2 e Eld_3, foram coletados ao longo do fundo de vale do córrego Incomager, a 28,8m, 24,3m e 26,3m, sendo o primeiro localizado no terraço nível 1 localizado na retaguarda deste vale afluente, e os outros ao longo da planície: Eld_2 no trecho montante e Eld_3 no setor intermediário. A altitude mais elevada em Eld_3 em relação à Eld_2, deve-se à sua coleta ter sido realizada em vale secundário de afluente. Os demais pontos de análise detalhada de material também se localizam na margem esquerda do Ribeira de Iguape: Eld_4, no fundo de vale, a aproximadamente 24m de altitude, e Eld_5, no terraço nível 1 que define a borda erosiva do Ribeira de Iguape, a aproximadamente 27m de altitude.

Figura 84. Mapeamento morfológico detalhado (1:10.000) do Transecto de controle do Abobral. Organizado por Yuri Veneziani.

II. Transecto de controle do Abobral (Figura 84)

Neste transecto o Ribeira de Iguape possui padrão meândrico tortuoso do canal principal, porém com fundo de vale ligeiramente mais largo do que aquele observado no transecto Eldorado.

Na margem direita do canal principal possui ampla barra lateral, com largura que supera 100m, amplitude topográfica de 17 a 18m e declividade média igual a 2°. A planície de inundação deste lado do canal apresenta altitude média de 20m e restringe-se às proximidades com o canal principal e em superfícies de dissecação que se instalou em terraço baixo nível 1, presente neste lado, morfologia, a qual, possui amplitude topográfica de 22 a 23,5m de altitude. Voltando à mencionada dissecação, nota-se, à margem direita do canal principal, o estabelecimento de uma retaguarda entrecortada onde uma superfície de planície é elaborada na descontinuidade com o compartimento de Terraço Alto. Nesse compartimento de planície de inundação há instalação de drenagem natural secundária. A unidade de Terraço Alto no lado direito do canal é delimitada por contato côncavo abrupto com a planície adjacente, e eleva-se a 37m de altitude, cerca de 20m acima do nível médio de vazante do rio Ribeira de Iguape. Na margem esquerda do canal principal, ocorre tendência erosiva natural da margem em decorrência dos processos hidrodinâmicos inerentes. Nessa margem, observa-se, adjacente ao canal, a presença de compartimento de terraço de Nível 1 e de planície de inundação de nível 2. O primeiro possui forma alongada com 750m de comprimento por <90m de largura, no qual a altimetria média é de ≈21,5m. O segundo possui largura raramente superior à 100m, apresenta amplitude topográfica de ≈18,5 a 20m de altitude e limites marcados por contato côncavo abrupto com o compartimento de Terraço Alto que se estende à noroeste e oeste.

O compartimento de Terraço Alto nesta margem do rio Ribeira de Iguape deve ser destacado. Esta unidade possui largura máxima que pode ser superior à 2,5km, superfície topográfica em colina alongada com topos aplainados cuja a cota máxima está acima de 38m. Observando-se a seção topográfica B-B' nota-se que tal cota máxima que nível o compartimento no lado esquerdo do rio Ribeira, corresponde à mesma notada no compartimento da margem direita, logo, há simetria entre as unidades de Terraço Alto no Transecto de Controle Abobral. Sobre o compartimento de terraço alto à margem esquerda do canal fluvial há instalação de frentes de dissecação, denotada, por exemplo, pelas planícies de inundação do córrego do Abobral e de seus afluentes, que podem ser observados à noroeste.

O córrego do Abobral conflui com o Ribeira de Iguape à jusante de ilha fluvial parcialmente mapeada, à cota de 16m. Este tributário apresenta padrão meândrico sinuoso, indicado pelo traçado atual do canal ativo e pelos meandros abandonados que testemunham sua migração lateral. A planície de inundação deste afluente, assim como a do córrego Incomager, no transecto de controle Eldorado, tende a ser alongada, estendendo-se na direção preferencial N-S por 3.800m entre a confluência com o Ribeira de Iguape e o contato com o sistema vertente, onde atinge 22m de altitude, definindo gradiente médio de 0,0009m/m.

A planície de inundação do córrego do Abobral é delimitada por contatos com compartimento de Terraço Alto à Sul-Sudeste e com morros à oeste e norte de morfologias fortemente convexizadas, os quais são sustentados por geologias cristalinas formadas por unidades metapelíticas e por granitoides.

Os dois testemunhos deste eixo (Abo_1 e Abo_2) foram coletados em diferentes posições na planície de inundação do córrego do Abobral, mas ambos a, aproximadamente, 19m de altitude. Os demais pontos de análise detalhada de material localizam-se na barranca do córrego do Abobral envolvendo a planície deste afluente (Abo_3), no terraço baixo do terço jusante final do córrego do Abobral (Abo_4), na planície da margem direita (Abo_5), na barra central parcialmente mapeada (Abo_6) e em Terraço Alto da margem direita (Abo_7).

Figura 85. Mapeamento morfológico detalhado (1:10.000) do Transecto de controle do Votupoca. Organizado por Yuri Veneziani.

III. Transecto de controle do Votupoca (Figura 85)

O transecto de controle do Votupoca abrange um trecho do Rio Ribeira de Iguape e de sua planície fluvial onde se instala tipo de canal meândrico sinuoso, em que há o desenvolvimento livre de alças meândricas sem o controle estrutural observado nos transectos de controle de Eldorado e do Abobral. No transecto do Votupoca, é abrangida a sucessão de duas curvas meândrica do canal principal, o qual está ligeiramente deslocado à esquerda (norte) no fundo de vale.

Nas margens convexas há barrancas erosivas com desníveis que podem atingir 6m de altura. Nas margens côncavas desenvolvem-se barras laterais com larguras máximas de 250m, e inclinações baixas, em geral inferiores à 3°. Associadas a estas barras, sobretudo à margem direita, ocorrem cordões arqueados com amplitudes topográficas entre 12 e 14m.

A planície de inundação é o compartimento geomorfológico majoritário neste transecto de controle, no qual apresenta amplitude topográfica predominante entre 15 e 16,5m, raramente superando 17m. A largura máxima aproximada deste compartimento é 3.000m e são delimitados por *backswamps* em ambos os lados do vale, que estão a, aproximadamente, 1m abaixo do nível principal da planície de inundação.

Os meandros abandonados presentes testemunham as antigas posições do canal. Na margem direita, os meandros abandonados apresentam amplitudes altimétricas entre 13 e 15,5m, sendo que as menores cotas ocorrem no centro do paleomeandros. Estes sistemas, portanto, são deprimidos em relação à planície adjacente, com a qual mantém desníveis de até 1,5m. Isto faz com que haja uma tendência de que os processos de inundação nos meandros abandonados ocorram antes de que a própria planície se inunde. Os testemunhos Vot_1 e Vot_2 foram obtidos a cotas aproximadas de 14,5m, e distam do canal atual em 1.140 e 1440m, respectivamente, ambos no mesmo paleomeandros à margem direita do canal.

Na margem esquerda também foram mapeados meandros abandonados, com amplitudes e extensões menores do que aqueles constantes na margem direita do canal. Vale destacar ainda que um dos paleomeandros apresenta ampla região interna com nível de colmatagem 1, o que significa dizer sistema lacustre constante. Sua amplitude topográfica é de 13,2 a 15m, aproximadamente, desconsiderando-se os setores submersos.

Na margem esquerda foram mapeados compartimento de terraço baixo de nível 1, isolado, com largura máxima de 150m e altitude média de 20m. Além deste, compartimento de Terraço Alto também foi mapeado no limite norte do transecto de controle Votupoca. É caracterizado por superfície aplainada, bordas com tendência com tendências convexas, e cotas máximas na ordem de 30m de altitude.

Além dos testemunhos Vot_1 e Vot_2, outros três locais de análise de materiais superficiais foram levantados: Vot_3, à altura do *plugbar* de meandro abandonado na margem direita, Vot_4, na barranca da margem oposta, entre *plugbar* e a superfície principal de planície; e Vot_5, na barra lateral na margem esquerda do canal atual.

A análise dos materiais nesta escala de detalhe foi realizada no item 4.2.3, onde os indicadores de paleoinundações foram explorados.

∴

Apontamentos dos potenciais de colaboração da análise geomorfológica no entendimento das inundações

A abordagem geomorfológica, com base na cartografia geomorfológica detalhada, é fundamental ao entendimento das inundações, suas tendências espaciais e suas magnitudes. Tanto o esboço

geomorfológico 1:50.000, quanto o detalhamento morfológico 1:10.000 (que se debruçou em transecto com papel de controle morfométrico), foram produtos necessários para compreender a espacialidade e a complexidade com o qual ocorrem as inundações atuais.

Baseada nos pilares de forma, material e processos, a pesquisa geomorfológica recolhe os limites espaciais dos sistemas morfológicos e as variabilidades dos materiais superficiais e suas propriedades, sobre os quais avança à interpretação de processos. A inundação é um processo fluvial. Por isso, para compreendê-la devem ser levadas a cabo descrições detalhadas e orientadas sobre as formas e materiais superficiais.

No que se refere aos sistemas morfológicos, alguns indicadores de tendências espaciais das inundações podem ser obtidos de elementos descritivos: (i) a morfometria dos compartimentos, com destaque à topografia, podem apontar limiares de altura entre estes compartimentos e os níveis das vazões de estiagem e das margens plenas; (ii) o arranjo espacial dos compartimentos morfológicos, sobretudo em relação ao sistema canal fluvial, podem indicar conectividades hidráulicas e sedimentares, diferentes níveis de suscetibilidade, tendências de magnitude-frequência de inundações; (iii) os limites espaciais das unidades geomorfológicas de cada sistema geomorfológico fluvial são um dos principais resultados, pois identificam diretamente no território, onde os processos de inundação podem ocorrer e com quais características essa ocorrência pode ser esperada.

Alguns limiares topográficos que permitem indicar tendências espaciais e magnitudes dos eventos de inundação são particularmente bem articulados em perfis transversais de vale. Por meio deste produto, na seção transversal de Eldorado, por exemplo, pode-se apontar que vazões máximas anuais na ordem de $530\text{m}^3/\text{s}$ respondem por cheias internas ao canal, as quais ocorrem entre as faixas de 18m a $\approx 21\text{m}$ sobre NMM; enquanto vazões na faixa dos $1430\text{m}^3/\text{s}$ já são capazes de produzir cenários de inundação das partes mais baixas da planície de nível 2 nesta seção transversal, sendo relativa a faixa de cotas entre 22 e 24m sobre NMM. Estes limiares de altitude são, além de topográficos, processuais, pois dependem da informação de vazão (obtida do posto 5F-001 que será descrita e explorada na sequência da pesquisa). Tais informações podem ser plotadas e extrapoladas no mapa geomorfológico, guiando-se pelos limites espaciais de cada compartimento geomorfológico identificado. Os limites das unidades contêm, em si, a área máxima que o transbordamento, numa dada faixa de vazão, pode atingir.

Porém, a variabilidade das morfologias da planície é elevada e o processo de inundação, em suas fases, não é contínuo em cada parte do perfil longitudinal, nem mesmo dentro de uma seção transversal (OMENGO et al., 2016). Por isso, o uso exclusivo dos limites dos compartimentos e sua classificação geomorfológica para sustentar afirmações relativas às tendências espaciais e magnitude das inundações, devem ser evitados, sendo recomendável que se analise o contexto de arranjos morfológicos e, obviamente, considere-se os materiais superficiais.

Por exemplo, para uma inundação de pico de vazão na ordem de $3800\text{m}^3/\text{s}$ na seção transversal de Eldorado, a cota relativa é de $\approx 30\text{m}$ sobre o NMM. Esta altitude corresponde à superfície de alguns remanescentes de terraços baixos de nível 2 próximo à Vila Incomager, que está adjacente ao canal principal do Rio Ribeira de Iguape. Porém, para esta mesma magnitude de pico, são inundados terraços baixos de nível 1 localizados na retaguarda do vale do córrego Incomager. Ou seja, para a mesma magnitude de pico de vazão, dois compartimentos geomorfológicos distintos, que a priori podem ser classificados com distintas suscetibilidades, tendem a ser inundados. Isso se deve ao ganho de altitude próprio da planície do córrego afluente, que se eleva gradualmente até atingir a base o terraço baixo de nível 1 em sua retaguarda. Esta característica faz com que as superfícies de dois níveis de terraços baixos diferentes tenham as mesmas cotas altimétricas. Deve-se considerar, ainda, que a dissipação de energia das inundações remontantes, pode diminuir a velocidade e a profundidade do fluxo, que

apresentariam resultados distintos de inundação em cada parte do perfil longitudinal dos afluentes. Estes são raciocínios próprios da análise geomorfológica baseada nas informações dos sistemas morfológicos mapeados.

Mapear e definir os caminhos preferenciais de circulação de águas superficial na planície fluvial podem auxiliar na compreensão de como se comporta os fluxos em superfície durante cada fase da inundação. Planícies de inundação de nível 1, por exemplo, apresentam maior variabilidades topográficas representadas por canais secundários, sistemas de drenagem enfatizados por valas e conjuntos de formas erosivas. Estas formas indicam dissecação causada por fluxos de inundações mais intensos, por onde, inicia-se o transbordamento do canal. Próximo à área urbana de Eldorado, ampla área localizada à leste da cidade apresenta estas características, e pode ser apontada como mais vulnerável. No trecho de jusante, no transecto de controle Votupoca, as depressões entre cordões marginais convexos são, após as barras laterais, os setores dentro da planície de inundação mais suscetíveis, pois além de rebaixadas, recanalizam os fluxos de transbordamento e os direcionam para o interior para planície, em alguns casos conectando-os a meandros abandonados e bacias de inundação. Por essa razão, não é incomum que setores de retaguarda, afastados do canal fluvial, sejam primeiramente afetados por inundações em relação a locais da planície de inundação mais próximos ao canal. Estes caminhos preferenciais expressam as conectividades hidráulicas da planície.

Ainda que as fases de inundação sejam as mesmas, é fundamental ter em conta que os caminhos exatos da circulação da água, as velocidades de propagação do fluxo e, evidentemente, as tendências morfodinâmicas relacionadas dependem da magnitude do evento de entrada. Os meandros abandonados, por exemplo, são sempre um dos primeiros compartimentos a serem inundados. Estes eventos podem fazê-lo com uma energia tal capaz de transportar e depositar grande quantidade de sedimentos, favorecendo o preenchimento destas formas, sem alterar os materiais previamente depositado. Em outros casos, entretanto, eventos mais intensos podem ser responsáveis por remoção de pacotes inconsolidados anteriormente depositados e sedimentação de novas e espessas camadas arenosas, que podem gerar significativas discontinuidades nos materiais superficiais.

Os aspectos e elementos dos sistemas morfológicos explorados nos parágrafos acima são exemplos de como este resultado da análise geomorfológica pode sugerir tendências espaciais de inundação, ao indicar a superação de limiares geomorfológicos, caminhos preferenciais das águas de transbordamento, volume de água estocado (temporariamente) em superfície e espacialidade máxima das inundações. Mas também podem sustentar apontamentos de suscetibilidade relativa a este fenômeno. A suscetibilidade à inundação possui como controles a magnitude-frequência dos eventos e a duração (permanência) da inundação em cada compartimento.

Sobre distintas formas erosivas e deposicionais, mais ou menos salientes, a geomorfologia compila evidências que distinguem tais suscetibilidades. Morfologias deprimidas na planície de inundação, como *backswamps* e meandros abandonados são sistemas de convergência de fluxo e, por isso, são mais sujeitas às inundações que suas adjacências. Contudo, alguns paleomeandros, podem estar menos suscetíveis a inundações devido a sua posição relativa ao canal fluvial ativo, o que influencia no tempo de permanência das águas em superfície, podendo alterar o grau de suscetibilidade do sistema. Diques fluviais e cordões marginais convexos, por estarem mais próximas aos canais ativos, são alvos de fluxos efetivos, e tendem a assinalar locais de elevada suscetibilidade à inundação devido à frequência e a intensidade com que estes processos ocorrem. Porém, suas formas salientes fazem com que não sejam atingidos por inundações de menor magnitude e, ainda, favorecerem a drenagem destes compartimentos, colaborando para diminuir a permanência da água de inundações, o que influencia

nos graus de suscetibilidades. De modo geral, estes controles convergem para apontar cenários de maiores ou menores níveis de suscetibilidade (VENEZIANI, 2014).

Conforme destacado, as tendências hidrodinâmicas que se relacionam à suscetibilidade podem se diferenciar dependendo do arranjo de morfologias. Por exemplo, as planícies de inundação de nível 1 tendem a ser muito suscetíveis às inundações, mas os compartimentos deste subsistema que estão localizados a montante de pontos de estrangulamento ou barramentos tendem a ser ainda mais suscetíveis em função da tendência de agravamento da condição de drenagem. Outros casos são: (i) os compartimentos de *backswamps* confinados por sistemas de terraços ou localizados na retaguarda das planícies tendem à retenção da água, que implicam maior suscetibilidade; (ii) os meandros abandonados com lagos em ferradura e paleodiques elevados tendem a ser ativados mais rapidamente em situações de inundação e a permanecer com um volume maior de água em superfície por um tempo mais longo; (iii) a presença de marcas longilíneas paralelas erosivas típicas de processos de tração em lóbulos convexos das alças meândricas é outro indicador de maior suscetibilidade, em relação aos lóbulos que apresentam menor quantidade destas morfologias erosivas; (iv) setores de estreitamentos de pedúnculos entre curvas meândricas, também podem ser apontados como de elevada suscetibilidade à inundação, devido à tendência erosiva iminente do canal fluvial; ou ainda, (v) setores de planície de inundação de nível 2, do canal principal ou de afluentes, quando represados por estruturas viárias podem apresentar elevada suscetibilidade à inundação, devido à velocidade de acúmulo e à dificuldade de escoamento da água excedente. Estes são alguns apontamentos obtidos da racionalidade espacial empreendida sobre o mapa geomorfológico que contribuem para análise de magnitude-frequência das inundações.

Quanto à descrição e análise dos materiais superficiais, conforme mencionado, a geomorfologia também avança neste raciocínio à medida em que os abrange como um outro fator determinante na classificação dos sistemas fluviais. Elementos descritivos da sedimentologia e da pedologia apontam a sorte de processos atuantes e a predominância de uns sobre outros. A título de ilustração, citam-se os seguintes aspectos: cor, como elemento de identificação de tendência de ambiente à oxidação ou redução; análise redox, para reconhecer tendências de saturação por franjas de oscilação dos níveis de águas subterrâneas ou por duração da água em superficial (decorrente de inundação). As feições redox ainda são indicadoras da formação de minerais secundários, os quais são elementos de desenvolvimento pedológico. A textura como indicador também de desenvolvimento pedológico, mas, sobretudo, para caracterizar depósitos fluviais, a energia (competência) de fluxo; as estruturas sedimentares, como indicativo de direção e profundidade dos fluxos, bem como sua energia para o transporte.

Certa ênfase nas análises e indicadores de pedogênese se justifica, uma vez que a formação de solos são indicadores de tempo de estabilidade da superfície e sua exposição a processos subaéreos predominantes, que são parâmetros da análise dos materiais superficiais na abordagem da hidrologia de paleofluxos, importantes, sobretudo no Meio Tropical Úmido (CELARINO; LADEIRA, 2017). Reconhecer estas feições é caracterizar evidências que contribuem a análise de paleoinundações para estes meios.

O levantamento e análises de feições redox não revelam, diretamente (e necessariamente), as tendências de inundação, nem incidem propriamente na compreensão de episódios individuais de inundação. Complementarmente a isso, seus levantamentos oferecem elementos para discriminar tendências de dinâmica de drenagem (saturação e dessaturação) de cada compartimento (seus limites de profundidade, seus tempos de permanência, e as transformações geoquímicas induzidas pela água), caracterizando outra tendência de processo hidrodinâmico, relacionada, propriamente, à ação mais

constante ao longo tempo na (trans)formação dos materiais superficiais. Ou seja, ela ilumina a ação simultânea do processo de saturação hídrica em relação aos processos de inundação, permitindo ao pesquisador ponderar sobre qual destes processos é predominante sobre o outro na elaboração das propriedades dos materiais.

Para o mapa geomorfológico a descrição dos materiais superficiais não requer, necessariamente, a identificação de todos os elementos que podem contribuir para entender os fluxos superficiais relacionados à inundação, ainda menos os eventos extremos. Mas o levantamento auxilia, significativamente, nos indicadores de tendência e na escolha dos locais amostrais mais propícios. No setor ESB, a análise geomorfológica sobre o esboço cartográfico 1:50.000, tem demonstrado que alguns compartimentos específicos são mais favoráveis para encontrar evidências sedimentares relativas a eventos extremos do que outros. Nas retaguardas das planícies de inundação de nível 2 e nos diferentes níveis de terraços fluviais baixos amostrados, por exemplo, não constaram evidências contundentes de aportes fluviais por inundações. Por outro lado, em certos setores da planície de inundação mais próximas ao canal fluvial (córrego do Abobral), barras centrais e meandros abandonados (transecto de controle Votupoca), alguns pacotes revelaram potencial para identificar tais evidências, bem como descreve-las e caracterizá-las em relação aos fluxos fluviais³³. Esta discussão é retomada na descrição detalhada dos materiais na abordagem da hidrologia de paleoinundações.

De forma geral, onde os fluxos tendem a ser mais intensos (próximos ao canal, sobretudo) e onde o regime de saturação leva à redução dos pacotes (conservando-os de perturbações químicas e biológicas), há maior quantidade de evidências sedimentológicas remanescentes dos processos de inundação que levaram a elaboração dos depósitos.

Quanto aos eventos extremos de inundação, as descrições morfológicas e de materiais superficiais indicam, em suma, o limite das áreas máximas. Para o setor ESB, reconhece-se, empiricamente, certos limiares morfológicos destas áreas máximas: limites dos terraços altos. Estas são as morfologias que marcam os limites das inundações de maiores magnitudes observadas no tempo histórico.

Estes limites indicam a espacialidade dos eventos extremos, mas, isoladamente, não aportam informações que permitam definir a magnitude, a energia e a distribuição precisa destes eventos. Para seguir nesta caracterização, os limites espaciais devem ser articulados com informações suplementares de vazão, e levantamentos de níveis de inundação baseados em marcas d'água com depoimentos orais.

Para concluir, as tendências espaciais das inundações, suas magnitudes e eventos extremos podem ser “reveladas” pela geomorfologia a partir das formas e materiais. Seu detalhamento deve ser alicerçado a dados de monitoramento de variáveis desse processo, como a vazão e nível d'água, por exemplo. O monitoramento destas variáveis permite análises de cunho temporal, que, por sua vez, incidem diretamente na caracterização da magnitude-frequência e investigação de eventos extremos, complementando a dimensão temporal da análise geomorfológica sobre o processo de inundação. Isso corrobora a necessidade de empreitar análises interdisciplinares.

³³ Alguns apontamentos foram antecipados da descrição dos materiais superficiais coletados para caracterização dos transectos de controle.

4.2. HIDROLOGIA FLUVIAL DO BAIXO RIBEIRA DE IGUAPE

Este capítulo estrutura-se em três subitens básicos em que se realizaram análises hidrológicas, hidráulicas e de paleoinundações, enfatizando-se os eventos extremos.

4.2.1. ANÁLISE HIDROLÓGICA

Parte da investigação estatística dos dados instrumentais de vazão, para permitir compreender a magnitude-frequência das inundações que ocorrem no Baixo Ribeira e para a compreensão da hidrodinâmica de inundações do setor ESB. Este item se divide em três: um, investigação do regime de precipitações e eventos extremos de chuva, dois, enfatizando a intensidade-frequência de vazões e estacionaridade da série de dado; e, três, análise de hidrograma probabilístico e caracterização das tendências de forma dos hidrogramas causadores de inundação.

4.2.1.1. PRECIPITAÇÕES INTENSAS

a) Regime de chuvas: descrição básica

A precipitação média anual para o posto de Registro (Código 4F-005, Figura 34) foi de 1.544mm e mediana de 1.479mm. Os máximos totais anuais são de 2.633, 2.110, 1.982, e 1.976mm, ocorridos em 1983, 1989, 1998 e 1997, respectivamente (Figura 86). A oscilação anual é significativa e sugere, grosseiramente, variabilidade entre anos mais secos e mais úmidos em um ritmo de cinco anos. Apesar desta oscilação, 70% dos anos está dentro do limite de 1 desvio padrão em relação à média, e apenas 13% (o que equivale a 9 anos) está acima de 1 desvio padrão, concentrando-se a partir da década de 1980. Em termo estatísticos, a superação de 1 desvio padrão pode ser considerado um dado extremo. O ano de 1983 destaca-se por sua excepcionalidade, superando em 70% a média e em 430mm o limite de +2 desvios padrão. É o único caso em que isso acontece. A concentração de anos acima da média a partir de 1980 é responsável por uma tendência positiva significativa em direção à 2016, com coeficiente de ascensão na ordem de 6mm/ano.

Figura 86. Precipitação média anual (mm) no posto F4-005 e suavização LOESS (alpha = 0,1).

Organizado por Yuri Veneziani.

A chuva média mensal distribui-se irregularmente ao longo do ano, sendo o período chuvoso de outubro a março, quando se acumulam, aproximadamente, 70% do total anual. O mês mais chuvoso é janeiro, com média de 251mm; enquanto o mês mais seco é agosto com média de 59,2mm (Figura 87).

Figura 87. Precipitação média mensal no posto F4-005, totais mensais de 1983, 1997 e 2013, e desvio padrão. Barras mais escuras identificam meses com tendência chuvosa.

Organizado por Yuri Veneziani.

Naturalmente, os maiores desvios padrões tendem a ocorrer nos meses mais chuvoso, notadamente janeiro, fevereiro e março, com 127, 90 e 80, respectivamente. Por outro lado, o coeficiente de variância demonstra que é no período seco (junho, julho e agosto) que ocorre as oscilações mais intensas, com alguns meses da série histórica muito chuvosos, e com outros extremamente secos. A exemplo disto, os anos de 1983, 1997 e 2013 apresentaram médias anuais muito mais elevadas do que a média, particularmente devido aos acumulados nos meses tipicamente mais seco (junho e setembro). Anômalo, o ano de 1983 apresentou totais mensais regulares apenas em fevereiro, julho, outubro e novembro, nos demais meses sua variabilidade em torno da média mensal foi extrema.

A frequência relativa demonstra que os totais de chuva mensais possuem tendência de distribuição normal, sendo que os meses do período chuvoso apresentam maior simetria, ao passo que no período seco ligeira assimetria à direita notada (Figura 88). Entre janeiro a março são totalizados tipicamente 200 e 250mm, entre 20 a 100mm em agosto e setembro, e de 100 a 200mm de outubro a dezembro. Os percentuais indicam o potencial de ocorrência de um total de chuva no mês. Por exemplo, fixando-nos em janeiro, a probabilidade empírica de totalizar mais de 500mm é de 6% em um ano qualquer. Os histogramas indicam que no período monitorado os meses de janeiro e fevereiro somaram como mínimo 100mm, enquanto de junho a agosto é pouco frequente acumulados mensais superarem os 200mm.

Na série de totais diários, destacou-se os eventos de maiores acumulados em 24 horas, e ocorrem majoritariamente em janeiro (Figura 89). O registro de 11/01/1963, embora esteja consistido, sua magnitude e duração (11 e 12/01 totalizando ≈ 304 mm) determina magnitude extrema, muito acima das demais ocorrências intensas da série. No período da série de dados (01/01/1937 e 31/07/2016), foram monitorados 29.607 dias, no entanto por aparentes inconsistências técnicas, os dados relativos aos dias de 01/01/1937 a 31/12/1940 foram descartados. Assim o período considerado de dados diários soma 28.501 dias, dos quais 12.647 são chuvosos ($\approx 45\%$), o que significa que totalizam, ao menos, 0,5mm.

A distribuição assimétrica positiva (Figura 90) indica que em cerca de 60% dos dias chuvosos acumulam máximo 5mm. Destacou-se que ocorre em menos de 2% dos dias chuvosos totais acima de 50mm, o que perfaz 518 dias. Ademais, em aproximadamente 70 anos de monitoramento, foram sete vezes em que máximos diários superaram 150mm, o que resulta grosseiramente em recorrência decadal.

Figura 88. Frequências de totais acumulados de chuva (mm) por mês.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 89. Precipitações totais diárias de 1941 a 2016. Destaque para valores extremos.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 90. Histograma de dias chuvosos de 01/01/1937 a 31/07/2016.

Organizado por Yuri Veneziani.

b) Intensidade-Frequência de Máximos Diários de Chuvas

Compilando as máximas precipitações diárias anuais para os 75 anos de monitoramento considerado, e usando a distribuição de Gumbel, obteve-se as seguintes equações:

$Q_T = 89,36 + K \cdot 42,59$ Equação 12

Sendo 89,36 a média $\bar{x}$, 42,59 o desvio padrão σ e K o fator de frequência definido por:

$K = (y_t - 0,5559) / 1,1898$ Equação 13

Com 0,5559 como média reduzida y_n , 1,1898 o desvio padrão reduzido S_n (para N=75) e y_t fator dependente do tempo de retorno.

A precipitação diária máxima anual para distintos tempos de retorno pode ser obtida pela equação acima. Quanto maior o tempo de retorno, maior tende a ser o total de chuva diário: 139mm para Tr 5 anos, 150mm para Tr 10 anos, 209mm para Tr 50 anos, e 234mm para Tr 100 anos. Magnitudes relativas a Tr>75 anos são extrapolados, e quanto maior o tempo de retorno, maior a incerteza associada (Figura 91). Para Tr 500 anos a precipitação diária máxima estimada é de 291mm, podendo variar entre 237 e 346mm (intervalo de confiança de 95%), que correspondem a estimativas de ≈ 100 e ≈ 1000 anos.

Figura 91. Precipitação (mm) em Registro (4F-015) para diferente tempos de retorno, conforme distribuição Gumbel. Tracejado, intervalo de confiança 95%.

Organizado por Yuri Veneziani.

c) Eventos de chuvas

Os eventos de chuva, caracterizados pelos total de dias consecutivos e acumulado de chuva, foram sistematizados para toda série de dados e ocorrem num total de 4.355, bem distribuídos entre o período seco (2.118) e o chuvoso (2.237) na região (Tabela 6). O número de dias chuvosos por evento, no entanto, é distinto entre as sazonalidades. A média global é de 2,86 dias/evento, sendo que, considerando apenas aqueles ocorridos no período chuvoso, este valor é de 3,06 dias/evento, enquanto no período de estiagem é de 2,65 dias/evento. Quanto ao total precipitado em um evento e a intensidade diária, os valores são também bastante distintos, com 29,27mm e 8,77mm/dia ao longo do período úmido, e de 22,75mm e 7,13mm/dia na estiagem. Em suma, os eventos de chuva tendem a ser $\approx 15\%$ mais longos, $\approx 25\%$ mais intensos e com acumulados totais $\approx 30\%$ maiores, quando ocorrem no período chuvoso.

Os eventos mais longos tendem a ser menos frequentes do que os mais curtos. Em todo o período, eventos de um dia ocorreram 1.630 vezes, enquanto os mais longos eventos (com mais de 16

dias consecutivos), somam 15 vezes. Quanto mais longo é o evento, maior é a distribuição da precipitação e, portanto, a magnitude passa a ser mais ou menos estável, logo a magnitude é independente do número de dias do evento. Por outro lado, fixando-se nos eventos mais longos do período chuvoso (13 a 16 dias) nota-se clara tendência positiva nesta correlação, indicando que eventos mais longos no período chuvoso aumentam as chances de incluir dias de precipitação muito intensa. Os eventos mais curtos (menos de dois dias consecutivos), em geral, são os de menores magnitudes, raramente superando 9mm/dia.

Estes eventos curtos são produzidos por perturbações atmosféricas locais, que basicamente remetem a chuvas de natureza convectiva, às vezes, simultâneas à atuação de brisas marítimas. Minoritariamente, podem ocorrer perturbações frontais de baixa intensidade, sobretudo no inverno, quando o menor gradiente térmico e barométrico entre os sistemas frontal e o núcleo de baixa promovem tormentas curtas. Por outro lado, eventos mais longos se relacionam a perturbações frontais intensas ocorridas no verão, isoladas ou simultâneas a outros sistemas zonais; e à intensificação das ZCAS.

Tabela 6. Características dos eventos chuvosos por períodos: número de dias (N), média do total precipitado por evento (mm) e média da intensidade de chuva em 24h (mm/dia) por evento.

	Total			Período chuvoso			Período seco		
	N	Mm/evento	mm/dia	N	mm/evento	mm/dia	N	Mm/evento	mm/dia
De 1 dia	1630	6.21	6.21	763	8.16	8.16	867	4.49	4.49
De 2 dias	938	17.05	8.52	471	20.11	10.06	467	13.96	6.98
De 3 dias	592	27.52	9.17	324	33.13	11.04	268	20.74	6.91
De 4 dias	385	36.26	9.07	211	40.58	10.15	174	31.03	7.76
De 5 dias	265	45.18	9.04	141	53.10	10.62	124	36.18	7.24
De 6 dias	187	60.81	10.14	117	70.13	11.69	70	45.24	7.54
De 7 dias	123	72.08	10.30	70	85.53	12.22	53	54.30	7.76
De 8 dias	81	74.17	9.27	42	98.20	12.28	39	48.28	6.03
De 9 dias	47	95.83	10.65	28	119.69	13.30	19	60.68	6.74
De 10 dias	33	96.30	9.63	18	115.87	11.59	15	72.81	7.28
De 11 dias	27	117.08	10.64	17	138.78	12.62	10	80.19	7.29
De 12 dias	24	122.64	10.22	18	129.78	10.81	6	101.23	8.44
De 13 dias	6	70.98	5.46	2	117.20	9.02	4	47.88	3.68
De 14 dias	7	177.19	12.66	6	158.72	11.34	1	288.00	20.57
De 15 dias	5	149.92	9.99	4	180.13	12.01	1	29.10	1.94
16 ou + dias	15	234.03	12.61	11	281.20	15.21	4	104.3	5.44
Média	2.90	26.18	8.03	3.10	33.85	9.90	2.68	18.08	6.05

Organizado por Yuri Veneziani.

As chuvas dependem das características dos eventos formadores, logo a magnitude e a duração podem ser muito variáveis de evento para evento. O pico de 182mm assinalado na Figura 89 (24/01/1988), integra evento de duração de 21 dias, porém, apenas aquele dia, contribui com cerca de ≈40% do total precipitado em todo o evento. Ou seja, ≈60% restante do volume de chuva distribui-se nos demais 20 dias. Algo semelhante ocorre com o evento de 10/01/1989. Em ambos, as magnitudes médias diárias foram, respectivamente, de 20 e 19mm/dia, valores que podem ser considerados elevados, tendo em vista que são eventos muito longos (Figura 89). Em eventos mais curtos, a intensidade em mm/dia tende a ser relativamente maior.

Por fim, os eventos de inundação mais significativos dos últimos 40 anos ocorreram em 1983, 1997 e 2011, e seus níveis são utilizados como parâmetros empíricos para análise e gerenciamento de risco. Contudo, para nenhum destes casos pode ser atrelado eventos de precipitações com os dados do posto 4F-015. Isto pode ter decorrido do afastamento deste ponto em relação ao setor ESB, ou em

virtude da escala temporal do dado. A magnitude da precipitação em escala horária com estação de monitoramento à montante pode apresentar melhor correspondência entre eventos de chuvas e as inundações extremas mencionadas.

d) Pluviogramas de inundações extremas e sistemas atuantes

Os pluviogramas considerados nesta análise foram os relativos aos eventos de inundação extremos de 1983, 1997 e 2011, cujas cotas das inundações foram as maiores alcançadas na série histórica de vazão para o posto de monitoramento 5F-001, da cidade de Eldorado. Para analisar o evento formador dos hidrogramas de inundações daqueles eventos, tomou-se os dados de posto pluviométrico F5-031 (Barra de Pilões/Iporanga), localizado à montante do setor ESB. Ressaltou-se que o cálculo de magnitude-frequência foi executado para o posto 4F-015 (Registro) devido à extensão e consistência desta série. O posto F5-031 possui série de dados curta e, parcialmente, não consistida, e por isso foi utilizado exclusivamente para contextualizar os eventos de máximas inundações observadas nas últimas quatro décadas no setor ESB. Vale destacar que os níveis atingidos por estas inundações são os responsáveis pelas principais marcas de inundações ocorridas ao longo do setor estudado e constam na parede da Casa de Agricultura de Eldorado como registros históricos.

As precipitações que causaram as inundações 1983, 1997 e 2011 são diferentes entre si, quanto ao período do ano em que ocorreram, número de eventos abrangidos, na duração e intensidades destes (Figura 92). As inundações de 1983 e 2011 ocorreram em estações costumeiramente mais secas, maio/junho e julho/agosto; enquanto o de 1997 aconteceu a meados do verão.

Figura 92. Pluviogramas do posto (F5-031, Iporanga) correspondentes às inundações mais importantes ocorridas em Eldorados.

Organizado por Yuri Veneziani.

Em toda década de 1980, os anos foram chuvosos acima da média, sendo que em 1983 houve o maior acumulado anual da série, com 2258mm em Iporanga, dos quais 459mm ($\approx 20\%$) choveram ao longo de 39 dias (07/05 a 14/06). O verão de 1982/1983 foi o mais chuvoso da série e neste mesmo ano, os totais mensais entre abril e setembro (tipicamente menos chuvosos), estiveram muito acima da média para o período. Logo, a bacia hidrográfica apresentava elevado nível de saturação antes das intensas precipitações ocorridas entre outono e inverno, levando à ocorrência de uma das inundações com maior nível e de maior duração da série histórica.

Desde o início do ano de 1982, os resultados do ONI (*Oceanic Niño Index*, uma das medidas oficiais para o ENOS – El Niño Oscilação Sul) demonstram uma intensificação de anomalias de temperaturas do pacífico sul com valores acima de 2 (NOAA, 2018), caracterizando ano de forte El Niño. Esta intensificação é tida como uma das razões para a intensificação das precipitações no sul e sudeste do Brasil neste período, atuando, inclusive, no prolongamento do período chuvoso (BOMBARDI et al., 2013; GRIM et al., 2000).

A inundaço de 2011 ocorreu entre 20/07 e 03/08, tambm em um perodo habitualmente mais seco, mas, diferentemente de 1983, aconteceu na estiagem, e se caracteriza por ser um evento curto (4 dias) e no haver sido antecipado por perodo de precipitao significativa. Ao contrrio disso, o ano de 2011 totalizou, aproximadamente, 1.300mm na regio, cerca de 200mm abaixo da mdia, sendo o vero de 2010/2011 igualmente abaixo da mdia em, aproximadamente, 670mm. Por outro lado, sua magnitude foi uma das maiores observadas, 152,2mm em quatro dias ($\approx 50\%$ de toda chuva do perodo seco de 2011), com mximo de 79mm/dia em 01/08.

Em agosto de 2011, na Regio Sul do Brasil e em parte do Sudeste, houve um aumento das temperaturas mnimas que esteve associado ao aumento das chuvas, decorrentes da ao de jatos em baixos nveis responsvel pelo transporte de ar mais quente e mido da Amaznia pela ZCAS, que se aproximou antecipadamente regio de estudo naquele ano. Esta ocorrncia se associou a entradas de frentes frias na regio, promovendo excedente de umidade atmosfrica por duas fontes distintas em um contexto de elevada instabilidade e intensa atividade convectiva, que podem explicar a ocorrncia do evento de 2011 (CPTEC, 2018).

Dentre as trs inundaes mais elevadas, a ocorrida em 1997 foi a maior registrada na srie de dados e a nica a ocorrer na estao chuvosa, entre 10/01 a 31/01 daquele ano, se alongando por 22 dias dos quais 18 chuvosos. A segunda metade da dcada de 1990 tambm foi marcada por uma sucesso de anos com precipitao acima da mdia. Entre 1995 e 1998 ocorreram 4 dos 10 anos mais chuvosos da srie histrica, com mximo em 1997, quando se acumularam 1.959mm em Iporanga. O vero de 1996/1997 foi regular, com 938mm, $\approx 7\%$ do total no ano hidrolgico (1.656mm).

Neste evento, observa-se variaes de intensidade de chuva dia aps dia, com mximo no dia 21/01, em que precipitou 104mm. Aps este dia, outros 4 dias chuvosos ocorrem, totalizando 295mm ($\approx 59\text{mm/dia}$). Este est associado fenmeno convectivos intensos, fortalecidos pela ao de ZCAS e acentuao do Anticiclone do Atlntico Sul (CPTEC, 2018). O CPTEC descreve que houve anomalias significativas de chuva em todo sul do Brasil, com acumulados que superaram 600mm no NE do Estado do Paran, em funo de forte ZCAS instalada, sobretudo entre os dias 20 e 29/02/1997 ao longo dos quais houve atuao conjunta de um sistema frontal que se deslocou at o litoral paulista. Ressalta-se que, neste ms de janeiro de 1997, atuaram nas regies S e SE do Brasil, cinco sistemas frontais.

Para o perodo do evento de inundao de janeiro de 1997, as oscilaes trmicas do ONI no denotam qualquer tipo de anomalia das temperaturas superficiais do mar (NOAA, 2018), no sendo possvel associar este evento de inundao com a intensificao dessa dinmica sinptica. Apesar disso, cabe destacar que os trinios de 1997/1998 tenham apontado variaes de at 2.2.

Os eventos extremos corroboram a sazonalidade do regime de precipitaes, com concentrao de maiores ndices entre setembro e maro. Isto faz com que haja menor frequncia de extremos nos meses tipicamente mais secos. Mas estes trs eventos analisados acima, mais significativos das ltimas quatro dcadas, ilustram a complexidade climtica da regio, que incide na capacidade preditiva dos modelos de intensidade-frequncia, atentando para continuidade e extenso dos monitoramentos. As anlises destes eventos permitem concluir que h necessidade de se observar a intensidade da ONI ao longo do ano hidrolgico antecessor, de forma a verificar se poder haver impactos na posio ou na velocidade deslocamento da ZCIT.

Alm disso, particularmente com base nos eventos de 1997 e 2011, nota-se que os regimes de inundao no baixo Ribeira de Iguape so suscetveis a picos de inundao muito velozes, possivelmente, devido ao perfil longitudinal do canal principal, confluncia com tributrios importantes montante de Eldorado, e s caractersticas dos materiais superficiais. Mesmo em

condições prévias de estiagem ocorrendo em período seco, como em 2011, um único pico de precipitação provocou a segunda maior inundação dos últimos 40 anos.

Baseando-se nas precipitações que levaram aos maiores eventos de inundações registrados nos últimos 40 anos, é possível afirmar que não se pode explicar a intensidade destes eventos, exclusivamente, pelos períodos de retorno dos máximos totais diários calculados, sendo necessário observar o conjunto de dias chuvosos que antecedem ao pico de vazão, sobretudo aqueles que permitem analisar a condição de saturação da bacia hidrográfica. É necessário complementar estas informações com avaliações meteorológicas amplas, envolvendo um maior número de estações pluviométricas, sobretudo nas cabeceiras no norte do Paraná, e dados mais detalhados da circulação atmosférica zonal e regional, incluindo o deslocamento dos núcleos de precipitação na bacia.

4.2.1.2. INTENSIDADE-FREQUÊNCIA DE VAZÕES (1938 A 2016)

No âmbito de caracterização e discussão de tendência temporais das inundações, este item se direciona ao regime de vazões do baixo Ribeira com base em dados fluviométricos instrumentais dos postos 5F-001 (Eldorado) e 4F-015 (Sete Barras). Buscou-se apresentar análises de magnitude-frequência feitas sobre estes dados e introduzir discussão sobre estacionaridade de séries. A série do posto 5F-001 inicia-se em 12/10/1938 e a do 4F-015 em 19/07/1961, ambas encerrando em 31/12/2016. Antes de quaisquer análises estatísticas as séries foram consistidas e complementadas conforme descrito no item 3.3.2.1.2.

a) Regime de vazões

As vazões médias diárias dos postos 5F-001 e 4F-015, respectivamente, são 257 e 290m³/s. As variações de médias anuais apresentam tendência de crescimento linear, com intensidades são ligeiramente diferentes (Figura 93) sendo a de jusante (4F-015) de 1,3m³/s ao ano e a de montante de (5F-001) de 1,5m³/s ao ano. Para as duas localidades, os maiores valores anuais ocorreram em 1983 e 1998, com 530m³/s e 488m³/s para Eldorado, e 587 m³/s e 466m³/s para Sete Barras, respectivamente. Em outros anos, como 1997 e 2010, as médias anuais também foram elevadas, de 390 e 384m³/s para Eldorado e 398 e 418m³/s para Sete Barras.

Figura 93. Vazões médias anuais (m³/s) em Eldorado e Sete Barras.

Organizado por Yuri Veneziani.

Ao longo dos 55 anos de sobreposição das séries anuais, as médias anuais de 4F-015 foram maiores que 5F-001, algo esperado por estar à jusante. Esta diferença é, em média, 20m³/s, e atinge valor máximo em 1983 com 57m³/s. Exceções, contudo, pode ocorrer em diferentes ocasiões. Nos anos de 1995, 1998, 1999 e 2006 as vazões médias de Eldorado foram superiores à de Sete Barras em 27, 22, 10 e 14m³/s. Estas inversões tendem a ser menores em anos mais secos, e maiores em anos mais chuvosos, sugerindo interferência de abatimento de cheia no canal. A distribuição espacial das

precipitações pode condicionar menor contribuição dos tributários existentes entre os postos. Nos anos destacados não houve falhas nas séries de dados e não há menções de problemas técnicos no monitoramento.

As vazões médias mensais demonstram sazonalidade do regime: com maiores valores entre dezembro e março, e máximo em fevereiro; e valores menores entre abril e novembro, abaixo de $280 \text{ m}^3/\text{s}$ em Sete Barras e dos $250 \text{ m}^3/\text{s}$ em Eldorado (Figura 94).

Figura 94. Vazões médias diárias mensais (m^3/s) em Eldorado e Sete Barras, com respectivos desvios padrões.

Organizado por Yuri Veneziani.

As médias mensais de anos com inundações significativas tendem a apresentar anomalias ou intensificação na sazonalidade, com picos extremos de vazão no período chuvoso (janeiro a março). Em contraste, os anos de cheias importantes no baixo Ribeira, como 1983 e 2011, se destacam pelos volumes mais elevados nos meses de junho, agosto e setembro (Figura 95). O pico de vazão de junho de 1983, em ambos os postos, foram as maiores médias mensais de toda a série: 1.115 e $1.240 \text{ m}^3/\text{s}$, respectivamente para Eldorado e Sete Barras, valores 4,7 vezes maiores que a média esperada para este mês, caracterizando o mês mais chuvoso em 1983.

Figura 95. Vazões médias mensais com anos de inundação significativa.

Organizado por Yuri Veneziani.

Para detalhar brevemente as inundações mais significativas, avaliou-se os hidrogramas de médias diárias. O ano de 1983 caracterizou-se por chuvas excepcionais no Estado de São Paulo, sobretudo na faixa leste. Registros pluviométricos demonstram que a inundação ocorrida em maio e junho de 1983 corresponde a uma sucessão de eventos de precipitação não uniformes ocorridos em um intervalo de 39 dias (de 07/05 a 13/06), dos quais 31 chuvosos, e que totalizaram um volume de 485 L/m^2 . Esta inundação abrangeu três picos de vazão os quais atingiram 2.572 , 2.675 e $2.087 \text{ m}^3/\text{s}$ em Eldorado nos dias 21/05, 29/05 e 10/06, respectivamente; e 1.702 , 1.852 , $1.765 \text{ m}^3/\text{s}$ em Sete Barras nos dias 22/05, 30/05 e 13/06, respectivamente (Figura 96), confirma o intervalo de pico na ordem de um dia entre as estações, e a capacidade de redução do máximo de vazão de $\approx 30\%$. O evento de janeiro de 1995 é

similar ao de 1983, com picos de 2.362 e 3.060 m³/s em Eldorado nos dias 09 e 13 de janeiro, e de 1.609 e 1.861 m³/s em Sete Barras nos dias 10 e 14 do mesmo mês, denotando abatimento de $\approx 25\%$.

Tanto em 1983 quanto em 1995, a ascensão ao pico e diminuição nos hidrogramas demonstram o comportamento padrão das vazões extremas em cada uma das seções. A inclinação do hidrograma na ascensão e na redução tendem a ser maiores na seção de montante, e menores na seção de jusante. O pico de vazão em 5F-001 é atingido de modo mais acelerado e o retorno a condições normais também é mais rápido quando comparados à 4F-015, demonstrando que a ação da planície sobre a diminuição do risco não ocorre apenas no abatimento do pico de vazão, mas também na distribuição do volume excedente ao longo do tempo, fundamental para a gestão do risco. Há, contudo, casos excepcionais em que esse padrão não ocorre, em função da distribuição espacial do evento de chuva. Se o evento se concentrar à montante dos postos, é provável que o abatimento e a redistribuição reflitam sobre os hidrogramas, mas caso ele ocorra em bacias intermediárias entre os postos, a contribuição dos tributários pode levar a um pico de vazão maior à jusante em relação à montante. Para os eventos de 1997 e 2011, não se pode realizar esta análise a partir de dados empíricos pois em ambos houve falhas nas séries de dados, tendo sido, estes intervalos, complementados por correlações.

O evento de 1997 corresponde ao maior pico de vazão da série e é destacado por ter marcado a história de inundações recentes do Ribeira de Iguape, destruindo as pontes de Iporanga e Eldorado (Figura 97). Para o posto 4F-015 os registros apresentaram falhas. Em Eldorado, a ascensão do hidrograma 327 m³/s para 3.739 m³/s entre 20 e 23/01, redonda em taxa de 1700 m³/s/dia. O evento de agosto de 2011 é menos intenso, mas é registrado como o segundo mais importante nos últimos 40 anos. Para o posto 5F-001 houve falha na série. No posto de Sete Barras sua ascensão de 235 para 2.427 m³/s ocorre entre 30/07 e 03/08, aumento de 10 vezes em menos de um dia de diferença.

Figura 96. Hidrogramas de médias diárias de vazão das inundações de 1983, 1995, 1997 e 2011 para Eldorado (5F-001) e Sete Barras (4F-015).

Figura 97. Áreas de inundação estimadas para eventos de 1995, 1998 e 1997, e fotos relativas à inundação de 2011.

Fonte: Área atingida por enchente em 1995, 1997 e 1998 nos Municípios da UGRHI 11. Escala original 1:10.000. Área urbana do município de Eldorado. Fonte original: CD áreas de Risco SMA, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Dados vetoriais disponíveis por SIGRB (2017). Informações constantes na descrição de metadados dos arquivos vetoriais disponíveis.

Imagens: 1) http://www.bjd.com.br/site/imprime.not.php?id_editoria=8&id_noticia=1545.

2) <http://regionaljornal.blogspot.com.es/2011/08/forca-das-aguas-eldorado-sofre-segunda.html>

3) <https://diariodeiguape.com/2011/08/02/enchente-do-rio-ribeira-ja-atinge-eldorado/>

Organizado por Yuri Veneziani.

b) Intensidade-frequência de vazões máximas diárias entre 1962 e 2016

A análise de distribuição de frequências considerou as vazões médias diárias dos postos 5F-001 e 4F-015 para o intervalo de sobreposição entre as séries. Com este recorte temporal, as médias diárias obtidas foram de 273,9 m³/s à montante e 290,6 m³/s à jusante, com distribuição normal e assimetria positiva de 4,5 e 3,7, respectivamente (Figura 98). Os desvios padrão produziram coeficientes de variação na ordem 70%, denotando intensa oscilação das séries.

A faixa de vazões médias diárias de maior permanência, em ambas as seções é de 150 a 200 m³/s e de 200 a 250 m³/s, com frequência aproximada de 24 e 20%, respectivamente, ou seja, aproximadamente 50% do tempo a vazão está entre 150 e 250 m³/s, configurando-se como intervalo de vazões formativas do canal. Mais de 90% dos dados não supera 500 m³/s (Figura 98).

As maiores médias diárias estão acima de 1.000 m³/s (percentil 99%), tendo ocorrido 223 vezes em Eldorado e 333 em Sete Barras, ao longo de 54 anos. Esta é a faixa de dados que mais interessa ao estudo. Uma estimativa hidráulica com modelagem 1D Chézy-Manning baseada nas seções transversais fornecidas pelo DAEE (2018) aponta que as vazões de margens plenas para a seção 5F-001 e 4F-015 são, respectivamente, ≈1.500 m³/s e ≈630 m³/s.

Figura 98. Distribuição de frequências por classes de vazão média diária anual (m³/s).

Organizado por Yuri Veneziani.

A análise de magnitude-frequência baseou-se nas máximas vazões médias diárias por ano, conforme dados do Apêndice 2. Aplicou-se três distribuições de frequência de Gumbel, LP3I e GEV para avaliação de aderência e correlação, e assim analisar suas respostas diante da tendência de distribuição empírica. As distribuições de Gumbel para cada uma das seções são descritas pelas seguintes equações:

$$Q_{eld_T} = 1351,987 + K \cdot 637,928 \dots\dots\dots \text{Equação 14}$$

$$Q_{sb_T} = 1434,347 + K \cdot 565,495 \dots\dots\dots \text{Equação 15}$$

Sendo 1351,987 e 1434,347 as médias de vazões máximas de Eldorado (Q_{eld}) e Sete Barras (Q_{sb}), 637,928 e 565,495 os respectivos desvios padrão. Os fatores K são definidos por:

$$K_{eld} = (y_t - 0,5565) / 1,1923 \dots\dots\dots \text{Equação 16}$$

$$K_{st} = (y_t - 0,5504) / 1,1681 \dots\dots\dots \text{Equação 17}$$

Com 0,5565 e 0,5504 de média reduzida para Eldorado e Sete Barras, 1,1923 e 1,1681 de respectivos desvios padrão reduzidos.

Considerando o ajuste à distribuição LP3I, as seguintes equações foram elaboradas:

$$Q_{eld_T} = 10^{3.08 + kz \cdot 0.2} \dots\dots\dots \text{Equação 18}$$

$$Q_{sb_T} = 10^{3.13 + kz \cdot 0.16} \dots\dots\dots \text{Equação 19}$$

Sendo o valor de Kz dado por tabelas de referência contido na literatura (Anexo 5 e 6).

Por fim, as distribuições GEV aplicadas aos dados nos resultam as seguintes equações:

$$Q_{eld_T} = \left(\left(-1 + \left(\frac{\ln P}{-1} \right)^{-0,0586679} \right) / \frac{-(-0,0586679)}{468,732} \right) + 1053,23 \dots\dots\dots \text{Equação 20}$$

$$Q_{sb_T} = \left(\left(-1 + \left(\frac{\ln P}{-1} \right)^{-0,0185638} \right) / \frac{-(-0,0185638)}{429,118} \right) + 1163,19 \dots\dots\dots \text{Equação 21}$$

As três distribuições em ambas seções apresentaram resultados com forte proximidade aos dados observados na faixa de valores até 1.700 a montante e 1.800m³/s a jusante (Figura 99, Figura 100). A partir deste valor, há certo distanciamento entre os ajustes das retas e as posições de desenho (valores empíricos), com significativas subestimativas. Os dados empíricos mais extremos registraram vazões maiores do que as apontadas pelas três distribuições de probabilidades, para o mesmo tempo de retorno. As respostas das distribuições de probabilidades foram distintas em cada posto, sendo notável apenas a partir de T_r 100 anos para 5F-001. Neste posto, o ajuste GEV propicia estimativas de vazões mais elevadas que as demais aproximações; ao passo que para o posto 4F-015, o ajuste Gumbel promove as estimativas mais elevadas, perceptível a partir de T_r 10 anos.

Via de regra, para um mesmo tempo de retorno, as estimativas feitas para as seções de Eldorado tendem a ser mais intensas quando comparadas à de Sete Barras. Adotando $T_r=100$ anos, as vazões de 4F-015 giram em 3.250m³/s, enquanto para 5F-001 é de ≈3.500m³/s, confirmando a tendência de magnitudes maiores na seção de montante.

Figura 99. Distribuições de frequência e posições de desenho das máximas vazões médias diárias para Eldorado (5F-001).

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 100. Distribuições de frequência e posições de desenho das máximas vazões médias diárias para Sete Barras (4F-015).

Organizado por Yuri Veneziani.

Aplicou-se o teste de aderência de Kolmogov-Smirnov para as três distribuições de frequência em ambas as séries. Em todos os casos, adotando nível de significância de 95% e grau de liberdade -1, os resultados confirmaram a correspondência entre os dados observados de vazão e aqueles estimados pelas equações de densidade de probabilidade empregadas. O detalhamento destes resultados consta no Apêndice 3 e 4. Há confiança, portanto, na estimativa da chance de ocorrência de vazões máximas anuais tanto por Gumbel, quanto por LP3I e GEV.

Adotando-se as probabilidades empíricas das vazões diárias máximas por ano utilizadas, estimou-se vazões por Gumbel, LP3I e GEV. Com base nestas estimativas e nas respectivas vazões empíricas, obteve-se correlações para as três distribuições em ambos postos (Figura 101). As correlações são sempre superiores a 0,9. Para a seção 5F-001 chegam a atingir 0,99 com LP3I. Para 4F-015, as três implicaram correlação de 0,96, e suas diferenças de capacidade explicativa são desprezíveis. Das três distribuições a que apresentou menores correlações foi Gumbel.

Quaisquer das três equações de densidade de probabilidade irão representar satisfatoriamente as tendências de intensidade-frequência. Isso permite afirmar que, o uso de uma em detrimento de outra, na identificação do tempo de retorno e da intensidade do pico de vazão anual, quando realizado sobre dados instrumentais, não produz divergências significativas na análise de tendências espaço-temporais.

Para dados paleohidrológicos, conforme destacado na metodologia, é recomendada a adoção da distribuição GEV (como será utilizado na incorporação de dados de paleoeventos), mas para as avaliações de variabilidade das séries de dados utilizou-se LP3I visto suas correlações sobre dados instrumentais.

Figura 101. Correlação entre $Q_{empírica}$ e $Q_{estimada}$, conforme equação de probabilidade.

Organizado por Yuri Veneziani.

c) Variabilidade das séries de dados

O acréscimo de dados em séries históricas de vazão, gradualmente demonstra as tendências de evolução do fenômeno, assinalando o sentido desta evolução e a intensidade com a qual ela ocorre. Quanto mais longa a base de informações for, maiores são as possibilidades de se avaliar as temporalidades presentes em um dado fenômeno ao longo desse recorte temporal, permitindo observar tendência geral, variabilidade, ciclicidade, estacionaridade, afetando, consequentemente, a análise de extremos.

Embora tratou-se, do ponto de vista estatístico, as séries como fenômenos temporalmente estanques, desconsiderando seu histórico e o desenvolvimento ocorrido anterior ao período de monitoramento, é crucial reconhecer que há efeitos de temporalidades e que podem ser preliminarmente avaliados dentro da franja temporal já monitorada. Mesmo para séries curtas de dados, é possível identificar as mudanças ocorridas. A variabilidade implicada pode indicar a intensidade com a qual se processa esses efeitos de não-estacionaridade do fenômeno, o que é imprescindível e reenfaz a necessidade de complementação com dados paleoambientais.

As evoluções anuais demonstraram tendências não desprezíveis de aumento das vazões médias e da frequência de picos, sobretudo a partir da segunda metade da década de 1990. Tais aumentos são demonstrado pela quantidade de vazões médias anuais acima da média global e por vazões médias muito elevadas que superam o limite de 1 desvio padrão para mais entre 1980 e 1990 (Figura 93). Para ambos os postos, a ocorrência de décadas muito chuvosas, particularmente na segunda metade das séries impactaram fortemente nas estimativas de valores extremos, assinalando a tendência de intensificação das vazões máximas (Figura 102).

Considerando, por exemplo, um evento de Tr 100anos, para a seção de Eldorado, as vazões estimadas variam de $2.151\text{m}^3/\text{s}$ a $3.473\text{m}^3/\text{s}$, a primeira baseada no intervalo de 1939-1947, e a segunda baseada em toda série de dados. Usando esse mesmo exemplo para a seção de Sete Barras, obtém $2.130\text{m}^3/\text{s}$ e $3.178\text{m}^3/\text{s}$, respectivamente aos intervalos de 1962-1970 e 1962-2016. As curvas demonstram distanciamento das estimativas conforme aumenta-se o tempo de retorno, logo as incertezas de previsão também se intensificam.

As distribuições da seção de Sete Barras podem ser agrupadas em dois: um anterior ao ano de 1994, e outro posterior. Embora a década de 1980 tenha apresentado vazões diárias máximas elevadas, foi na segunda metade dos anos 1990 em que ocorreram os maiores valores, modificando claramente as distribuições posteriores. A importância de um evento extremo nestas estimativas é também demonstrada (Figura 102). Após estes eventos e a alteração da inclinação da reta, não se observa

retrocesso significativo das curvas de distribuição de frequências englobando as séries mais recentes. Isto esclarece e aponta para uma necessidade de revisão constante das distribuições de frequência com a incorporação de dados, para que se evite defasagens significativas, principalmente após a ocorrência de eventos de elevada magnitude.

Figura 102. Distribuição de frequência LP3I para Eldorado e Sete Barras considerando diferentes extensões das séries.

Organizado por Yuri Veneziani.

4.2.1.3. ANÁLISE DE HIDROGRAMA PROBABILÍSTICO: HIDROGRAMAS-TIPO

A análise preliminar dos hidrogramas de inundações extremas, que correspondem aos picos máximos anuais de inundação, identificou quatro formatos básicos de hidrogramas: pico único, com uma ascensão e redução; pico duplo tipo 1, com duas ascensões e reduções, dois valores máximos e um ponto rebaixado, sendo a vazão máxima no segundo pico; pico duplo tipo 2, com a mesma estrutura do anterior, mas com vazão máxima no primeiro pico; e múltiplos picos. Excetuando-se esta última classe, as demais foram utilizadas para análise de agrupamento de variáveis relativas à forma dos hidrogramas empíricos com o intuito de identificar hidrogramas-tipo produtores de condições de inundação no Baixo Ribeira de Iguape.

a) Estatísticas de discriminação e agrupamento de hidrogramas

I. Hidrogramas de Pico Único

A análise de componentes principais categóricas (CATPCA) demonstrou que para os hidrogramas de pico único as variáveis apresentam bom relacionamento entre si, sendo o volume o atributo que melhor permite explicar igualmente as demais (Figura 103, Figura 104). Identificou-se duas componentes principais: uma ao redor do tempo de pico e outra em torno da recorrência (Tempo de retorno), assinalando que o momento em que ocorre o pico de vazão em um hidrograma e sua intensidade podem definir subconjuntos dos hidrogramas de pico único.

Com base nisso, criou-se os dois diferentes clusteres, utilizando os seguintes conjuntos de variáveis: cluster A (volume) e cluster B (tempo de pico). A partir das classificações oriundas dos clusteres A (1 e 2) e B (1 e 2), compôs-se 4 classes (1.1, 1.2, 2.1 e 2.2). Para os clusteres A e B, os atributos volume e tempo de pico, definem os agrupamentos, com elevados graus de certeza (R^2 de Nagerlkerke=1). O volume se relaciona diretamente ao valor de vazão máxima, ao tempo de pico e à duração do hidrograma, sendo bem explicado também pelo tempo de retorno de um dado evento.

A análise discriminante aplicada sobre a composição de 4 classes dos clusters A e B apontou excessiva proximidade de registros das classes 1.1 e 2.1. Com isso, reelaborou-se as composições e observou-se que existem três classes (1.1&2.1, 1.2 e 2.2) bem caracterizadas para hidrogramas de pico único (Figura 104), que guardam satisfatoriamente os aspectos de forma deste tipo e estão centrados no volume e tempo de pico. Compreendendo que a classe com maior número de registros, formada pela agregação de 1.1 e 2.1, é a mais generalizante, esta foi utilizado para obter o hidrograma-tipo. Os hidrogramas que compõem esta classe foram interpolados em uma curva normal teórica assumida como hidrograma-tipo, a qual normalizada para que o tempo de duração e a vazão máxima variassem de 0 a 1 (Figura 109).

Figura 103. Relacionamento entre as variáveis para os hidrogramas de pico único conforme CATPCA.

Figura 104. Análise discriminante com três grupos para os hidrogramas de pico único, conforme CATPCA. Dispersão conforme funções de distribuições canônicas e centroides das classes.

II. Hidrogramas de Pico Duplo – Tipo 1

A análise CATPCA demonstrou que, para os hidrogramas de pico duplo do tipo 1, a maioria das variáveis apresentaram algum relacionamento entre si, mas há formação de alguns vetores excepcionais. O volume segue, para este caso, o atributo localizado no centro da distribuição, a partir do qual melhor se explica igualmente as demais variáveis. Identificou-se duas componentes principais de distribuição: uma ao redor da vazão máxima e outra ao redor de tempo do pico menor. O primeiro se articula mais fortemente à vazão, sua recorrência, à vazão inicial e à inclinação 1 (ascensão); enquanto o segundo explica bem os aspectos relativos aos tempos contidos nos hidrogramas, como tempo de pico/duração, tempo do ponto rebaixado, tempo de pico máximo, duração. Atributos de vazão máxima/vazão inicial e a inclinação 2 apresentaram fraca capacidade explicativa nos formatos dos hidrogramas de Pico Duplo Tipo 1 (Figura 105). Faz parte dos registros de hidrogramas de pico duplo do tipo 1 o evento de 1997; mas dada sua excepcionalidade, este registro foi excluído da geração das estatísticas e de clusters.

Baseando-nos na CATPCA, criou-se dois diferentes clusters utilizando os mesmos conjuntos de variáveis aplicados anteriormente: cluster C (volume); e cluster D (tempo de pico). A análise de regressão logística para os clusters C e D, reafirmam a relevância dos atributos volume e tempo de pico na definição dos agrupamentos, com elevados graus de certeza (R^2 de Nagelkerke=1), tendo sido

Compreendendo que a classe com maior número de registros, 2.1, é a mais generalizante, esta foi utilizado para obter o hidrograma-tipo. Dentro desta tomou-se o hidrograma real com maior probabilidade de pertencimento, relativo ao evento de 1964, sobre qual se ajustou curva gaussiniana, definindo o hidrograma-tipo (Figura 109).

Figura 107. Relacionamento entre as variáveis para os hidrogramas de pico duplo tipo 2, conforme CATPCA.

Figura 108. Análise discriminante com três grupos para os hidrogramas de pico duplo tipo 2, conforme CATPCA. Dispersão conforme funções de distribuições canônicas e centroides das classes.

b) Hidrogramas-tipo adimensionais

Os hidrogramas tipo sintetizam as características que melhor descreve uma curva média dos hidrogramas empíricos previamente agrupados e analisados, apresentando um padrão desta distribuição de modo adimensional (Figura 109).

Figura 109. Hidrogramas tipo adimensionais Pico Único, Pico Duplo Tipo I e Pico Duplo Tipo II. Organizado por Yuri Veneziani.

Estas curvas teóricas correspondem a equações com melhor ajuste a um conjunto de hidrogramas empíricos ou a um hidrograma empírico específico. Elas possuem desvios em relação aos dados reais que podem ser avaliados pelos parâmetros das clusterizações, dos quais a pontuação que indica o hidrograma real mais provável dentro do cluster. Nos casos considerados, os hidrogramas empíricos mais prováveis para Pico Único, Pico Duplo Tipo I e Pico Duplo Tipo II foram, respectivamente, 1999, 1954 e 1964. As subtrações dos hidrogramas mais prováveis às curvas teóricas mostram estes desvios (Figura 110), os quais denotam que as diferenças entre eles estão majoritariamente abaixo de 10%, e raramente superam 25%. O tempo na Figura 110 depende da duração do hidrograma mais provável.

Figura 110. Diferenças residuais entre hidrograma tipo e hidrograma mais provável em cada clusters de origem. Em X tempo (em dias).

Organizado por Yuri Veneziani.

Os hidrogramas normalizados foram reescalados para correspondem a hidrogramas com diferentes intensidades de pico de vazão e tempos de retorno, os quais serviram de dado de contorno para simulações hidrodinâmicas em cenários de inundação teóricos.

⋮

Apontamentos dos potenciais de colaboração da análise hidrológica no entendimento das inundações

A análise hidrológica baseada em dados sistemáticos se debruçou sobre a vazão (e nível), principal variável relativo do processo geomorfológico fluvial. Os processos geomorfológicos fluviais, como o extravasamento, podem ser interpretados através da descrição e análise das formas e materiais, e também podem ser monitorados. A hidrologia trabalha com a informação sistemática monitorada, descrevendo, analisando e interpretando a vazão do ponto de vista temporal. No caso desta pesquisa, seu principal objetivo foi compreender o regime de vazões (ao estabelecer curva de permanência, por exemplo) e definir as relações estatística de magnitude-frequência de eventos de alta magnitude. A análise dos dados de vazão esteve focada, portanto, na temporalidade dos eventos de inundação.

Nesta abordagem, a análise hidrológica compreende o trecho estudado (setor ESB) como um sistema de “caixa preta”, no qual se contabiliza o quanto entra e o quanto sai, não sendo de sua alçada o detalhamento espacial processos que ocorrem entre as seções monitoradas. Neste balanço de entrada e saída de matéria, alguns processos relevantes para entender as inundações podem ser observados, como o tempo de percurso da onda de cheia, o tempo de pico (tempo decorrido entre o início do hidrograma e o momento de vazão máxima), a variação da vazão máxima, em geral indicando abatimento do pico como resultado de dissipação da inundação pela planície; entre outros. O monitoramento das vazões é pontual, realizado em uma seção discriminada. Quanto maior o número de estações fluviométricas maior a possibilidade de detalhar espacialmente como estes balanços de vazão de entrada e saída respondem.

A definição das relações de magnitude-frequência por equações de densidade de probabilidade sobre série de vazões monitoradas é basilar na análise geomorfológica fluvial e na análise de hidrologia de paleoinundações. Na geomorfologia fluvial, o estabelecimento de tais relações permite indicar intervalos de valores com significados geomorfológicos importantes, como vazões de margens plenas, vazões de estiagem ($Q_{7,10}$) e vazões formativas, e quais suas frequências esperadas. Na paleohidrologia, é fundamental, primeiramente, por indicar a ordem de grandeza dos fluxos fluviais de elevada magnitude, e, em segundo lugar, para servir de base à incorporação de dados de paleovazões (obtidas por evidências morfo-sedimentares), à discussão de estacionaridade de séries e análise de risco hidrológico, por exemplo.

De forma ainda mais direta que a vazão, o dado de nível d'água (ou cota) pode ser rebatido aos limiares dos sistemas morfológicos mapeados aqui. Os níveis das inundações podem estabelecer

relações espaciais com certos limites topográficos em seções transversais específicas, sustentando a definição de intervalos de vazão para cada compartimento morfológico. Uma vez que estes intervalos de vazões tenham sido analisados do ponto de vista de sua magnitude-frequência, tal relação propicia a construção de uma análise têmporo-espacial. Análise desta associação espaço-temporal será realizada no subcapítulo seguinte (4.2.2), a partir dos resultados de modelagem hidrodinâmica.

A análise da forma do hidrograma, através de correlações bivariadas e agrupamentos estatísticos, também contribui para progredir na dimensão de tendências temporais do fenômeno de inundação em uma dada bacia hidrográfica ou trecho de canal fluvial. Ao discriminar as variáveis da forma do hidrograma (vazão inicial, tempo de pico, valor máximo, tempo de recessão, etc), primeiramente, ilumina certos fatores controladores das inundações, sobretudo dos eventos extremos, dos quais se destacaram, número de picos, o(s) tempo(s) de pico(s) e o volume excedente. Estes fatores, obtidos apenas pela análise estatística de hidrogramas reais, são responsáveis por cenários de inundação completamente distintos³⁴. Eventos com vazão de pico iguais podem apresentar formas diferentes e, conseqüentemente, outros volumes totais e tempo de máximo, o que influencia em como o canal fluvial pode extravasar e em como a planície fluvial (e seus compartimentos) operam nos processos de esvaziamento e secamento.

Entender a forma do hidrograma é fundamental para análise de suscetibilidade a distintas magnitudes de inundação e de atenuação do pico de vazão, abrangendo uma das principais funções hidrológicas da planície de inundação que é a de estocagem temporária e dissipação de energia. Por meio delas, a dimensão temporal das inundações poderá ter desempenhada mais detalhadamente, ressaltado a magnitude-frequência e a ocorrência de eventos extremos.

³⁴ Estes cenários são detalhados no capítulo de Análise Hidráulica, por meio de simulações hidrodinâmicas.

4.2.2. ANÁLISE HIDRÁULICA

4.2.2.1. MODELAGEM DE INUNDAÇÕES: SIMULAÇÃO DE HIDROGRAMAS-TIPO E EVENTOS REAIS (2011 E 1997)

Na análise hidráulica enfatizou-se os processos fluviais atuais predominantes ao longo de eventos de inundação e após sua ocorrência, a partir de simulações de eventos extremos, empíricos e teóricos, por meio de modelagem hidráulica 2D do setor ESB. Aqui são apresentados os resultados e discussões sobre tais simulações, enfatizando as fases de inundação, a tendência de comportamento das variáveis, suas associações ao esboço morfológico (1:50.000), além de destacar a função de abatimento de máximos de vazão.

a) Hidrogramas dos eventos de 1997 e 2011: entradas empíricas à modelagem 2D

Os hidrogramas empíricos simulados correspondem aos eventos de 1997 e 2011 (Figura 111) com dados obtidos do posto de Eldorado (5F-001). Estes eventos correspondem a duas das mais importantes inundações dos últimos 40 anos no Baixo Ribeira de Iguape, e, por isso, suas marcas de inundações permanecem visíveis, em todo setor ESB.

Figura 111. Hidrogramas dos eventos de janeiro de 1997 e de agosto de 2011.

Organizado por Yuri Veneziani.

A análise de intensidade-frequência das vazões máximas do posto 5F-001, apontou Tr de 140 e o ≈ 8 anos para os máximos de 1997 e 2011, respectivamente, pela distribuição GEV. Tal diferença de magnitudes dos picos é muito significativa e corresponde, nas marcas de níveis de água remanescentes, a uma diferença de altura em torno a 1,5m. As formas dos hidrogramas são distintas, caracterizando volumes de escoamento excedente significativamente diferentes. É necessário alertar que, ao longo da série instrumental, eventos de igual ou maior magnitude ao de 2011 ocorreram, porém, suas marcas foram apagadas por inundações subsequentes.

Devido à necessidade de se tornar viável as simulações de acordo com a capacidade de processamento disponível, encurtou-se a duração das simulações para ambos os hidrogramas, e selecionou-se os trechos de picos de cada um. Para 1997, simulou-se o trecho do hidrograma entre 21/01 a 28/01; enquanto para 2011 de 31/07 para 04/08. Nestes intervalos de dias, o evento de 1997 correspondeu a um volume total aproximado de $1.366.626.600 m^3$, enquanto o de 2011 foi de $544.870.275 m^3$.

Tanto para os casos empíricos, quanto para as simulações baseadas em hidrogramas-tipo, os parâmetros do problema hidrodinâmico utilizados foram os mesmos.

b) Consistência da modelagem: comparação de profundidades obtidas em campo e resultantes das simulações

As simulações geram muitas informações em cada passo de propagação da inundação. Como principais dados estão a área inundada e sua variação, a profundidade alcançada, a o vetor velocidade. Além de ser obtida pela simulação, a profundidade foi coletada em campo por meio de marcas de inundação corroboradas por depoimentos orais, permitindo estabelecer valores empíricos aos quais os dados simulados puderam ser comparados (Figura 112).

Ao todo foram coletadas alturas de 14 marcas d'água de inundações (7 para 2011 e 7 para 1997) ao longo do perfil longitudinal, localizadas em construções (paredes, casas, antigas edificações) com confirmação dos moradores em relação ao evento gerador. As posições deste levantamento, obtidas com GPS geodésico, foram sobrepostas às profundidades das modelagens dos eventos de inundação para as condições de máxima profundidade, e, então, extraímos os valores de profundidade simulados. As diferenças de alturas obtidas variam de 1m a 0,15cm, sendo a diferença média 0,59cm. Considerando os dados por evento, tem-se diferença média de 0,45cm para 2011 e 0,73cm para 1997, sendo que não se verificou correlação positiva ou negativa entre os dados observados e simulados.

Reconhece-se que o MDT (IGC, 2010) é uma aproximação da topografia com erro sistemático médio de altimetria de 1,35m. As diferenças médias de profundidades observadas e simuladas, para 2011 e 1997, correspondem, respectivamente, a $\approx 34\%$ e $\approx 54\%$ do erro sistemático médio, ou seja, são erros inferiores ao próprio erro sistemático, indicando que os resultados das modelagens produzem cenários de inundação plausíveis. Deve-se considerar ainda as transformações do dado original no processo de modelagem, como a incorporação à malha irregular e exportação à SIG.

c) Simulação das fases de inundação do evento extremo de 1997

Os regimes simulados nos eventos empíricos foram não permanente e não uniformes, e demonstram as fases da inundação ao longo do perfil longitudinal e lateralmente, conforme sua transmissão e conectividade dos subsistemas da planície fluvial (Figura 113). Os resultados apresentados dizem respeito, exclusivamente, às modelagens hidrodinâmicas bidimensionais. Comparações e associações aos mapeamentos geomorfológicos serão realizados ainda dentro deste capítulo, em itens posteriores.

O evento de 1997 foi utilizado como exemplo para compreender as principais tendências de processos hidrodinâmicos envolvendo as etapas de transbordamento, enchimento, máximo de enchimento e esvaziamento da inundação (Figura 113 e Figura 114).

A evolução das fases de inundação pode ser sumarizada em cinco momentos após o início do evento: 16h, 36h, 68h (máximo), 116h e 168h (final), que correspondem, respectivamente, a $\approx 10\%$, $\approx 20\%$, $\approx 40\%$, $\approx 70\%$ e $\approx 100\%$ do tempo do evento, e para os quais a área inundada foram de 11, 37, 72, 55 e 39km² (Figura 113).

As variações de velocidade e direção de fluxo da propagação na planície permitem caracterizar a conectividade hidráulica dos sistemas hidromorfológicos e, em específico, dos compartimentos nos transectos de controles mapeados em detalhe (Figura 114). Nesse modelo, de base topográfica e hidrológica, as estimativas de área, profundidade, volume e velocidade de fluxo estão sujeitas ao erro sistemático (1,35m) incutido pelo MDT utilizado como base. Este desnível pode implicar a superação ou a não superação de limiares topográficos existentes entre os sistemas morfológicos mapeados. Como não se tem controle preciso dos locais onde este erro sistemático ocorre ou dos locais onde erros ainda maiores podem ocorrer, os resultados podem apresentar limitações.

Nos vales dos córregos Incomager e Abobral as inundações de elevada magnitude se propagam de jusante à montante, conforme o aumento da vazão no canal principal. Na Figura 114, A e B, respectivamente, nota-se frente de inundação e retorno das águas após o pico máximo de vazão, no córrego Incomager, próximo à Eldorado. As Figura 114 C e D ilustram as mesmas fases no córrego do Abobral. Em ambos, as vazões de entrada da cunha d'água costumam ser ligeiramente mais velozes em relação ao retorno.

Para o evento de 1997, o tempo de percurso da onda de cheia no interior do canal fluvial (≈ 50 km) foi de 16h, aproximadamente, produzindo uma velocidade média de cerca de 0,87m/s, muito acima das velocidades habituais. Nos eventos simulados com vazões de menor magnitude ($Tr \approx 1$ e 2 anos), as velocidades, mesmo dentro do canal, são menores em função do volume e quantidade de movimento contido no fluxo, indicando que, em condições de inundação, as formas internas do canal estão mais suscetíveis a deflagração de processos erosivos, em comparação aos fluxos de vazante.

O transbordamento no trecho montante inicia-se logo nos primeiros momentos da inundação, aproximadamente 8h após o início do evento (4% do tempo), com vazão de 1.200m³/s, submergindo barras laterais e setor de planície nível 1. Sob esta vazão, as ilhas são majoritariamente submergidas.

A inundação da planície ocorre espacialmente e temporalmente de forma desigual, com ocupação das áreas mais baixas do trecho montante nas primeiras 16 horas, abrangendo barras laterais e *backswamps*, sendo que até este momento não há transbordamento das bordas do canal. As irregularidades topográficas da planície promovem ocupação por caminhos preferenciais que definem conexões hidráulicas internas da planície, capazes de conduzir o enchimento da planície e os processos agradacionais e erosivos.

A partir de 16h, com Q entrante de $1200\text{m}^3/\text{s}$, setores de *backswamps* em trecho intermediário do setor ESB, distantes até 640m da margem do canal principal, passam a ser inundadas, submergindo-se até 1,5m. Esta inundação ocorre através das depressões morfológicas e pequenos canais secundários, que em muitos casos estão conectados às planícies de inundação. Neste momento, inicia-se também a inundação de vales afluentes no trecho montante: córregos Incomager, Abobral de Cima e Abobral de baixo. Os vales afluentes e os compartimentos localizados à montante entram em processo de enchimento, com aumento gradual da profundidade da inundação e expansão da área inundada. Em um intervalo de aproximadamente 4h, a inundação em vales de tributários e *backswamps* avança até 1300m em direção à montante a uma velocidade estimada média de $0,1\text{m/s}$.

Figura 113. Profundidades estimadas para o evento de inundação de janeiro de 1997.

A - 12h após início; B - 36h; C - 68h; D - 116h; E - 168h. (Interface Iber 2.0). Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 114. Simulação das velocidades atingidas pelo evento de inundação de janeiro de 1997.

A - corr. Incomager, 16h após início; B - corr. Incomager, 96h; C - CORR. Abobral, 16h; D - CORR. Abobral, 116h; E - paleocanal Votupoca, 32h; F - paleocanal Votupoca, 36; G - Bairro Conchal Branco, 36h; H - Bairro Conchal Branco, 116h. Na legenda as velocidades variam de 0 a 2,5m/s.

(Continuação...)

(...Continuação)

Simulação das velocidades atingidas pelo evento de inundação de janeiro de 1997.

A - corr. Incomager, 16h após início; B - corr. Incomager, 96h; C - cór. Abobral, 16h; D - cór. Abobral, 116h; E - paleocanal Votupoca, 32h; F - paleocanal Votupoca, 36; G - Bairro Conchal Branco, 36h; H - Bairro Conchal Branco, 116h. Na legenda as velocidades variam de 0 a 2,5m/s.

Organizado por Yuri Veneziani.

Ao atingir 20h do início do evento, os meandros abandonados de nível de colmatagem 1 estão conectados ao canal principal quando a vazão é na ordem de $1.200\text{m}^3/\text{s}$ neste trecho. Nos meandros abandonados primeiramente ocupados pelas águas excedentes, a inundação ocorre tanto pelo trecho distal, quanto pelo proximal, sendo mais veloz neste último, que recebe às águas de montante. Os paleomeandros de nível de colmatagem 2 e 3, estão relativamente menos suscetíveis a se conectarem ao canal. O enchimento destes sistemas ocorre, principalmente, pela parte distal, de jusante à montante, sobrepondo-se ao umbral formado pelo *plugbar* de jusante, que, em geral, apresenta-se mais baixo se comparado ao de montante.

No final do primeiro dia, quase a totalidade das áreas deprimidas (*backswamps* e meandros abandonados) estão inundados, sobretudo no trecho à montante do bairro do Votupoca, que já se encontram em enchimento. Os sistemas morfológicos da planície de inundação ficam conectados hidraulicamente ao canal, e já está caracterizada fase de transbordamento ao longo de todo setor, no qual se destaca o trecho entre os bairros da 1ª Ilha e Votupoca, em que a ampliação lateral do vale permite a progressão do limite da inundação de modo veloz. Neste trecho, as profundidades podem atingir até 3m no primeiro dia. Os afluentes do terço inferior também são inundados, com velocidade ainda maior: cerca de 2.800m da planície de inundação do Rio Etá é inundado com cotas de até 1,5m.

A partir de 36 horas, o processo predominante em toda planície fluvial é de enchimento, atingindo máxima abrangência espacial a aproximadamente 68h do início do evento, o que corresponde ao final do segundo dia de simulação, e que coincide com a máxima ascensão do hidrograma de entrada. Ao longo deste intervalo, no trecho de montante o avanço da inundação ocorre com expansão lateral pouco significativa da área inundada se comparada ao aumento da profundidade; ao passo que no trecho jusante o crescimento lateral da área inundada é maior, verificando-se, simultaneamente, o aumento da profundidade nas morfologias rebaixadas.

No vale do córrego Incomager, as profundidades das inundações podem chegar a 5m próximo à sua confluência com o Ribeira de Iguape, e a mais de 1,5m na retaguarda da planície de inundação onde foi coletado testemunho Eld_1. Na planície do córrego do Abobral de Cima, a máxima profundidade supera 6m de altura no terço médio do canal. Nos paleomeandros localizados no bairro do Votupoca, onde também foram coletados Vot_1 e Vot_2, a profundidade máxima atingida foi de 3,5m.

Até 76h após o início do evento, setores do trecho jusante próximo à Sete Barras ainda respondem ao pico do hidrograma com ampliação lateral da área inundada, sobretudo nos vales de afluentes. A partir deste instante até o final da simulação, o processo predominante é o de esvaziamento. Gradualmente, as áreas melhor drenadas e afastadas do canal escoam os volumes excedentes diminuindo a profundidade e a área inundada.

Transcorridas 92h, as vazões se estabilizam em $\approx 1.500\text{m}^3/\text{s}$, permanecendo inundados apenas os compartimentos mais suscetíveis. Ficam evidentes, por exemplo, os locais de represamento da água excedente, onde a saída ocorre por secamento. Vale notar que os primeiros locais a serem inundados são aqueles que possuem maior suscetibilidade ao processo de transbordamento, e estão sujeitos a inundações mais frequentes. Por outro lado, os compartimentos mal drenados são os mais suscetíveis do ponto de vista da duração do evento, ainda que estejam sujeitos a inundações menos frequentes, como pode ocorrer com alguns paleocanais e *backswamps*, permanecendo inteiramente inundados mesmo após o evento, e a velocidade de retorno é baixa.

Nos locais onde foram coletados testemunho no vale do Abobral (Abo_1 e Abo_2) e no paleomeandro do Votupoca (Vot_1 e Vot_2), ao final do evento simulado, permanecem inundados, com profundidades máximas na ordem de 2,5m e 2m, respectivamente.

d) Simulação de inundações decorrentes de diferentes hidrogramas-tipo: Influência potencial de tipologias de hidrogramas em variáveis das inundações

Para avaliar a influência do hidrograma-tipo nas variáveis de inundação no setor ESB modelizaram-se os três hidrogramas-tipos com picos de vazão em três magnitudes distintas: Tr 1 ano, 2,72 anos, e 100 anos³⁵. Além desses, modelizou-se um cenário de vazão constante igual à média diária do posto 5F-001 (237m³/s) para descrever as tendências do fluxo dentro do canal em condição de vazante.

O hidrograma constante de entrada (237m³/s) produziu um cenário em que o fluxo se concentra inteiramente no canal fluvial atual ao longo de todo setor ESB. As máximas profundidades chegam a 10m de altura, com média de 2,34m, sendo que mais da 90% da área do canal tem profundidade de até 5m. A velocidade média simulada no trecho foi de 0,78 ($\sigma=0,3$) sendo notório seu aumento para 1 a 1,5m/s em setores de estreitamento vertical (soleiras rochosas) ou lateral (ilhas e pontes). Nestas últimas, em particular, concentram-se as turbulências responsáveis por recirculações locais, e alteração de regime crítico para supercrítico. Nos locais mais profundos, há diminuição da velocidade, algumas vezes abrupta, normalmente atingindo valores abaixo de 0,6m/s, formando áreas de recirculação natural.

Algumas variáveis hidrodinâmicas apresentam comportamento distintos em função do tempo de retorno e do hidrograma tipo de entrada (Figura 115). Em geral, as áreas máximas abrangidas nas inundações e as áreas finais são semelhantes, independentemente do hidrograma-tipo, sendo que os cenários produzidos a partir do hidrograma de Pico Único apresentam a maior área inundada. Da mesma forma, as profundidades atingidas nas planícies fluviais tendem a ser ligeiramente maiores sob eventos de Pico Único, seguida pelas produzidas por hidrogramas-tipo de Pico Duplo Tipo II e Pico Duplo Tipo I, nesta ordem.

As velocidades de retorno da água excedente ao final do evento tendem a ser maiores nas inundações geradas por hidrogramas de Pico Duplo do Tipo II, seguidas pelas produzidas por hidrogramas de Pico Único e Pico Duplo Tipo I. Esta taxa de retorno, que indica o quão rápido as áreas da planície são drenadas após o pico de vazão, estão diretamente associadas ao tempo de pico do hidrograma e com a inclinação final na recessão do evento. Quanto mais tarde é o pico de vazão em relação ao início do hidrograma, menor tende a ser velocidade de saída da água; enquanto que quanto menos inclinada for a recessão do hidrograma, o evento se alonga, mais tardio ocorrerá o volume máximo a ser escoado e, portanto, menos tempo terá a água para sair e mais lentamente isso ocorrerá.

Os dados sugerem, primeiramente, que há associação inversa entre profundidade e taxa de retorno das águas, ou seja, quanto menor a profundidade mais rapidamente a água é drenada; e, em segundo lugar, que as inundações promovidas por hidrogramas de Pico Único produzem maior suscetibilidade ao sistema em seu conjunto, se comparado aos outros hidrogramas-tipo, sendo o menos suscetível aquelas produzidas pelo hidrograma de Pico Duplo Tipo I, possivelmente em função de seu menor volume relativo.

Nas inundações de 2,72 anos de tempo de retorno, onde algumas diferenças entre os hidrogramas-tipo são ressaltadas, a área abrangida pelo hidrograma de Pico Único foi de cerca de 18km², enquanto para os de pico duplo I e II não passaram de 7km², sugerindo superação de limiar topográficos, com transbordamento a outros compartimentos.

³⁵ Inicialmente, foram elaborados hidrogramas-tipo também para magnitudes intermediárias de Tr 10 e 30 anos, porém a capacidade de processamento foi insuficiente para concluirmos as modelizações em tempo.

A profundidade média e a taxa de retorno, aparentemente corroboram esta observação: a primeira variável é relativamente menor para hidrograma de Pico Único em comparação com os demais, e pode ser decorrente da expansão da área inundada com dispersão espacial das águas em patamares mais elevados, definindo menores profundidades; e a segunda variável tende a ser relativamente mais elevada para hidrogramas de Pico Único, indicando a saída mais veloz das águas justamente destes patamares mais elevados e, potencialmente, melhor drenados. Para ambos hidrogramas de Pico Duplo, em eventos de Tr 2,7 anos, as respectivas áreas inundadas máximas e finais são muito próximas entre si, decorrendo em menores taxas de retorno. Os eventos com Tr 100 anos apresentam comportamentos semelhantes aos de 2,7 anos de recorrência.

Figura 115. Variáveis de tendências hidrodinâmicas das inundações por hidrograma tipo para todo setor ESB.

À esquerda: áreas máxima e final inundada (Y principal) e hidrogramas de entrada (Y secundário). À direita: V (velocidade média), Retorno (taxa de retorno das águas de inundação entre o máximo inundado e a área final inundada em m²/s); Profundidade média (m) por hidrograma tipo. Organizado por Yuri Veneziani.

e) Sobreposição de variáveis hidrodinâmicas simuladas e sistemas geomorfológicos fluviais

Para identificar quais são as tendências de processos hidrodinâmicos esperadas nos sistemas geomorfológicos fluviais, sobrepôs-se os resultados das simulações dos três tipos de hidrogramas teóricos, considerando eventos de Tr 100 anos, ao esboço geomorfológico 1:50.000 (Figura 116). Com isso obteve-se valores médios de variáveis hidrodinâmicas por sistema fluvial.

Figura 116. Variáveis de tendências hidrodinâmicas das inundações por compartimento geomorfológico e hidrograma tipo, considerando evento de TR 100 anos.

Amax/Atot – área máx. inundada sobre área total do compartimento; Afin/Atot – área final inundada sobre área total do compartimento; Retorno – taxa de retorno das águas da inundação em % de área/h; $\bar{V}$ – velocidade média do fluxo; V_{max} – Velocidade máxima do fluxo. Eixo X: 1 – Hidrograma de pico único; 2I – Hidrograma de pico duplo do tipo I; 2II – Hidrograma de pico duplo do tipo II. Organizado por Yuri Veneziani.

De forma geral, a comparação entre os resultados produzidos pelos diferentes hidrogramas tipo para cada sistema morfológico demonstram que as variáveis³⁶ (A_{max}/A_{tot} , A_{fin}/A_{tot} , Retorno, $\bar{V}$, V_{max}) tendem a ter um mesmo comportamento, indicando que para inundações de elevada magnitude, a maioria das tendências e intensidades dos processos de superfície ocorrem de maneira independente do hidrograma-tipo produtor da inundação.

Porém, para a variável retorno, que aponta para a velocidade com a qual a água retrocede ao canal entre os momentos de máxima inundação e estágio final, observou-se que os menores valores ocorrem sistematicamente para os hidrogramas de Pico Único e Pico Duplo Tipo II, e os maiores valores para hidrograma de Pico Duplo Tipo I, em todas as morfologias.

As variáveis associadas à inundação, via de regra, são mais intensas nos subsistemas cuja suscetibilidade é maior. As barras laterais são formas de canal cuja gênese e remobilização de material substancial derivam diretamente de processos de leito intensificados nas inundações, altamente suscetíveis a estes eventos. Todas as barras laterais são inundadas de uma a duas vezes ao ano, e são as primeiras áreas a serem atingidas e as últimas a serem drenadas, redundando em baixíssima taxa de retorno. Evidentemente, as velocidades médias são as mais elevadas, superiores a 1,15m/s para Tr 100 anos, em qualquer hidrograma-tipo.

Em termos de área máxima abrangida, nas *backswamps* e meandros abandonados, mais de 90% das respectivas áreas, são inundadas em evento de Tr 100 anos. As áreas finais inundadas são na ordem de 60% para as *backswamps* e 50% para os meandros abandonados, com retornos médios de 1 e 1,5%/h, respectivamente. As velocidades médias dos fluxos nestes subsistemas estão entre os mais baixos, $\approx 0,26$ m/s e $\approx 0,32$ m/s, para *backswamps* e meandros abandonados, mas são muito variáveis durante o evento. No pico de vazão, as velocidades podem ser superiores a 1m/s nestes subsistemas, mas no final do evento, as águas aprisionadas podem circular em velocidades praticamente nulas, abaixo de 0,005m/s.

Praticamente a totalidade das planícies de nível 1 é inundada em evento de Tr 100 anos sob qualquer Hidrograma-Tipo. Para as planícies de nível 2, há uma ligeira influência do tipo de hidrograma sobre a área máxima inundada: hidrograma de Pico Único tendem a produzir área inundada maior (74%), enquanto Pico Duplo Tipo I, menor (67%). Nos cenários modelizados de área máxima inundada, permanecem alguns setores, próximos aos paleomeandros localizados no trecho de jusante do bairro do Votupoca sem inundação. Tratam-se de isoladas áreas elevadas, que podem ser classificadas como paleodiques, onde os níveis máximos d'água, dentro de cenários de 100 anos de retorno, não alcançam. Aqueles percentuais para planície nível 2 indicam possíveis erros ou subestimativas da modelagem, uma vez que do ponto de vista geomorfológico, planícies de inundação estariam 100% submersas em condições de eventos centenário. Os erros podem derivar do MDT utilizado como parâmetro topográfico. As subestimativas podem advir do índice de rugosidade configurado para a superfície emersa. Para qualquer dos dois casos, deve-se pontuar que estas subestimativas podem ocorrer para os demais compartimentos morfológicos, em proporções diferentes em relação aos observados para a planície nível 2, que é o sistema mais abrangente e por isso merece destaque.

As planícies de nível 1, por estarem a um desnível topográfico mais baixo em relação ao canal, tem velocidades médias na ordem de 0,6m/s, superior ao das planícies de nível 2, que estão em torno de 0,2m/s.

³⁶ A_{max} – Área máxima; A_{tot} – Área total; A_{fin} – Área final, Retorno – %/h, percentual da área total inundada por hora, $\bar{V}$ – Velocidade média.

As áreas máximas abrangidas reduzem progressivamente para os terraços baixos nível 1 ($\approx 46\%$), nível 2 ($\approx 32\%$), e terraço altos ($\approx 4\%$), com áreas finais, respectivamente, de $\approx 5\%$, $\approx 10\%$ e $\approx 0,8\%$. As velocidades médias possuem intensidades muito semelhantes entre si, inferiores a $0,3\text{m/s}$. Os terraços baixos nível 2, diferentemente dos de nível 1, estão mal conservados, e, em geral, apresentam forte desmantelamento. Isto proporciona pior drenagem relativa em relação aos terraços nível 1 e, por isso, as áreas finais de inundação daquele subsistema são mais elevadas.

Os terraços altos são subsistemas geomorfológicos que não são submersos por inundações. O que ocorre, contudo, é que alguns compartimentos destes terraços altos se encontram adjacentes ao canal e outras morfologias mais suscetíveis à inundação, por isso, sob eventos extremos, podem ter suas bases parcialmente afetadas.

Quanto às velocidades de fluxo, para o evento de Tr 100 anos, notou-se que as velocidades médias, na maior parte dos subsistemas geomorfológicos, independentemente do hidrograma-tipo produtor, estão entre 20 e 30cm/s , majoritariamente, como é o caso das *backswamps*, meandros abandonados, planície nível 2 e terraços baixos. Estas velocidades possuem condições de trabalho fluvial semelhantes, concentrando-se em um intervalo no diagrama de Hjulström que define capacidade erosiva para siltes mais grossos e as areias finas a médias, e para transportar argilas, siltes finos, areias médias a seixos (Figura 117).

Comportamentos distintos ocorrem nas planícies de nível 1 e nas barras laterais, dois subsistemas articulados ao nível do canal atual. Nestes, há ampliação da tendência de ação erosiva. Nas barras laterais (evento de Tr 100 anos), velocidades na ordem de 300cm/s são constantes, levando a uma provável remoção do material previamente depositado, e uma nova deposição ao longo da recessão do hidrograma. Para as planícies de nível 1 as velocidades mais elevadas ocorrem nas bordas dos compartimentos deste subsistema.

Figura 117. Velocidades médias estimadas na modelagem hidrodinâmica, considerando momento de máximo das inundações por hidrograma tipo para evento de 100 anos de tempo de retorno. Organizado por Yuri Veneziani.

Obeve-se, ainda, as diferentes respostas das variáveis hidrodinâmicas para cada subsistema conforme a magnitude do evento. Em geral, áreas máximas e áreas finais aumentam conforme o tempo de retorno, porém isso ocorre em proporções diferentes para cada subsistema (Figura 118). Em meandros abandonado, planícies nível 2 e níveis baixos de terraços os aumentos são graduais; enquanto para *backswamps*, barras laterais e planícies nível 1, a área inundada abrange totalidade destes sistemas mesmo em eventos de baixa magnitude.

As velocidades médias também apresentam um padrão de distribuição (Figura 118). Para eventos mais intensos, menor tende a ser a velocidade média; excetuando-se nos compartimentos de barra lateral e planície nível 1, onde a velocidade é progressivamente ampliada conforme se eleva o tempo de retorno.

Nos outros sistemas hidromorfológicos, a redução da velocidade média pode ser explicada por dois fatores: (i) a propagação lateral, acompanhada de diminuição da profundidade média, aumento da rugosidade e gasto de energia; e (ii) o aumento das áreas de retenção da inundaço, que, ao final do evento, mantm velocidades muito baixas. Em meandros abandonados, a velocidade mdia atinge valor mnimo a $TR \approx 2,7$ anos, ascendendo substancialmente a $Tr \approx 30$ anos, demonstrando importante papel de atenuao em eventos de menor magnitude e funcionalidade anloga de canal ativo em eventos de mdia intensidade, atingindo mximo de fluxo canalizado. Sob elevadas magnitudes ($Tr > 30$ anos) a diminuio da velocidade pode ser explicada pela dissipao na plancie de inundao adjacente

Figura 118. Variveis de tendncia hidrodinmica por compartimento morfolgico e tempo de retorno, considerando hidrograma tipo de pico nico.

Variveis normalizadas em relao ao valor mximo alcanado. Organizado por Yuri Veneziani.

f) Magnitude-frequência de vazões por sistema geomorfológico fluvial no perfil longitudinal do setor ESB: aproximações às tendências espaço-temporais de inundação por análise interdisciplinar

Valores de vazão foram estimadas para distintas cotas correspondentes aos limiares altimétricos dos compartimentos geomorfológicos em quatro seções transversais dispostas ao longo do setor ESB. As seções A-A', B-B' e D-D' são abrangidas na análise de mapeamento detalhado dos transectos de controle Eldorado, Abobral e Votupoca, respectivamente (Figura 119). A seção 7B-7B' está a jusante daquela última, mais próxima à área urbana de Sete Barras, e sua abrangência e definição julgou-se necessária para representar as mudanças de configuração da planície fluvial no trecho de jusante, inclusive relacionadas à sinuosidade e forma do canal fluvial, de forma a captar os impactos que tais mudanças podem apresentar nos valores estimados de vazões.

Na seção transversal A-A', localizada no transecto de controle Eldorado, as faixas de vazões limiares de canal fluvial (incluindo barras lateral), planície de inundação (e terraço baixo nível 1) e terraços baixos de nível 2 foram $<1215\text{m}^3/\text{s}$, de 1215 a 2115, e $>2115\text{m}^3/\text{s}$. Acima deste valor, setor de terraço baixo nível 2 passa a ser inundados, sendo que, ao estar totalmente submerso, a vazão simulada é superior a $3125\text{m}^3/\text{s}$.

Na seção transversal B-B', localizada no transecto de controle Abobral, as faixas de vazões limiares estimadas para canal fluvial (incluindo barras lateral e central), planície de inundação e terraço baixo de nível 1 foram, respectivamente, <1045 , entre 1045 e 1340, e >1340 , sendo que as vazões relativas à inundação completa dos terraços baixos de nível 1 são na ordem de $3445\text{m}^3/\text{s}$.

A seção transversal D-D', localizada no transecto de controle Votupoca, apresentou como vazão limiar para o canal fluvial (incluindo barra lateral) $<1345\text{m}^3/\text{s}$. Acima deste valor, setores de planície de inundação passam a ser inundados, sendo que, ao estar totalmente submersa, a vazão simulada é de $3026\text{m}^3/\text{s}$.

A seção transversal 7B-7B' apresentou como vazão limiar de canal fluvial $1245\text{m}^3/\text{s}$, sendo que neste trecho o canal não apresenta barra lateral. Acima deste valor, setores de planície de inundação passam a ser inundados, mas sem que os diques tenham sido superados. Quando transbordados os diques fluvial as vazões superam $1640\text{m}^3/\text{s}$. A inundação de toda a planície nesta seção corresponde a vazões estimadas superiores a $3195\text{m}^3/\text{s}$, sendo que a variação da cota da inundação é baixa, em virtude das características do raio hidráulico. As vazões limiares de canal fluvial estimadas correspondem às vazões de margens plenas.

A capacidade de vazão do canal fluvial, nas quatro seções transversais consideradas, é na ordem de $1200\text{m}^3/\text{s}$, variando de 1045, na seção B-B' a $1345\text{m}^3/\text{s}$ na seção D-D', devendo levar em consideração que aquela seção é relativamente mais estreita que esta última, em função da abertura lateral do vale, e que apresenta ilha fluvial, que contribui para uma diminuição de sua capacidade de vazão. A seção D-D' apresenta menos obstáculos ao fluxo e desenvolve ampla barra lateral a seção do canal fluvial, que produz canal com largura superior a 600m.

Nas seções A-A' e B-B', em Eldorado e Abobral, respectivamente, as planícies fluviais do canal principal são relativamente estreitas. Na primeira ela inicia-se em 1200 e estende-se à 1700m (no eixo X), enquanto na segunda ela estende-se de 1550 a 2350m (no eixo X). Ou seja, a extensão da planície de inundação à esquerda do canal fluvial, em sua maior parte, corresponde às planícies dos afluentes Incomager (Eldorado) e Abobral, sendo que nelas, os fluxos de inundação se processam de jusante à montante na fase de enchimento. Este fluxo remontante praticamente não contribui à estimativa da vazão total da Figura 119.

Na seção A-A', as vazões mínimas e máximas estimadas da planície de inundação são 1215 e $2115\text{m}^3/\text{s}$. Como a planície se estende a montante no vale do córrego Incomager, o valor de vazão

máxima correspondente à cota de $\approx 25\text{m}$ coincide com o limite da unidade de terraço baixo nível 1 próximo ao canal. Por isso, este intervalo de vazões também caracteriza o terraço baixo nível 1 presente nesta seção.

Figura 119. Perfis topográficos de quatro seções transversais ao longo do setor ESB, com limites geomorfológicos mapeados e níveis d'água associados.

Organizado por Yuri Veneziani.

Na seção B-B', as vazões mínimas e máximas estimadas da planície de inundação são 1045 e $1340\text{m}^3/\text{s}$, muito menores e com limiares superiores muito abaixo da seção de montante, A-A'. A partir de $1340\text{m}^3/\text{s}$, setores de terraços baixos nível 1 à direita do canal principal passam a ser inundados. Antes disso, contudo, setores deprimidos na planície fluvial e boa parte da planície de inundação do afluente Abobral encontram-se totalmente inundados. Quando os terraços baixos nesta seção são inundados há aumento significativo da área da seção transversal. Por isso, a capacidade de vazão é ampliada para $3445\text{m}^3/\text{s}$ no limite superior daquele compartimento.

Na seção D-D' a inundação das planícies inicia-se com os valores mais elevados dentre as seções consideradas. O extravasamento do canal, nesta seção, ocorre à uma vazão de $1345\text{m}^3/\text{s}$, a qual corresponde à inundação de setores de baixo terraços de nível 1 na seção B-B'. Esta diferença está

diretamente relacionada à extensão da barra lateral à margem esquerda do canal, que afeta a relação do raio hidráulico e amplia abruptamente a capacidade de vazão do canal. O aumento significativo das capacidades de vazão estimadas do canal entre as seções B-B' e D-D', potencialmente, contribui à atenuação de inundações no bairro do Votupoca e deste em direção à jusante.

Na seção D-D', ainda, as inundações iniciam-se de jusante a montante, ocupando os meandros abandonados na margem esquerda do canal. Em um segundo momento, há transmissão da onda de inundação vinda de montante pela planície, ocupando depressões em ambos os lados do canal principal, sobretudo nos paleomeandros da margem direita. Com a contribuição deste volume, toda a planície de inundação na seção D-D' é submersa e as vazões totais ultrapassam os $3000\text{m}^3/\text{s}$.

Na 7B-7B' fica expressa uma tendência que se verificou em outros trechos do setor ESB, nos quais as inundações ocorrem antes de que o fluxo de canal atinja as margens plenas. Isso se deve à elevação das margens, decorrente, por exemplo, da instalação de dique fluvial, e em função da transmissão da onda de cheia pelas depressões da planície de inundação.

Por isso, na seção 7B-7B', quando há inundação da planície, a vazão é de $1245\text{m}^3/\text{s}$, que é inferior à capacidade do próprio canal. Uma vez que o fluxo do canal atinge o limiar do dique fluvial, boa parte da planície nesta seção já está inundada devido ao fluxo de montante, e a vazão total corresponde a $1640\text{m}^3/\text{s}$. Uma vez que o dique fluvial é superado, componentes laterais do fluxo passam a se tornar mais relevante e a inundação ocupa toda a planície, cuja capacidade supera os $3100\text{m}^3/\text{s}$.

Há variações significativas dos limiares de vazão entre as seções, o que aponta para distintas capacidades de atenuação do pico de vazão, dentro do canal fluvial e na planície de inundação.

Pontua-se que os valores de vazão mencionados foram obtidos na ascensão dos hidrogramas em cada seção abrangida, o que pode implicar em variações positivas da capacidade de vazão dada a velocidade maior do fluxo. Caso estivessem sido tomadas na recessão dos hidrogramas, tal variação poderia ser negativa.

g) Simulação e estimativa da capacidade de atenuação pela análise de abatimento de picos de vazão estimados pela modelagem hidrodinâmica no setor ESB

A redução do pico de vazão é um indicador da função de atenuação da inundação que demonstra a relevância das planícies e seus subsistemas hidromorfológicos no controle de riscos. Ao longo do perfil longitudinal, entre uma seção e outra, os tipos de subsistemas fluviais e seus arranjos influenciam na capacidade de atenuação. Via de regra, quanto mais à jusante, maior é o abatimento do pico em relação à vazão entrante, sendo, a maior taxa de atenuação entre Abobral e Votupoca (Figura 120).

Todavia, a função de atenuação não é determinada somente pelo pico de vazão, mas pela forma do hidrograma produtor em que ocorre, assim, a razão de abatimento da vazão máxima não é equivalente em todos os casos. Para o conjunto de hidrogramas de Pico Único de Tr 100 anos, a vazão de pico à montante é $3.591\text{m}^3/\text{s}$, e decai progressivamente para 3.467, 3.293 e $3.243\text{m}^3/\text{s}$, resultando em percentuais abatimentos de 3,4%, 8,3% e 9,7%, respectivamente. Neste caso, a diminuição da vazão máxima e os retardamentos dos tempos de pico produzem ascensão menos íngremes, logo a velocidade com que o pico é alcançado é menor. A progressiva diminuição da vazão máxima é ainda mais notória nos conjuntos dos hidrogramas de pico duplo. Considerando os de Pico Duplo Tipo I, o pico máximo é de $3.533\text{m}^3/\text{s}$, e decai para 3.269 (7,4%), 2.765 (21,7%) e $2.537\text{m}^3/\text{s}$ (28,2%), e a atenuação do pico menor é mais discreta ($\approx 227\text{m}^3/\text{s}$). Para os de Pico Duplo Tipo II, a vazão máxima decai de $3.582\text{m}^3/\text{s}$ para 3.329 (7,0%), e então para 2.871 (19,8%) e chegando à 2.743 (23,4%) em Sete Barras. A atenuação do pico menor neste tipo de hidrograma é significativamente mais baixa, chegando a vazão em Sete Barras ser superior à ocorrida em Votupoca. Isso provavelmente decorre da transmissividade da

inundação na planície, que freia sua propagação à jusante e distribui gradativamente o volume inicial do primeiro pico do hidrograma (maior). Esta dinâmica promove a suavização da forma bimodal do hidrograma de entrada, com a redução progressiva da diferença entre os picos de inundação à jusante, onde é praticamente eliminada.

Figura 120. Hidrogramas (m^3/s) resultantes estimados pela modelagem hidrodinâmica em diferentes XS ao longo do setor ESB, considerando diferentes hidrogramas tipo (da esquerda à direita: pico único, pico duplo I, pico duplo II) em eventos de 100 anos de TR.

Eld – Eldorado; Abo – Abobral; Vot – Votupoca; 7B – Sete Barras. Organizado por Yuri Veneziani.

Além da influência do tipo de hidrograma, a capacidade de atenuação entre os três trechos considerados (1º trecho: Eld-Abo; 2º trecho: Abo-Vot; 3º trecho: Vot-7B) é variável em função da magnitude do pico. Considerando apenas hidrogramas de Pico Único, a capacidade de abatimento do pico é significativamente inferior aos dois trechos de jusante (Figura 121). O primeiro trecho apresenta um aumento gradual da capacidade de abatimento do pico de vazão entre TR 1 e 10 anos, para os quais é válido afirmar que quanto maior a vazão de pico em Eldorado, maior eficiência na redução de pico será em Abobral. Para Tr 10 anos o primeiro trecho atinge ápice de $\approx 2,8\%$ de abatimento, reduzindo-se ligeiramente em magnitudes mais elevadas (Tr 10 a 150 anos).

O segundo trecho, entre Abobral e Votupoca, é o mais eficiente no abatimento das vazões de pico. A distância de sua curva em relação à do primeiro trecho e a proximidade com a do terceiro trecho, demonstra que a abertura do vale lateral, executa papel fundamental no extravasamento da inundação e diminuição das vazões máximas.

As capacidades de redução do pico de vazão do segundo e terceiro trechos se elevam entre eventos de Tr 1 e ≈ 3 anos, para o qual atinge $\approx 14\%$ de abatimento. Conforme aumenta-se a magnitude do pico, a progressiva redução do abatimento, chegando a valores de $\approx 7,5\%$ no segundo trecho (Abobral-Votupoca) e de $11,1\%$ no terceiro trecho (Votupoca-Sete Barras), ambos para Tr 150 anos.

A máxima capacidade de atenuação registradas para os três trechos foram sob eventos de TR 10 anos. No caso do segundo e terceiro trechos, observa-se inflexão com ascensão entre eventos de magnitude de Tr 100 e 154 anos, que assinalam para um aumento da capacidade de abatimento a partir de níveis mais elevados, que pode ser decorrente de extravasamentos em patamares de os terraços fluviais baixo de 1º nível.

Estes valores sugerem que os subsistemas fluviais possuem distintas capacidade de atenuação, e que estas capacidades se relacionam e podem ser explicitadas por outras variáveis hidrodinâmicas, como a profundidade, a velocidade, a conectividade e a capacidade de reservação. No que tange a esta última, parte da inundação que atinge as formas deprimidas, como *backswamps*, paleomeandros e porções da planície, é mantida em superfície após o evento, permanecendo como um estoque temporário de volume de águas excedentes. Uma vez que a inundação atinja estes subsistemas, de modo que enquanto houver volume a ser preenchido, haverá tendência de abatimento progressivo dos

picos de vazões à jusante. Evidentemente, este mecanismo não pode ser compreendido como um modelo de “caixa preta”, como operam os reservatórios artificiais do tipo “piscinão” em áreas urbanas. Primeiramente, devido à variabilidade da conectividade hidráulica em áreas naturais ao longo do tempo; em segundo lugar, em função da contínua agradação da planícies e mudanças de relações topográficas decorrentes; e em terceiro lugar, por conta do papel da permeabilidade e rugosidade da superfície, variável em função dos materiais, incluindo o uso da terra. A compreensão destes mecanismos, suas limitações, variabilidades e taxas relacionadas ao abatimento das vazões de pico precisam ser detalhados.

Figura 121. Variação da capacidade de atenuação acumulada em diferentes tempos de retorno (hidrogramas simulados) para os três trechos considerados.

Organizado por Yuri Veneziani.

Apontamentos dos potenciais de colaboração da análise hidráulica no entendimento das inundações

A análise hidráulica, baseada na modelagem hidrodinâmica, enfatizou, assim como análise hidrológica, os processos fluviais relacionados aos eventos de inundação, baseando-se, inclusive, nas análises geradas nos capítulos anteriores. Ênfase foi dada na análise de tendências espaço-temporais de processos de inundação e suas subfases hidrodinâmicas, dentro do canal fluvial e da planície fluvial e seus compartimentos.

A perspectiva sublinhada pela análise hidráulica pode englobar questões relativas ao estado químico das águas (envolvendo, por exemplo, análises de qualidade da água, incluindo modelos), transporte de sedimentos e hidrodinâmica. Dentro desta última são enfatizados aspectos de circulação hidrológica, seja num reservatório, seja em área emersa, como uma planície fluvial e seus compartimentos. Há, portanto, na análise hidráulica empreendida, uma componente espacial que se associa diretamente aos dados hidrológicos e suas tendências temporais (magnitude-frequência e eventos extremos), concretizando, por meio de simulação hidrodinâmica, análise espaço-temporal. Estas tendências espaço-temporais são caracterizadas em função das variáveis que qualificam o fluxo, como a vazão (total e específica), a profundidade e a velocidade.

A investigação destas variáveis estimadas pela modelagem pode auxiliar na compreensão dos processos de inundação nos sistemas geomorfológicos, à medida em que permite simular a área afetada em um dado evento, a velocidade de propagação, a direção de fluxo, a profundidade atingida, a tensão cisalhante, entre outras, em cada fase do evento, discriminando as tendências espaciais esperadas em cada local; de modo que podem ser confrontados e confirmados pelo mapeamento geomorfológico. Por isso, estas simulações devem vir calçadas de procedimentos de verificação que se desdobrem da

análise geomorfológica, considerando as descrições dos sistemas morfológicos e dos materiais superficiais. Não se pode considerar correto, por exemplo, que fluxos de inundações na planície superem 2m/s em sistemas de deposição de retaguarda de planície de inundação, onde predominam decantação de argilas e areias finas. Se, ocorrem depósitos de cascalhos e seixos em um setor da planície para o qual a simulação resulta valores baixos de velocidade e profundidade, levantam-se questões relativas à consistência de seus resultados e das razões que explicam a formação destes depósitos, que podem incluir outros processos, que não apenas as inundações.

A análise hidráulica parte de algumas bases de informações utilizadas também na análise geomorfológica, tanto relacionadas aos sistemas morfológicos, quanto aos materiais superficiais, uma vez que adota como entradas nas simulações hidrodinâmicas o MDT e parâmetros de rugosidade. O MDT não é, por si só, os sistemas morfológicos. Ele é uma fonte de informação de alguns parâmetros morfométricos que auxiliam na caracterização morfológica, como altitude, declividade, curvatura, entre outros. A mesma consideração serve ao dado relativo aos materiais superficiais. A rugosidade como parâmetro hidrodinâmico é “sintetizada” no número de Manning, o qual, simplificada, é ancorado nas características de uso e conservação da terra (ou ainda de revestimentos). Este parâmetro de rugosidade pode incorporar outros atributos dos materiais superficiais, como a microtopografia (dunas, antidunas, leitos planos, leitos rochosos), mas para áreas mais extensas este nível de detalhamento não é atingido. A macrorugosidade da superfície, relativa à cordões marginais convexos, depressões na planície, entre outros, são incorporados na simulação pelo dado de topografia ingressado por meio do MDT.

Assim, por estruturarem-se em dados utilizados no mapeamento geomorfológico, certas tendências simuladas de processos superficiais se associam espacialmente aos sistemas morfológicos, ilustrando, em certa medida, os processos de superfície esperados em cada compartimento destes sistemas.

No que tange os eventos extremos, as simulações hidrodinâmicas proporcionam resultados atrelados às variáveis que caracterizam os fluxos, como a área máxima inundada, os locais de acumulação de água em superfície pós-eventos (duração da inundação) e velocidades máximas atingidas em cada local da planície (processos morfodinâmicos). As modelagens mostram, a partir da entrada de hidrogramas extremos, as possibilidades de que certas áreas possam ser afetadas, produzindo dados simulados de como podem ser afetadas e a temporalidade inerente deste possível impacto, ou seja, o tempo demandado desde o início do evento, tempo de retorno das águas excedentes, entre outras.

Ao partir de hidrogramas probabilísticos ou hidrograma empíricos, as modelagens de eventos extremos simulam como tendem a responder os fluxos superficiais em locais onde inexistem o monitoramento ou a informação dessa circulação, ou seja, revela as características do evento em seções intermediárias. Esta “interpolação” é fundamental para compreender as tendências espaciais dos processos hidrológicos de superfície sob diferentes eventos. Neste mesmo sentido, contribui para a verificação de tendências de processos hidrológicos esperados em um dado compartimento, permitindo averiguação cruzada com os resultados obtidos da análise geomorfológica. Com mais de uma evidência pertinente para verificação de um determinado processo, endossa-se a escolha dos locais amostrais para desenvolvimento da hidrologia de paleoinundações.

A abordagem hidráulica realizada na presente pesquisa com base em modelagem, não adentra aspectos de tendências hidrodinâmicas mais constantes e de longo termo, como a saturação e redução dos ambientes. Este aspecto é apenas tangenciado quando das indicações de locais preferenciais para armazenamento temporário que resultam no final da simulação como áreas com acumulação de água.

As modelagens de cenários de inundação assimilam os vetores bidimensionais dos fluxos de superfície. Por conseguinte, para reconhecer as tendências de fluxos na vertical recruta-se os resultados da geomorfologia fluvial, sobretudo, obtidos pelas descrições dos materiais superficiais.

Como permite obter resultados para seções não monitoradas, incluindo estimativas de vazão e nível, a abordagem hidráulica oportuniza um detalhamento da espacialidade-temporalidade dos eventos de inundação de distintas magnitude-frequência, viabilizando, por exemplo, uma discriminação por compartimento geomorfológico, consolidando o tripé forma, material e processo, endossando a necessidade de abordagem interdisciplinar.

4.2.3. ANÁLISE PALEOHIDROLÓGICA

A análise paleohidrológica voltou-se a compartimentos morfológicos específicos, explorando descrições detalhadas dos materiais superficiais característicos dessas morfologias nos transectos de controle de Eldorado, Abobral e Votupoca, para então realizar esforço de estimar paleovazões. Foram enfatizados aspectos pedológicos, sedimentológicos e estratigráficos para identificação e caracterização de feições indicadoras de tendências hidrodinâmicas pretéritas que apontem para eventos extremos de inundação. Neste contexto, levantou-se também aspectos dos materiais que estivessem relacionados ao regime de saturação da água.

O levantamento de perfis e testemunhos visou compreender a variabilidade de ambientes deposicionais e caracterizar suas feições pedo-sedimentológicas. Em seguida, abrangendo apenas os testemunhos, caracterizou-se os materiais em termos de suas granulometrias, TIC/TOC e composição geoquímica.

Assim, este capítulo se divide em três subitens: caracterização pedológica e sedimentologia dos materiais nos transectos de controle; análise granulométrica, de matéria orgânica e de geoquímica dos testemunhos coletados, que inclui discussões de gênese e aplicação de proxies texturais; e esforço de validação de proxies texturais e reconstituição de paleoinundações.

4.2.3.1. DESCRIÇÃO PEDOLÓGICA E SEDIMENTOLÓGICA DOS MATERIAIS NOS TRANSECTOS DE CONTROLE

Os perfis e testemunhos são englobados pelos transectos de controle considerados na escala de mapeamento morfológico 1:10.000. Para a montagem dos perfis de descrição, padronizou-se legenda de granulometria e demais elementos identificados nas camadas conforme a Figura 122.

Legenda		Granulometria
Superfície		Argiloso
Perturbação por termitas		Argilo-siltoso
Restos de fibras vegetais		Argilo-silto-arenoso
Raízes		Argilo-arenoso
Carvão		Siltoso-argiloso
Fragmentos vegetais		Siltoso
Cascalhos		Siltoso-arenoso
Mica abundante		Arenoso
Granodecrescência ascendente		Areno-argiloso
Laminação plana horizontal		Cascahos cimentados por finos
Laminação ondulada horizontal		Cascahos com matriz arenosa
Ripples		Cascahos em heterogênea
Ripples ascendentes em fase
Cracks de argila (ressecamento)
Feições redoximórficas abundantes
Pátinas e nódulos/bolsões de oxidação		

Figura 122. Legenda de granulometria e elementos descritivos dos materiais.

Organizado por Yuri Veneziani.

a) Transecto de Controle Eldorado

I. Morfologia e posição dos locais amostrados

Neste transecto foram levantados 5 pontos ao longo do córrego Incomager, em diferentes morfologias e posições do vale: 3 testemunhos (Eld_1, Eld_2 e Eld_3), um com tubo de PVC (Eld_4) e um com trado (Eld_5); e estão dispostos de montante à jusante, sendo Eld_1 o mais a montante, e Eld_5 o mais a jusante (Figura 123).

Figura 123. Pontos de amostragem de material no Transecto de controle Eldorado.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em 11/04/2017.

Eld 1 (28,8m de altitude) está localizado sobre um compartimento de terraço baixo posicionado na retaguarda da planície do córrego Incomager, elevando-se $\approx 2,5$ m sobre a planície adjacente e mais de 6m em relação ao nível do rio Ribeira de Iguape. Muito próximo de Eld_1, Eld_2 (24,3m) localiza-se no nível principal da planície adjacente, cerca de 5m após o contato côncavo com terraço baixo nível 1. Ambos estão afastados em mais de 50m das vertentes localizadas à retaguarda. Eld_3 (26,3m) está localizado no fundo de vale do córrego Incomager, em reentrância no lado esquerdo deste afluente. Guarda uma diferença altimétrica de ≈ 4 m em relação ao nível de vazão médio do rio Ribeira de Iguape. Os materiais coletados em Eld_4 e Eld_5 estão próximos entre si e localizados em porção jusante do córrego Incomager. Apesar de tal proximidade, representam diferentes compartimentos geomorfológicos: Eld_4 (24,1m) foi coletado em setor de planície, a cerca de 20m de distância da borda do terraço residual de nível 1 adjacente ao canal; Eld_5 (28,2m) foi coletado no mencionado terraço, próximo à margem do Rio Ribeira de Iguape.

Devido às distâncias e os desníveis entre os compartimentos e o canal principal, a suscetibilidade à inundação é maior em Eld_4 e Eld_3, e menor em Eld_5, Eld_2 e Eld_1. A condição de suscetibilidade da planície representada por Eld_4 é agravada devido à existência de um aterramento de margens e canalização do córrego Incomager à jusante do seu local de coleta. Depoimentos de campo corroboram os cenários das modelizações de inundações exploradas nos capítulos anteriores, apontando para maior dificuldade de drenagem das águas excedentes, que acabam saindo do sistema por secamento nesta porção próxima à Eld_4. Este local permanece encharcado a maior parte do verão e úmido mais da metade do ano, sendo atingido por inundações bianuais.

O local onde está Eld_3 também apresenta elevada suscetibilidade à inundação, sendo atingido, aproximadamente, a cada dois anos. Entre o terço inferior e médio, há um estreitamento da planície que favorece o aprisionamento das águas excedentes, levando a uma condição de saturação constante naquele ambiente. Eld_2, Eld_1 e Eld_5 correspondem a setores atingidos apenas por eventos mais intensos, com tempo de retornos de ≈ 100 anos. Por essa condição, são ambientes fluviais que passam menos tempo saturados, e estão submetidos a processos de oxidação mais intensa.

II. Descrição dos materiais superficiais e solos

Eld_1 (Figura 124) foi dividido em 4 partes que se diferenciam por ligeiras variações de granulometria e de tonalidade. Com transições difusas e planas, o depósito é predominantemente composto por silte e argila, com variações na proporção de ambos, e, pontualmente, maior presença de areias finas e grânulos isolados. A estrutura é homogênea e não varia verticalmente, apresentando-

se muito compactado e elevada resistência, mas perturbado nos primeiros 18cm. Sua composição é majoritariamente detrítica, com raras acumulações de matéria orgânica, tanto argilas húmicas, quanto restos vegetais, e inexistência de indícios de mesofauna e raízes a partir de 55cm de profundidade, que ocorrem esparsamente com terminações muito delgadas.

Excetuando-se o topo, o restante do testemunho encontra-se preservado e apresenta feições de variação de nível d'água. Pátinas alaranjadas em matriz bruno-acinzentada a bruno-claro-acinzentado estão presentes em toda a vertical, bem distribuídas e de tamanhos variáveis, concentrando-se, ligeiramente, nos 15cm superiores. A matriz demonstra a tendência geral à depleção e/ou redução de Fe, com tonalidades mais cinzas. A hidrodinâmica de saturação é indicada pela precipitação difusa de ferro do tipo massa, que ratificam a inexistência de caminhos preferenciais para percolação de O₂. Em geral, a cor da matriz possui croma entre 2 e 3, com feições de redistribuição de Fe, apontando para um grau de hidromorfia intermediário.

Não foram notados indícios de desenvolvimento avançado de horizontes de solo (com exceção de cimeira orgânica e bioturbada), tais como translocação de materiais solúveis e precipitação de minerais secundários, pontos de eluviação ou iluviação de argilas; ou, ainda, mosqueamento (modificação geoquímica e formação de novos minerais). Assim, há baixa atividade pedogenéticos e certa constância de situações de saturação hídrica (alguns meses ao ano). A predominância de frações silte e argila definem estrutura sedimentar homogênea, e sugerem uma única fase de deposição sedimentar, que ocorre em condições hidrodinâmicas de transporte de baixa energia e de sedimentação em ambiente de represamento.

Eld_2 (Figura 125) possui características de sedimentação semelhantes à Eld_1, como textura predominante siltosa, subordinadamente, argilo-siltosa e argilosa; composição aparentemente clástica, com poucas variações de granulometria e cor, em geral, escamoteadas pela distribuição difusa de feições redox. As 12 partes que compõem este testemunho estão relativamente bem conservadas, excetuando-se as três últimas camadas (10 a 12), onde há deformação e densa presença de raízes atuais. As transições são, em geral, graduais, difusas e planas, às vezes irregulares, marcadas por ligeiras mudanças de granulometria, cor e acúmulo de material grosseiro, como areias grossas e grânulos. A estrutura sedimentar é homogênea em todas as camadas identificadas, podendo se apresentar finamente e tenuemente laminadas em alguns segmentos ao longo da vertical do tubo (8), conferindo aspecto muito compactado e pouco poroso ao depósito como um todo. Há menor proporção de restos vegetais, difusa distribuição de material orgânico e não há indícios de intensa atividade biológica.

A matriz apresenta tom acinzentado predominante, variando de bruno-muito-claro-acinzentado à cinzento-muito-claro, modificando-se gradualmente, da base ao topo, em função da densidade de feições redox, as quais se apresentam em acumulações de ferro na massa do depósito como pátinas alaranjadas, alongadas e horizontalmente distribuídas. Da base do testemunho, principalmente a partir da camada 2, em direção ao topo, nota-se um aumento gradual da densidade dessas pátinas, sugerindo variações do regime de saturação entre as camadas, onde a base apresenta um grau de hidromorfia intenso e permanece a maior parte do ano saturado, enquanto o topo é intermediário e permanece alguns meses saturado. No topo ocorre acúmulo de argila orgânica e elevada atividade biológica, que elevam a circulação de oxigênio e processos de oxidação do Fe e acumulação de M.O., produzindo material escuro e de estrutura dependente do sistema radicular.

A matriz é acinzentada com croma entre 2 e 3 e demonstra tendência a depleção e redução de Fe, enquanto as feições redox difusas na massa ratificam a inexistência de caminhos preferenciais para circulação de ar. Ambientes anaeróbicos, devido à menor presença de termitas e penetração de raízes, contribuem para a preservação das estruturas e feições sedimentares, valorizando os registros

deposicionais e os processos a eles vinculados. As camadas delimitadas, sobretudo as mais próximas à base, indicam, no geral, ambiente de sedimentação lântico ou de baixa energia, com capacidade erosiva insignificante, mas de composição detrítica.

Figura 124. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Os teores elevados de silte e argila podem estar diretamente associados à meteorização de migmatitos e folhelhos que compõem o substrato metamórfico predominante em todo setor de morrarias baixas à montante do vale do Incomager e arredores.

Ambos os testemunhos apresentam características de materiais alóctones, decorrentes de transporte fluvial por suspensão. Corroborar para isso, a existência de alguns acamamentos finamente laminados de tendência aplainada. A inexistência de materiais grosseiros abundantes e de teores consideráveis de matéria orgânica, bem como de heterogeneidade granulométrica e agregados de solos, sugerem que este material não deriva majoritariamente de depósitos coluvionares. Apesar disso, não se descartou a hipótese de se tratarem de pacotes majoritariamente retrabalhados localmente por fluxos secundários de inundações extremas ou ainda pelo escoamento de vertente.

Por outro lado, em Eld_2, limites marcados por lâminas orgânicas (entre 8 e 9), camada areno-siltosas com abrupto limite detrítico escuro (1), e outras camadas com evidente diferenciação mineralógica (2 e 4), sugerem para a concorrência de processos de sedimentação, seja por variação das condições de decantação, fonte de sedimentos, ou natureza do evento formador. O recobrimento de camada detrítica por lâmina de argila orgânica pode ser indicativo de paleoinundação (8).

Mesmo parcialmente preservados de bioperturbação e oxidação intensa, nos pacotes de Eld_1 e 2 não ocorre a estratificação típica de ambientes lacustres, com ritmos sazonais bem definidos. O aporte de material é responsável por lâminas de acreção na ordem de poucos mm/ano, as quais, possivelmente, passam por fases sucessivas de saturação e oxidação coordenados por eventos de menor magnitude, sofrendo retrabalhamento.

Figura 125. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

Eld_3 é muito heterogêneo e apresenta uma ampla diversidade de fácies deposicionais (Figura 126), nenhuma delas semelhantes às observadas em Eld_1 e Eld_2, e distintas entre si pela granulometria, cor, estrutura e composição. Eld_3 foi dividido em 8 partes correspondentes a, pelo menos, 7 diferentes condições de sedimentação. Ao longo do testemunho, a variação granulométrica é elevada e facilmente notada, identificando transições abruptas, em geral, irregulares, alterando depósitos finos (argilo-siltosos a siltosos) e muito grosseiro (cascalhos e seixos).

A camada 1, de base, guarda material proveniente do filito (substrato), com seixos subangulosos planos e orientados horizontalmente. A composição de silte micáceo e fração grosseira homogênea sugerem que esta seja uma frente de alteração da rocha em condição de saturação constante. Considerando o local de coleta do material, pode-se afirmar trata-se do prolongamento da base

substrato cristalino da vertente. Logo, camadas subjacentes apresentam possível influência coluvionar, notada na camada 2, onde a disposição caótica e heterogênea de cascalhos quartzosos centrimétricos com vazios intersticiais, representa arraste de material do interflúvio.

Apesar da influência das vertentes, as fácies deposicionais 3 a 5 apresentam estruturas sedimentares típicas de ambientes fluviais de baixa e média energia, variando de laminações planas a ligeiramente onduladas, identificadas por sucessões de lâminas argilosas (com concentração de matéria-orgânica) e arenosas (detríticas).

Foram encontrados ainda restos de fibras vegetais carbonizadas como caules lenhosos. A espessura do conjunto de fácies e sua composição sugerem queimada na área fonte simultaneamente ao evento (ou um conjunto de eventos) que levaram ao arraste deste material. A saturação do ambiente pode ter ajudado a conservação deste material. A Camada 5 pode representar o encerramento dessa fase de sedimentação, sendo depositado em condição de menor energia de fluxo, em ambiente análogo à lago, sem aportes de M.O, e temporariamente exposto à superfície.

A camada 6, de textura argilo-siltosa, é recoberta por lâmina de argila orgânica. Apresenta estrutura sedimentar homogênea que aparenta ser oriunda de evento de inundação extrema dada suas textura e discordâncias planas. O material que compõe a camada 7 é muito heterogêneo e perturbado. A presença de grânulos e seixos subangulares dispostos caoticamente em matriz argilosa, sugere depósitos coluvionares.

Eld_2 e Eld_3 foram coletados em altitudes correlatas, em um mesmo compartimento geomorfológico mapeado, distantes entre si menos de 2km. Porém suas posições e o arranjo das morfologias impactam na formação e composição dos materiais. Não há associações estratigráficas evidentes e, ainda menos, correspondências de potenciais eventos formadores. Um mesmo evento de inundação podem ter respostas sedimentares totalmente distintas dentro de uma mesma unidade geomorfológica.

Eld_4 e Eld_5 foram coletados com técnicas distintas: o primeiro com tubo de PVC (percussão e vácuo); e o segundo, manualmente, com trado holandês.

Em Eld_4 (Figura 127) foram recuperados apenas os 12cm iniciais. A difusão da matéria orgânica em ambiente constantemente saturado ou a maior parte do tempo saturado implica forte remobilização de material e perturbação, produzindo, nesta camada superficial um depósito inconsolidado de silte e argilominerais (diâmetro médio de $\approx 4,67\phi$), supersaturado, e agregação dependente dos sistemas de raízes. O teor de umidade destes ambientes é na ordem de 50% e a quantidade de matéria orgânica superior a 20%.

Figura 126. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_3.

Organizado por Yuri Veneziani.

Eld_5 foi coletado em baixo terraço, cerca de 2m acima do nível da planície adjacente. Com trado manual, foi possível obter 2m de amostragem (Figura 128), em que se observou homogeneidade do material quanto a granulometria, coloração e aparente estrutura pedológica. O material mantém textura areno-siltosa, com ligeira variação dos teores de areias finas e argilas, que alteram sensivelmente a estrutura pedológica incipiente e a resistência dos materiais, bem como o aprisionamento da água. A tradagem manual impede a observação de estruturas sedimentares e de variações de detalhe na granulometria. A matéria orgânica ocorre em restos vegetais como folhas e pequenas raízes, e concentram-se em proporções semelhante ao longo de toda vertical analisada. Eld_5 foi dividido em 3 camadas: 0-65 cm iniciais, 65-122cm e 122-200cm. A

Figura 127. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_4.

Foto de Yuri Veneziani. Obtida em 12/04/2018.

primeira de coloração amarelo-avermelhado (7,5YR 7/8) apresenta textura areno-siltosa a areno-silto-argilosa, com estrutura pedológica incipiente granular podendo desenvolver blocos angulosos a subarredondados que variam de 0,5 a 3cm, com médio grau de estruturação, sobretudo entre 57 e 65cm. O material é denso e compactado, com macroporos desenvolvidos em fissuras, sem serosidade.

Entre 65e 122cm, a coloração passa a ser bruno-forte (7,5YR 5/8), com aspecto tenuemente variegado devido ao surgimento de manchas alaranjadas de baixo contraste na massa do material, perfazendo menos de 5% do todo e normalmente menores de 2cm. A partir de 86 até 122cm, há intensificação deste aspecto com surgimento de pequenos bolsões com formas irregulares esbranquiçadas de areia fina. Há um nítido acréscimo do teor de argila, determinando maior resistência do material e diminuição da quantidade de poros. Podem ocorrer pequenos fragmentos de rochas (<1,5mm) angulares a subangulares, de heterogeneidade petrográfica (foram encontrados fragmentos quartzosos). A estrutura passa de granular a em blocos, com formas angulosas a arredondados, normalmente menores de 1cm, com forte grau de estruturação. Assim como a camada anterior, trata-se de material compactado com macroporos em fissuras, de elevada coesão e ligeiramente mais plástico e pegajoso. Aos 122cm há concentração de restos vegetais, fragmentos de troncos ou caules com tecidos vegetais ainda conservados. Entre 122 e 200cm, o material assume cor amarelo-avermelhado (5YR 6/8) com aspecto variegado mais evidente que a camada superior, porém com baixo contraste entre a matriz oxidada e feições redox de massa. A textura é ligeiramente mais argilosa, conferindo maior coesão e plasticidade, bem como cerosidade ao material. A estruturação segue em blocos. Há o surgimento de restos orgânicos e carvão em fragmentos milimétricos. Nestas profundidades a presença de raízes é ínfima, em geral muito finas. Considerando o nível de oxidação da matriz, as feições redox que se desenvolvem no material são em baixa proporção e sua intensidade dado pelo contraste, permite afirmar que o grau de hidromorfia é baixo, ou seja, este material passa a maior parte do ano emerso.

Figura 128. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Eld_5.

Organizado por Yuri Veneziani.

Estes patamares estão em posição bastante elevadas em relação ao nível do canal, e, portanto, são atingidos apenas por inundações mais extremas. Contudo, a perturbação, biológicas e química,

b) Transecto de Controle Abobral

I. Morfologia e posição dos locais amostrados

No transecto de controle Abobral, foram realizados 7 levantamentos, sendo 4 ao longo do vale do córrego Abobral (Abo_1, Abo_2, Abo_3 e Abo_4), uma na barra central do Abobral (Abo_6) e dois na margem direita do Ribeira de Iguape (Abo_5, Abo_7). Destes, 2 são testemunhos (Abo_1 e Abo_2) e os demais perfis (Figura 130).

Abo_1 (20,3m), Abo_2 (20,1m) e Abo_3 (19m) estão localizados na planície do córrego do Abobral, sendo Abo_1 e Abo_3 muito próximos entre si: o primeiro posicionado em uma elevação no interior da planície, a cerca de 10m do canal atual e 100m do sistema de vertente; e o segundo obtido na própria barranca do córrego Abobral. Abo_2, foi obtido em reentrância de vale secundário no terço intermediário do vale, e está localizado à aproximadamente 10m de distância de borda de terraço terciário. Abo_4 (18,4m), embora posicionado a jusante do vale do Abobral, localiza-se em borda erosiva de remanescente dissecado de terraço baixo nível 2. Abo_5 (18m) foi obtido em borda de vala antropogênica em uma unidade de terraço baixo nível 1, na margem oposta ao vale do Abobral (margem côncava), em posição próxima ao Ribeira de Iguape. Este compartimento de terraço caracteriza-se como um fragmento remanescente de superfície contígua de terraço baixo, que está dividida por níveis mais baixos de planície de inundação. Abo_6 e Abo_7 foram descritos, respectivamente, em barra central da ilha do Abobral, em setor sem cobertura vegetal, e em corte antropogênico de topo de terraço alto.

Figura 130. Pontos de amostragem de material no Transecto de controle Abobral.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em: 20/04/2017.

Ambos os testemunhos (Abo_1 e Abo_2) e o perfil Abo_3 apresentam suscetibilidade semelhantes em termos de frequência, sendo atingidas por inundações de ≈ 3 anos. Os perfis Abo_4 e Abo_5 localizam-se em compartimentos de terraços, e estão menos sujeitos a inundações. Abo_7 está localizado acima do limite das maiores inundações registradas e atua como sistema interfluvial.

II. Descrição dos materiais superficiais e solos

O registro sedimentar de Abo_1 com aproximadamente 1,1m de profundidade, teve que ser dividido em duas partes para fins transporte (Figura 131). O testemunho é homogêneo com transições difusas, granulometria variando de muito argiloso à arenoso com areia fina. A estrutura sedimentar é relativa a processos deposicionais fluviais, em geral, homogênea podendo ser finamente laminada horizontal. A coloração bruno-amarelado à amarelo-avermelhado predominantes expõe a oxidação do material, assim como a presença abundante, em distintas profundidades, de feições redox em nódulos

de ferro de tom bruno-escuro-avermelhado ou vermelho-escuro, que podem indicar processos de perturbação biogênica intensos.

Sumariamente, este testemunho foi dividido em 9 camadas, a princípio indistintas, que compõe, claramente dois conjuntos: entre 0 e 400mm (9 a 7), e de 400 a 900mm (6 a 1). O primeiro é mais arenoso com areia fina e areno-siltoso, friável, menos compactado, estrutura laminada fina com areia composta por mica e rupturas verticais, muito perturbado sobretudo na camada 9 (topo). A parte inferior é muito argilosa, possui lamina de areia descontínuas e delgadas, que podem ser indicadas por *crack* no material, variações de tonalidade mais acinzentadas e mais claras em laminações horizontais.

Para todo o testemunho, a composição é, no geral, detrítica, com restrito acúmulo de matéria orgânica, excetuando-se laminações de argila orgânica (entre 4 e 5) e vestígios de fibras vegetais, ocasionalmente observados na matriz. Ademais, caminhos de termitas estão exclusivamente nos 28cm de topo, e raízes finas podem ser encontradas esparsamente ao longo do tubo.

Abundantes pátinas alaranjadas em matriz bruno-amarelado-claro a bruno-claro-acinzentado ocorrem, em diferentes proporções, nas camadas 1 e 2, demonstram processo de redução/depleção de ferro com acumulações em massa. Estas pátinas ocorrem nas demais camadas superiores, destacando-se em 4 e 5, e denotam a precipitação difusa do Fe nestas fácies, sugerindo a inexistência de caminhos preferenciais de percolação de O_2 .

Por outro lado, nas camadas 3, 6, 7 e 8 ocorrem feições de acumulação de ferro em núcleos denominados de nódulos de ferro. Estes nódulos, de tonalidade vermelho-marrom de elevado contraste, são argilosos, com característica de concreção muito resistentes e perdem estabilidade apenas sobre intensa pressão. Ocorrem de modo esparsa, descontínuos, e sem interconexão entre si, muitas vezes aparentando bolsões de aprisionamento de ar, em alguns casos centimétricos.

Estes nódulos têm morfogênese complexa, podem se desenvolver junto a terminações de sistemas radiculares em ambientes saturados (GRIGOROWITSCHS, 2013). Levando em conta que os sistemas radiculares ocorrem em baixas proporções, e a tendência de matrizes oxidadas nas profundidades em que ocorrem esses nódulos, pode-se caracterizá-los como feições redox desenvolvidas quando o nível da superfície era outro, sugerindo que estas tenham sido superfícies mais ou menos estáveis, com tempo de exposição suficiente para fixação de vegetação e desenvolvimento de ambientes de oxidação dos nódulos. Portanto, sugere-se que sejam como paleoníveis de sedimentação soterrados por eventos posteriores.

Deve-se destacar que no momento da abertura longitudinal dos tubos, o corte com lâminas de aço pode ter arrastado horizontalmente estes nódulos, produzindo raia que fazem com que o material aparente estrutura laminar predominante. As estruturas foram identificadas somente após a retirada do material de recobrimento.

Na camada 8, estes nódulos também ocorrem, mas em menor quantidade e tamanho, e baixo contraste. Isso se deve à granulometria ligeiramente mais arenosa, com areias finas, que viabiliza maior circulação de O_2 e a geração de macroporos em fissuras conectando bolsões de ar. Esta camada guarda transições abruptas e claras com as camadas adjacentes.

A datação absoluta obtida neste material a partir de LOE foi de 783 (± 40) anos A.P., à 830mm de profundidade no tubo, que corresponde à 1.160mm da superfície, redundando em taxa de acreção média linear é de 1,36mm/ano. Aquele intervalo de datação converge para informações de LOE obtidas em outras planícies fluviais meândricas do Estado de São Paulo. Souza; Perez Filho (2018) encontraram valores entre 300 e 610 para ambientes sedimentares análogos em bacia hidrográfica localizada na Depressão Periférica da Bacia do Paraná, enquanto Storani; Perez Filho (2015) obtiveram materiais de

até 630 anos em baixos terraços de até 2m em planície alveolar meândrica do rio Mogi Guaçu, dentro do Cinturão Orogênico do Atlântico.

O perfil Abo_3 (Figura 132) foi realizado em barranca do córrego do Abobral, em local próximo ao testemunho Abo_1. Utilizou-se um perfil de exposição erosiva em margem côncava deste canal, onde se observou, aproximadamente, 140cm de profundidade, desde a superfície até o nível d'água naquele momento. Pela proximidade, Abo_1 e Abo_3 apresentam similaridades entre si, tanto na homogeneidade textural e de coloração dos pacotes, em geral compostos por finos em matriz bruno-amarelada, quanto nas transições entre as camadas, em geral difusas.

O perfil Abo_3, fortemente perturbado pela fauna do solo e por abundantes raízes, foi dividido em 7 camadas que se particularizam pelas características de sedimentação ou presença de feições redoximórficas. A granulometria varia de finos, com frações argilosas a argilo-arenosas (2, 6, 7), a fácies francamente arenosas compostas por areias finas. Os primeiros dão origem a pacotes de estrutura sedimentar homogênea, muito compactados de elevada resistência; enquanto os segundos compõem pacotes mais friáveis, que, em alguns casos podem apresentar laminação plana. A partir de 80cm de profundidade, as camadas 3, 2 e 1 apresentam feições redoximórficas, no geral compostas por precipitações de ferro difusas na massa do material, que assumem maior contraste em 2 e 1 devido à matriz acinzentada, produzindo coloração mosqueada intensa. Em 3 esse contraste é menor devido à maior oxidação da matriz, com cor bruno-amarelado.

A profundidade em relação à superfície, a textura predominante e a estrutura sedimentar remanescente permitem associar, preliminarmente, as camadas 3 e 4 de Abo_3 às camadas 7 e 8 de Abo_1.

A homogeneidade, sua composição granulométrica e inexistência de laminações orgânicas, indicam que a perturbação biogênica associada a processos erosivos de escoamento superficial e ao acelerado desenvolvimento pedogenético, reorganizam feições sedimentares e destroem muitos indicadores de paleoinundação.

Figura 131. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 132. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_3.

Organizado por Juliana da Costa Mantovani. Fotos de Juliana da Costa Mantovani. Obtidas em 07/04/2018.

Abo_2 (Figura 133) é um registro sedimentar com ampla variação entre topo e base, porém gradativa. Com textura predominantemente argilo-siltosa a siltosa no trecho superior e areno-argilosa a cascalhenta na base, o testemunho apresenta transições difusas, aparentemente planas, e variações verticais gradativas de cor e de concentração de pátinas alaranjadas, sendo coincidente a mudança granulométrica à concentração de processos de redução. Dividiu-se este testemunho em 8 partes, sendo que apenas entre as camadas 7 e 8 existe um contato abrupto e claro.

A estrutura sedimentar, em geral, é homogênea e não varia verticalmente, excetuando-se vestígios de laminações paralelas horizontais nas camadas 4 e 5. Apresenta-se muito compactado, pouco poroso e muito resistente. Sua composição é majoritariamente clástica, com menor proporção de matéria orgânica, sem caminhos de mesofauna e raízes, sobretudo abaixo dos 300mm.

As camadas 1, 2 e 3 são compostas por cascalhos subarredondados a subangulosos em matriz areno-argilosa de baixo potencial cimentante, produzindo fraca coesão do material e muitos vazios. A predominância de tonalidades acinzentadas com croma N ou <2, demonstram a depleção acentuada de ferro, indicando que este seja um nível de saturação constante.

Esta composição grosseira contrasta significativamente com as camadas superiores de 4 a 7, onde predominam texturas argilosa a silto-argilosa, com granulometria homogênea. Ao longo destas camadas, destaca-se o aumento gradativo da tonalidade laranja devido à concentração de pátinas de oxidação de ferro, que atingem máximas intensidade na camada 6, onde uma mancha de coloração vermelho-amarelo intenso ocupa a massa silto-argilosa do material, com transição clara com o material circundante, decaindo abruptamente em direção ao topo. Se estiver relacionado à material autóctone, este acúmulo pode resultar do regime de variação da água subterrânea. No entanto, dado que a camada superior (7) aparenta ser mais reduzida, este acúmulo pode vincular-se ao aporte de material de área fonte distinta.

Não foram notados aspectos que confirmem pedogênese em desenvolvimento, como translocação de solúveis e precipitação de minerais secundários (excetuando-se as oxidações em massa), pontos de eluviação ou iluviação de argilas; etc. É evidente tratar-se de material sedimentar relativamente recente, com feições de deposição fluvial. A homogeneidade do pacote, sobretudo textural a partir da camada 4 em direção ao topo, sugere fase única de sedimentação, relativa à hidrodinâmica de baixa energia e sedimentação análoga à lacustre. Por outro lado, a concentração de cascalhos na base contradiz formação sedimentar fluvial em fase com as condições hidrodinâmicas atuais. Além disso, a composição essencialmente quartzosa dentro de uma zona de heterogeneidade petrográfica das áreas fontes, também sugerem que estes materiais tenham sofrido longo retrabalhamento geoquímico.

A datação absoluta obtida neste material a partir de LOE foi de $\approx 73.033 (\pm 3,5 \text{ ka})$ anos A.P., Pleistoceno Médio, podendo ser referente à base de terraços altos da Formação Eldorado. Na literatura, datações recentes indicam que baixos terraços fluviais de sistemas meândricos no Estado de São Paulo são muito mais recentes. Storani; Perez Filho (2015) obtiveram idades de 1150 e 1900 anos AP em terraços localizados 4 e 5m acima das margens plenas, em bacia hidrográfica com comprovada atividade neotectônica sobre a drenagem e morfologias fluviais (SOUZA; PEREZ FILHO, 2016). Souza; Perez Filho (2018), em datações de terraços baixos na Depressão Periférica Paulista, obtiveram idades de 1481, 2780 e 9850 anos AP para superfícies 2, 3 e 11m acima das margens plenas, respectivamente, ou seja, incluindo desníveis muito superiores ao terraço baixo datado no presente estudo.

Se o pacote analisado nesta pesquisa for remanescente basal de formas relictuais destes terraços pleistocênicos, que circundam o vale do Rio Abobral no flanco direito, o fundo dos vales e os baixos terraços se estruturam sobre a base desses sedimentos. Considerando que estas formas de terraços altos apresentam amplitudes topográficas de, aproximadamente 15m acima do nível do fundo de vale local, sua taxa de incisão é de $\approx 0,2\text{m/ka}$, relativamente menor que as taxas de incisão estimadas para os dados apresentados na literatura, em bacias hidrográficas localizadas no Estado de São Paulo (SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, 2016;2018; STORANI; PEREZ FILHO, 2015).

Por outro lado, considerando a profundidade de 1.323mm da amostra de LOE, a taxa de acreção média linear é de 0,018mm/ano (ou $\approx 1\text{mm}/55$ anos), muito inferior às taxas habituais de ambientes deposicionais fluviais meândricos. A inexistência de feições sedimentares e erosivas que denotem a ocorrência de eventos extremos de inundação sugerem que a sedimentação ocorra à taxa contínua ao longo do tempo, em um processo muito lento que atua em baixa capacidade de transporte.

Abo_4 (Figura 134) foi obtido em um perfil exposto de terraço fluvial baixo localizado próximo à margem erosiva do córrego Abobral, adjacente à estreita planície fluvial deste córrego, no seu terço jusante, a aproximadamente 50m à montante de sua desembocadura no Ribeira de Iguape. Trata-se de um espesso pacote pelítico, com baixíssima proporção de areia fina e cascalhos isolados, de estrutura sedimentar homogênea, com coloração variando de bruno a bruno-amarelado, com transições difusas, planas, mas apresentando camadas com continuidade lateral.

Não há variações relevantes de coesão e resistência no material, apresentando-se muito coeso, compactado e com elevada resistência. A pedogênese é incipiente com algum desenvolvimento na camada superior (5) de estruturas em blocos subangulosos a arredondados, com fraco grau de estruturação, sem serosidade ou porosidade.

Excetuando-se a camada 3, onde laminações horizontais foram identificadas, as demais estão fortemente perturbadas e as estruturas de sedimentação são imperceptíveis. Apesar da intensa oxidação das matrizes, as camadas 1 a 4 apresentam feições redoximórficas. Elas tendem a ser de baixo contraste variando de pátnas de precipitação difusa de ferro na massa (1 e 2) que produzem tênue coloração variegada, à nódulos argilosos com concreção ferruginosa, menores de 2cm de diâmetro, esparsamente distribuídos pela camada (como ocorre em 3).

Destacou-se, ainda, a camada 4 como uma lâmina argilo-siltosa de coloração alaranjada intensa, contínua lateralmente e com evidente contraste com as camadas adjacente, produzindo uma rara transição abrupta no perfil. A ausência de matéria orgânica mais abundante levanta dúvidas se este é um paleonível de exposição do material, mas sua oxidação acentuada e sua continuidade lateral bem marcada sugerem que sua exposição a processos subaéreo possa ter sido mais prolongado.

As características de Abo_4 assemelham-se às presentes no terraço amostrado em Eld_5, podendo ser, estes compartimentos, singenéticos.

Figura 133. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 134. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_4.

Organizado por Juliana da Costa Mantovani. Fotos de Italo Veneziani. Obtidas em 07/04/2018.

Abo_5 (Figura 135) é um perfil de 250cm de exposição localizado na barranca do rio Ribeira de Iguape, em um terraço baixo nível 1. Aos arredores de Abo_5 observam-se pacotes de deposição fluvial arenosos e materiais flutuantes (galhos e folhas presos a árvores em alturas superiores à 3m acima da superfície) que denotam os níveis de inundação recentemente atingidos.

No geral, Abo_5 apresenta heterogeneidade nos acamamentos, com nítida sucessão de camadas, variações granulométricas, estruturas sedimentares e concentração de matéria orgânica, sugerindo sobreposição de registros de paleoeventos de inundação, particularmente identificados abaixo dos 140cm de profundidade. O elevado grau de perturbação biológica do material, seja pela ação de mesofauna, seja pelo papel das abundantes raízes, compromete parcialmente a identificação de transições e de continuidades laterais de cada camada.

Dividiu-se o perfil Abo_5 em 20 camadas, sendo que de 1 a 7, são mais evidentes as sucessões entre camadas mais argilosas (1, 4 e 7) e mais arenosas (2,3, 5, 6), em função da preservação do registro sedimentar. Em geral, nas camadas mais argilosas há relativa acumulação de restos vegetais e matéria orgânica, incluindo fragmentos de carvão que podem identificar eventos de incêndios. Nas camadas mais arenosas, algumas delas com cascalhos isolados (10, 14), é possível identificar estruturas sedimentares parcialmente conservadas, as quais variam de planas horizontais à ligeiramente onduladas (3, 5, 8, 12,19), com marcas de *ripples* (3).

Figura 135. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_5.

Organizado por Juliana da Costa Mantovani. Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em 08/04/2018.

No geral, a composição arenosa predominante permite maior percolação de ar, promovendo a oxidação da matriz e, onde há um tempo maior de saturação, (abaixo dos 140cm de profundidade) a elaboração de feições de oxidação do tipo massa, com tonalidade alaranjado à amarelado, de baixo a médio contraste. No entanto, em camadas mais argilosas (1, 2, 3, 4, 6, 7), também estão presentes feições redox, mas de outros tipos e intensidade. Normalmente, ocupam revestimentos em bolsões ou em tubos de caminhos de fauna ou raízes, apresentando colorações mais intensas (vermelho-amarelado à alaranjado intenso) com elevado contraste, e abrangência variando entre 10% e 50%. Há variabilidade no tempo de permanência de água nas distintas camadas, levando a diferentes desenvolvimentos de feições redox em tipo, concentração e contraste. Pontua-se que, onde há acentuada depleção de ferro ou redução da matriz, as feições sedimentares são mais visíveis e mais facilmente caracterizadas.

Abo_6 e Abo_7 apresentam características sedimentares distintas em relação aos demais perfis e testemunhos descritos no transecto de controle do Abobral.

As barras centrais (Abo_6), em geral, são elaboradas e evoluem em processos de fluxos de canais imprimindo aos sedimentos estruturas de tração, com pacotes arenosos de areias médias a grosseiras, e com feições erosivas que podem denunciar a remoção total ou parcial das camadas de recobrimento.

As camadas do perfil Abo_6 (Figura 136) são heterogêneas entre si, com diferentes texturas e estruturas, e possuem transições, em geral, abruptas com traçados irregulares. A perturbação promovida por raízes, caminhos e tocas de fauna dificulta a identificação de continuidades laterais das camadas e a caracterização detalhada de feições erosivas e de acumulação. Estas camadas puderam ser agrupadas em dois conjuntos com tendências de granulometria e espessura distintas, mas que ocorrem de modo intercalado entre si. O primeiro grupo (2, 4, 6, 8, 10, 12) apresenta textura arenosa, com estruturas sedimentares finamente laminadas planas a ligeiramente onduladas. O segundo grupo (3, 5, 7, 9, 11, 13) recobre sucessivamente as camadas do primeiro grupo e é composto por areias fina a muito fina fortemente cimentadas por matriz argilosa com concentração maior de matéria orgânica, produzindo estrutura sedimentar homogênea a finamente laminado.

Este arranjo de camadas mais grosseiras recobertas por camadas mais delgadas composta por sedimentos mais finos e com concentração de orgânicos pode identificar ciclos individuais de deposição em evento com duas fases de sedimentação. As transições onduladas e a descontinuidade horizontal das camadas podem ser indicativas de condições locais de deposição ou da atuação erosiva dos eventos que removem parte da camada de recobrimento e geram ondulações nas transições.

O perfil Abo_7 (Figura 137), com 300cm de espessura, faz parte de um compartimento de terraço alto, representando o conjunto de terraços pleistocênicos da formação Eldorado (MELO, MARIO SERGIO DE, 1990). Compõem cascalheiras heterogêneas com pacotes compostos por grânulos a calhaus cimentados em matriz silto-arenosa a arenosa, com diversidade petrográfica e mineralógica. Clastos de quartzo e quartzito, juntamente com fragmentos de granitoides, e subordinadamente migmatitos, xistos e filitos, compõem a fase grosseira, com grãos arredondados a subarredondados, em geral com tendência alongada e diâmetro maior variando de 2 a mais de 10cm (Figura 138).

O perfil foi subdividido em três camadas, sendo que a camada 2 apresenta uma variação em bolsão que também foi particularizada. As áreas amostrais A_1, A_2.1 e A_2.2 (Figura 137) representam seções onde se pode estimar a abrangência de clastos grosseiros (>2cm) na matriz, destacando seu arranjo. Os quadrados Eld_7_90, Eld_7_130, Eld_7_210 e Eld_7_250 foram volumes amostrais para os quais foram levantados granulometrias.

As camadas 1 e 2 diferenciam-se, claramente pela densidade de cascalhos que ocupam a superfície do perfil. Em termos de áreas ocupadas, em A_1 o recobrimento foi de ≈50%, e em A_2.2 e A_2.1 foi de ≈15 e <1%, respectivamente.

Nas camadas de sedimentação de base (1) há imbricação dos grãos (área amostral A_1, camada 1). Em termo de volume, Eld_7_210 e Eld_7_250 demonstraram composição de clastos grosseiros (>4mm) em 62 e 52%, respectivamente. Ou seja, em ambas, mais de 50% do volume são cascalhos. A fração cimentante, que corresponde ao volume restante de cada uma das amostras, é arenosa e possui diâmetros médios de $3,67\phi$ (areia muito fina) e $1,36\phi$ (areia média) para Eld_7_210 e Eld_7_250, respectivamente. A textura grosseira aponta para gênese associada à predominância de processos de tração de canais fluviais entrelaçados, tanto de deposição de fundo quanto de barra lateral ou central, podendo ser relativos à vigência de sistemas ambientais mais secos.

Figura 136. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_6.

Organizado por Yuri Veneziani. Foto de Juliana da Costa Mantovani. Obtida em 11/04/2018.

A camada 2 é composta por textura predominantemente mais fina, embora apresente também alguns grãos grosseiros distribuídos de modo caótico. Eld_7_90 e Eld_7_130 apresentaram como diâmetro médio de sedimentos 3 e $2,48\phi$, que correspondem à areia fina, compondo-se em mais de 50% de areias finas e fase pelítica. Podem representar recobrimentos fluviais posteriores, ou desenvolvimento ainda incipiente de solo sobre o pacote conglomerático subjacente. A homogeneidade de cor da camada 1 contribui mais fortemente à primeira possibilidade, indicando uma fase de deposição por depósitos de inundação ou de preenchimento de ambientes fluviais abandonados.

Os terraços altos não são atingidos por inundações e não se articulam hidraulicamente ao canal fluvial. Assim, saturações e feições de oxidação e migração de ferro são limitadas aos caminhos preferenciais de circulação de água pluvial dentro do material, que ocupam os macroporos formados por raízes e mesofauna, e nos interstícios entre os grãos mais grosseiros e a matriz fina. Isto gera revestimentos avermelhados ou laranja-avermelhados na superfície dos grãos maiores, sobretudo daqueles com rugosidade superficial, como granitos ou quartzitos meteorizados. As transições dos pacotes sedimentares dos diferentes sistemas geomorfológicos são difusas ou não foram atingidos pelas sondagens e perfis descritos no transecto de controle Abobral. As relações estratigráficas também se fazem complexas, sobretudo quanto às feições sedimentares relativas aos eventos extremos (Figura 139). Os pacotes descritos mais próximos ao sistema fluvial atual são os que apresentam as sucessões de camadas mais heterogêneas e típicas de deposição de canal por sistemas fluviais meândricos,

estabelecendo ritmos de deposição subatuais, como em Abo_1, Abo_3, Abo_5 e Abo_6, este último ainda mais marcado devido à energia de fluxo responsável por tal sedimentação.

3
Arenoso com cascalhos subangulares em distribuição caótica. Pedogênese incipiente, mal estruturado em blocos irregulares, alguns grânulos aderidos à raízes. Bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/4). Material friável com grânulos resistentes a seco. Pouco poroso e média resistência. Muita M.O. e restos vegetais. Material fortemente perturbado por termitas, com formigueiros e caminhos de mesofauna. Transição subjacente irregular, clara e abrupta.

2.1
Matriz argilo-arenosa a areno-argilosa com presença esparsa e heterogênea de cascalhos com diversos graus de arredondamento distribuídos de forma caótica: sem concentração, direção ou imbricamento. Cascalhos em geral <1cm. Matriz coesa, muito resistente a seco. Medianamente pegajosa. Coloração variegada com matriz predominante amarelo-brunado (10YR 6/8), apresentando concentrações esparsas de argila bruno-acinzentado-escuro a preto, blocos com massas avermelhadas a alaranjadas de oxidação, películas avermelhadas envolvendo seixos e em precipitações em macroporos. Pontualmente, ocorrem concentrações esbranquiçadas originadas de rochas quartzosas. Pacote mal estruturado. Estrutura dependente da formação de rochosa. Protoestrutura de solo com estrutura granular (<2mm) ou em blocos irregulares (<5mm). Transição subjacente muito irregular, clara e abrupta.

2.2
Bolsão na camada 2 com características de estrutura e cor da matriz semelhantes a 2.1, porém ligeiramente mais pelítica com menor quantidade de grânulos e grãos menores, e maior concentração de grãos ainda mais grosseiros (>7mm), com calhaus >7cm de diâmetro maior. Os grãos grosseiros estão dispostos de forma ainda mais aleatória que a camada 2.1. Matriz ligeiramente mais escura e presença de raízes de maior calibre, formando macroporos com maior infiltração de água. Remobilização de material por sistema radicular.

1
Matriz argilo-siltosa a argilosa, subordinadamente areno-siltosa, com presença abundante e heterogênea de cascalhos de diversas granulometrias, graus de arredondamento, níveis de meteorização e composição petrográfica e mineralógica. Coloração muito variável a depender da composição da matriz, habitualmente relacionado à proximidade de diferentes tipos de petrografia e caminhos preferenciais de umidade. Feições de ferro oxidado ao longo de tubos de raízes e envolvendo os seixos, como revestimentos avermelhados. Secundariamente ocorrem microbolsões (<1cm) com material siltoso branco oriundo da intemperização de fragmentos de migmatitos e rochas quartzosas. Matriz pouco coesa. Estruturação dependente do conglomerado. Muitas raízes e restos orgânicos, favorecem a estruturação e resistência do material. Imbricamento moderado com $\approx 15^\circ$ de inclinação. O ângulo de imbricamento segue a topografia de superfície.

Figura 137. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Abo_7.
Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 138. Variabilidade da granulometria de clastos de Abo_7.

Organizado por Yuri Veneziani.

Por outro lado, os fluxos efetivos que originam estes acamamentos podem erodir camadas, interromper registros sedimentares de ciclos de acumulação ou ainda perturbar o material antecessor. Abo_1 possui características de depósitos de *Slackwater*, contudo o grau de perturbação inviabiliza a distinção adequada dos materiais por técnicas tátil-visuais.

Grau de homogeneidade significativo é observado em Abo_2, onde a posição na planície e a interface com subsistemas geomorfológicos mais antigos preservam este ambiente de sedimentações fluviais mais vigorosas. Abo_2 e Eld_3 comprovam que vales secundários, ainda que sujeitos à dinâmica de inundações do Ribeira de Iguape e em situações preservadas da ação erosiva, estão muito sujeitos a interferências dos sistemas interfluviais adjacentes e são pouco promissores à investigação sedimentar de paleoinundações.

Figura 139. Perfil topográfico B-B' do Transecto de Controle Abobral com perfis estratigráficos. Escala vertical dos perfis estratigráficos 1:20.

Organizado por Yuri Veneziani.

c) Transecto de Controle Votupoca

I. Morfologia e posição dos locais amostrados

No transecto de controle Votupoca foram realizados 5 levantamentos: 2 testemunhos (Vot_1 e Vot_2) e 3 perfis nas barrancas do rio (Vot_3, Vot_4 e Vot_5) (Figura 140). Vot_1 (14,7m) e Vot_2 (13,9m) localizam-se em um mesmo paleomeandro da margem direita do rio Ribeira de Iguape. Trata-se de um canal abandonado e totalmente colmatado, rebaixado em relação à planície adjacente, conformando uma depressão de, aproximadamente, 2,5m de desnível que segue atuando como uma armadilha de sedimentos. Vot_1 está à montante de Vot_2 em cerca de 200m, no entanto, neste paleomeandro as águas de inundação chegam por ambas extremidades, devido à conectividade com outros paleomeandros e em função da proximidade da porção distal ao canal atual. Vot_3 (14,8m) e Vot_4 (15,4m) estão localizadas às margens do canal principal e representam as porções distais de paleomeandros, distintos daquele em os testemunhos foram coletados. Esses perfis, expõem as barras de fechamento dos canais abandonados, denominados *plugbars*. Estes *plugbars* estão mais elevados em relação ao centro dos paleocanais em $\approx 1\text{m}$ e estendem-se longitudinalmente por $\approx 50\text{m}$. Vot_5 representa barra lateral associada à margem deposicional da alça em que se articulam os paleomeandros descritos. Sua descrição tem o objetivo de caracterizar brevemente os fluxos efetivos de canal que atuam nestes setores.

Em termos de suscetibilidade a eventos extremos, os paleomeandros são atingidos por fluxos de inundação com tempos de retorno de ≈ 10 anos.

Figura 140. Localização dos pontos de amostragem de material no Transecto de controle Votupoca.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Juliana da Costa Mantovani. Obtidas em 21/04/2017.

II. Descrição dos materiais superficiais e solos

Os testemunhos Vot_1 e Vot_2 (Figura 141 e Figura 142, respectivamente) apresentam evidente associação sedimentar e estratigráfica entre si. Ambos com 950mm de comprimento são caracterizados por dois conjuntos de camadas distintas pela coloração, que indicam tendências de processos de saturação de longo termo. O conjunto 1 está localizado na parte inferior dos testemunhos. É identificado pela tonalidade cinza e refere-se ao ambiente em condições de saturação constante, que levaram à depleção/redução de Fe da matriz. O conjunto 2 está localizado na parte superior dos testemunhos. É identificado pelas tonalidades bruno-claro a bruno-amarelado, e refere-se ao ambiente de deposição em condições de oxidação constante, que levaram à precipitação do ferro em distintas tipologias de feições redoximórficas. O limiar entre eles marca a mudança das condições de predominância do regime de saturação.

Em Vot_1, o conjunto 1 vai de 950mm a 610mm, e o conjunto 2 de 610mm a 0mm. Em Vot_2 o conjunto 1 vai de 980mm a 695mm, e o conjunto 2 de 695mm a 0mm. Como mencionado, as condições de saturação dos depósitos favorecem a conservação de feições sedimentares e erosivas, e mantém a organização do material, possibilitando a identificação de variações texturais mais delgadas, acamamentos, tendências de laminações e acúmulos de M.O. Por essa razão, no pacote que faz parte dos conjuntos 1 dos dois testemunhos (mais próximo à base), foi possível distinguir diferentes laminações que podem ter sido elaboradas por eventos de acumulação. Estes eventos distinguidos na parte basal dos tubos são compostos pelos padrões de sucessão entre camadas argilo-arenosa ou argilo-siltosa recobertas por lâmina argilosa orgânica, identificada por restos de fibras vegetais, fragmentos de carvão e coloração preta predominante. Estas laminações orgânicas podem variar de espessura, mas raramente ultrapassam 2cm, distribuídos de modo plano em relação à camada sobre a qual se deposita.

No testemunho Vot_1 estas unidades de inundação foram bem identificadas entre as camadas 1 a 13, enquanto em Vot_2 entre 1 a 8. A partir de então, na direção do topo, até o limite com o conjunto 2, estes acamamentos típicos são dificilmente identificáveis.

Destaca-se que a camada 15 em Vot_1 e 9 em Vot_2, que delimitam os conjuntos 1 e 2 nos respectivos tubos, apresentam granulometria arenosa com areias finas a médias e laminação, ocorrem em profundidades e apresentam espessuras semelhantes, podendo identificar um mesmo evento.

Em ambos os testemunhos, as camadas do conjunto 2 são pelíticas, de granulometria homogênea e fortemente perturbadas, definindo transições difusas. As diferenciações se baseiam nas ligeiras variações do teor de silte e argila, nas modificações de estrutura sedimentar homogênea a finamente laminada, e na densidade e tipo de feições redox.

Assim como descrito para Abo_1, notam-se nos testemunhos Vot_1 e Vot_2 pátinas alaranjadas de ferro oxidado em massa e nódulos vermelho-marrons em bolsões, semelhantes a concreções ferruginosas, de elevada resistência e intenso contraste com a matriz, também oxidada. Estes nódulos ocorrem nas camadas 11 e 14 (parcialmente) de Vot_2, e em 18, 19 (parcialmente) e 21 de Vot_1. Considerando que estes nódulos de oxidação podem ser produzidos por oxidação localizada em terminações de sistemas radiculares em ambientes semi-saturados (GRIGOROWITSCHS, 2013), manteve-se a possibilidade de caracterizá-los como feições redox relictuais, identificando níveis de superfícies que permaneceram estáveis por tempo suficiente para que houvesse fixação de vegetação e desenvolvimento de oxidação dos nódulos.

Em Vot_1, a 670mm de profundidade, foi obtida datação por ^{14}C de 2.360 (± 30) anos A.P., resultando em uma taxa de acumulação média linear na ordem de 0,28mm/ano, relativamente baixa para sistemas de aprisionamento de sedimentos.

Figura 141. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 142. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot 2.

Organizado por Yuri Veneziani.

O perfil descrito e amostrado em *Vot_3* (Figura 143 e Figura 144), com $\approx 460\text{mm}$ de profundidade representa o preenchimento de um paleocanal, e por isso estrutura-se nos mesmos dois conjuntos discriminados à *Vot_1* e *Vot_2*, com camadas saturadas próximo à base, entre 460mm e 260mm , e com camadas de matriz oxidada na metade superior, a partir de 260mm até o topo. No esquema da Figura 144 não foi incluída montagem fotográfica devido à dificuldade técnica em se obter fotos com escala e qualidade necessárias para compô-la.

O perfil foi dividido em 5 fácies, sendo a primeira (base) composta por sucessivas laminações finas, de poucos centímetros a milímetros, que identificam distintos eventos de acreção. Entre as fácies 2 a 4, predominam pacotes de acumulação argiloso a argilo-siltoso com menor quantidade de areia fina, o que produz material coeso e muito resistente, fortemente bioturbado, de estrutura sedimentar homogênea. São muito comuns perturbações biogênicas relacionadas à termitas e ação de raízes. Nas fácies 2 e 3, de estrutura homogênea e granulometria fina predominante, podem ocorrer, nódulos de concreções de argila com precipitação acumulada de ferro oxidado em associação a pátiņas alaranjadas, produzindo revestimentos muito resistentes. Essas fácies se distinguem por variações de textura e cor.

A fácies 5 se distingue das subjacentes pela granulometria areno-argilosa com areias finas e médias, evidente continuidade lateral e coloração bruno. Nesta camada de topo, há incipiente estrutura pedológica granular, com moderada estruturação, bastante poroso, mas sem cerosidade. A forte bioturbação, a concentração de raízes e fauna de solo perturbaram muito o material, limitando a visualização de outras feições sedimentares.

Nas camadas da fácies 1, o arranjo entre camada arenosa com sobreposição de camada argilosa ou argilo-arenosa é flagrante, evidenciando que esta é uma organização típica de acreção dos ambientes de deposição da planície fluvial meândrico e subsistemas. Se por um lado as variações granulométricas são muito perceptíveis, por outro, acúmulos de matéria orgânica ou a diferenciação da composição mineralógica por técnica tátil-visual são imperceptíveis, excetuando-se camadas com abundância de micas e biotita.

As feições redox também estão presentes nestas camadas. Desenvolvem-se, exclusivamente, em frágeis revestimentos de coloração vermelho intenso à laranja, localizando-se nos macroporos em fissuras de raízes ou descontinuidades entre camadas de granulometrias diferentes, sobretudo na superfície superior das camadas mais argilosas.

Figura 143. Perfil Vot_3 da barranca do Ribeira de Iguape.
Foto de Italo Veneziani. Obtida em 12/04/2018.

Figura 144. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_3.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Yuri Veneziani. Obtidas em: 12/04/2018.

Vot_4 (Figura 145) representa preenchimento de canal fluvial. Na base do perfil ocorre pacote conglomerático (1) com matriz areno-siltosa e grânulos, estruturado em estratificação plana a

ligeiramente ondulada, com imbricação de grãos e mantendo contato abrupto, claro, plano e inclinado com a camada superior.

As fácies superiores (2 a 6) são pelíticas, mas apresentam variações granulométricas entre argilo-siltoso (2 e 4) e arenoso com areia fina (3, 5 e 6). As primeiras apresentam estruturas homogêneas, desenvolvendo-se em blocos irregulares de 2 a 5 cm, muito pegajosos e de coloração bruno a bruno-escuro. As transições entre estas camadas são em geral claras, podendo ser abruptas ou graduais. As segundas são compostas por material mais friável e a coesão é mantida pelo sistema de raízes. Podem apresentar remanescentes laminações planas a onduladas com baixas amplitudes, denotando paleocorrentes de baixa energia. A presença abundante de raízes e termitas perturbam significativamente os acamamentos, dificultando a visualização e caracterização de feições sedimentares detalhadas.

Nas matrizes das fácies pelíticas as colorações predominantes são bruno, bruno-escuro e bruno-amarelado, que indicam oxidação da matriz (incorporação de íons de ferro aos argilominerais, e óxidos e hidróxidos), sugerindo desenvolvimento pedológico incipiente com proto estruturas em blocos, sobretudo nas camadas mais argilosas.

Na fácies 2, há variação textural entre lâminas mais argilosas e mais arenosas, porém, via de regra, não apresentam continuidade lateral e, em alguns casos, podem compor bolsões isolados. Esta camada heterogênea pode contemplar fase de colmatção do paleocanal por pacotes de distintas características texturais, mineralógicas e teores de matéria orgânica, os quais, atualmente, compõe frente de pedogênese. A frequência de saturação hídrica neste perfil como um todo é baixa indicada pela matriz oxidada (excetuando-se em 1).

Por fim, o perfil Vot_5 (Figura 146), com pouco mais de 30cm de profundidade, representa barra lateral de margem convexa. As barras laterais, analogamente às barras centrais, são elaboradas por fluxos de tração, especificamente, por fluxos secundários que se desenvolvem nas curvas meândricas e por fluxos principais quando ocorre elevação do nível d'água. Por isso os pacotes são inconsolidados, de textura franco-arenosa com seleção granulométrica, com fácies detríticas e de mineralogia heterogênea.

Vot_5 foi dividido em 3 camadas, de espessuras variáveis, texturas arenosas, com diâmetro médio de $-0,48\phi$ (areia muito grossa), compondo-se de areias ($\approx 63\%$) a cascalhos ($\approx 37\%$), definindo transição clara e gradual entre 1 e 2, e abrupta e plana entre 2 e 3. Em geral, as estruturas sedimentares são ligeiramente onduladas a planas, contendo pequenos fragmentos de carvão em 2, sem restos vegetais importantes.

Figura 145. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_4.

Organizado por Yuri Veneziani. Fotos de Italo Veneziani. Obtidas em 12/04/2018

Figura 146. Perfil sedimentar e descrição detalhada de Vot_5.

Organizado por Yuri Veneziani. Foto de Juliana da Costa Mantovani. Obtida em 12/04/2018.

Os perfis sedimentares descritos e analisado no transecto de controle Votupoca apresentaram aspectos de acumulação em acamamentos sucessivos que indicam, em sua maioria, eventos de paleoinundações. Eles guardam não apenas a sequência dos eventos, mas algumas características de

sua hidrodinâmica, por meio da estrutura sedimentar remanescente, quantidade e tipo de matéria orgânica presente, e transições de camadas (Figura 147). As bases dos perfis de Vot_1, Vot_2 e Vot_3 denotam sucessivas acreções: em Vot_1 e Vot_2 são acamamentos de espessura milimétrica; em Vot_3 são camadas de 5cm de espessura. A granulometria se associa à quantidade de material e indica energia de fluxo. No paleomeandro as laminações tendem a ser silto-argilosas e argilosas, enquanto no *plugbar*, à beira do canal, as sucessões são de camadas areno-argilosas e arenosas.

Apesar disso, é discutível estabelecer relações estratigráficas entre estes materiais, pois fácies sedimentares que aparentam relações podem ser assíncronas, como entre os conjuntos de matriz reduzida e oxidada de Vot_1 e Vot_2, onde a mudança de ambientes podem ter ocorrido em momentos distintos, ainda que isso seja pouco provável. De modo geral, é possível associar a camada 14 de Vot_1 à camada 9 de Vot_2, como limiares de transição entre ambientes e condições de sedimentação.

Figura 147. Perfil topográfico D-D' do Transecto de Controle Votupoca com perfis estratigráficos. Escala vertical dos perfis estratigráficos 1:20.

Organizado por Yuri Veneziani.

4.2.3.2. ANÁLISE DE GRANULOMETRIA DETALHADA, CONCENTRAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA E GEOQUÍMICA: TESTES DE INDICADORES DE INUNDAÇÃO (PROXIES GEOQUÍMICO)

Descrição e análise mais detalhada foram levadas a cabo para os testemunhos (Eld_1, Eld_2, Eld_3, Abo_1, Abo_2, Vot_1, Vot_2) e estiveram baseadas em três conjuntos de informações: granulometria (difração por raios lasers), abundância de carbono (TOC, carbono orgânico, e TIC, carbono inorgânico), e geoquímica (XRF). Informação geocronológica de alguns testemunhos foram utilizadas para sustentar modelos profundidade-idade lineares. Para alguns testemunhos dispôs-se de

todo conjunto de informações, tendo sido possível realizar análises de correlação proxy texturais a partir da geoquímica (Eld_1, Eld_2, Abo_1, Abo_2, Vot_1). Para outros testemunhos, obteve-se apenas análises de TOC/TIC (Vot_2) e granulometria (Eld_3 e Vot_2).

Primeiramente organizou-se uma síntese das informações para todos os testemunhos demonstrando brevemente as diferentes características de composição destes sedimentos, previamente apontadas. Em seguida, apresentou-se descrição detalhada das informações a partir dos transectos de controle e testemunhos. Em um terceiro momento, para os testemunhos com dados de geoquímica disponíveis, realizou-se Análise de Componentes Principais com intuito de identificar associações entre os elementos químicos, discriminar aspectos relativos à predominância de composição do material alóctone, discussão sobre área fonte e modificações de tal composição no aporte de sedimentos. Por fim, realizou-se investigação da aplicação de proxies texturais.

a) Comparação das características físicas e químicas dos testemunhos

Para a coleta de amostras de granulometria e TIC/TOC foram consideradas as fácies sedimentares e camadas identificadas. Dessa forma, os testemunhos com menor variação vertical de fácies ou acamamentos possuem menor número de amostras, ao passo que os tubos contendo maior variação vertical foram mais densamente amostrados (Tabela 7).

Tabela 7. Síntese das informações de granulometria, TOC/TIC, geoquímica e de geocronologia para os testemunhos coletados.

Tubo	Compr.	Altitude topo	Granulometria					TOC	TIC	Elem. Quím. principais	Cronologia				
	mm	m	N amostras	Diâm. Caract. (µm)	Assim.	Curt.	Fino/Grosso	%	%		Datação (A.P.)	Cota (m)	Técnica	Data base	(mm/ano)
Eld_1	588	28.61	10	70.78	1.08	0.17	4.74	0.203	0.034	Si, Fe, Ti, K, Zr, Al	-	-	-	-	-
Eld_2	781	26.43	16	64.13	1.42	1.67	4.72	0.378	0.002	Si, Fe, Ti, K, Zr, Al	-	-	-	-	-
Eld_3	1.235	26.2	10	202.01	0.20	-0.68	1.17	0.240	0.006	-	-	-	-	-	-
Abo_1	1.132	20.19	19	154.01	1.01	2.48	1.38	0.428	0.004	Fe, Si, K, Ti, Zr, Al	783	19.14	LOE	904	1.46
Abo_2	1.246	19.86	15	57.61	1.11	0.83	4.72	-	-	Fe, Si, Ti, K, Zr, Al	73.033	18.756	LOE	80388	0.018
Vot_1	995	14.47	32	36.02	0.89	-0.45	5.46	1.142	0.011	Fe, Si, K, Ti, Zr, Al	2360	13.795	C14	3325	0.284
Vot_2	978	13.68	16	31.29	0.94	-0.41	6.91	0.998	0.017	-	-	-	-	-	-

Organizado por Yuri Veneziani.

O diâmetro característico corresponde à média dos diâmetros médios ponderados (DMP) dos sedimentos de cada amostra; e o DMP é a somatória dos percentuais de massa de cada fração (Mf) de uma amostra multiplicado pelo diâmetro médio correspondente a esta fração (DMf), dividido por 100, conforme segue:

$$DMP = \sum (Mf * DMf) / 100 \dots\dots\dots \text{Equação 22}$$

Em nosso caso, o DMP foi obtido a partir dos percentuais de massa relativo às 7 frações granulométricas: argila (<2 µm ou >9φ), silte fino (20-2 µm ou 9 a 5,5 φ), silte grosso (50-20 µm ou 5,5 a 3,75φ), areia muito fina (125-50µm ou 3,75 a 2,75φ), areia fina (250-125µm ou 2,75 a 1,75φ), areia média (500-250µm ou 1,75 a 0,75φ), areia grossa (1000-500µm ou 0,75 a -0,25φ) e areia muito grossa (2000-1000µm ou -0,25 a -1,25 φ). O DMf correspondente a cada fração foi de 1.500µm (areia muito grossa), 750µm (areia grossa), 325µm (areia média), 187,5µm (areia fina), 82,5µm (areia muito fina), 35µm (silte grosso), 11µm (silte fino) e 2µm (argilas).

A Tabela 7 demonstra que em Eld_1 e Eld_2 os diâmetros característicos são semelhantes para fração arenosa muito fina à siltosa, corroborado pela assimetria positiva e relação fino grosso ≈4,7. Os valores médios de curtose indicam tendências à distribuição mesocúrtica em Eld_1 e ligeiramente mais concentrados em Eld_2. Eld_3 destoa dentre os testemunhos do transecto de controle Eldorado,

apresentando diâmetro característico de 200 μm (areia fina a média), com distribuição simétrica e baixa relação fino-grosso.

Embora próximos, Abo_1 e Abo_2 distinguem-se significativamente: o primeiro com diâmetro característico de 157 μm (areia muito fina a fina) e o segundo com 57 μm (franco siltooso). O resultado de Abo_1 assinala fácies franco-arenosa onde foram descritas laminações planas.

Por fim, Vot_1 e Vot_2 apresentam diâmetro característico e parâmetros estatísticos similares, caracterizando pacotes silto-argilosos a franco-siltosos, com tendência à assimetria positiva e baixa curtose, algo destacado também pela relação fino-grosso superior à 5.

Os valores médios de TOC e TIC demonstram que todos os testemunhos possuem baixa concentração de matéria orgânica. Os valores em Vot_1 e Vot_2 são ligeiramente maiores que nos demais testemunhos, decorrente do aprisionamento de sedimentos e matéria orgânica por aporte de inundações, e sua conservação devido ao regime de frequente saturação hídrica em parte do testemunho. Os valores médios de concentração de carbonatos confirmam que são irrisórios os aportes de sedimentos calcíticos ou o desenvolvimento autigênico.

A composição química indica a predominância de Fe, Si, Ti, K, Zr e Al, corroborando para constituição mineralógica. A concentração de Fe é particularmente complexa de se compreender, mas uma de suas naturezas mais reconhecidas é a influência do desenvolvimento de minerais secundários envolvidos na pedogênese ou em processos hidromórficos, e, por isso podem se associar às feições redox descritas no capítulo anterior. Como destacado, para Eld_3 e Vot_2 não foram levantados os dados de geoquímica devido à má conservação do material no tubo e a limitações de recursos financeiros.

As datações obtidas demonstram que os testemunhos possuem origens muito diversas entre si, e que as velocidades de sedimentação podem variar muito entre os ambientes fluviais. De modo geral, as datações obtidas próximas à superfície foram muito mais antigas do que se esperava para ambientes de fundo de vale. Em Abo_1, à 1,05m de profundidade, o aporte arenoso data de 783 anos A.P. constituindo-se, dentre os pacotes levantados, o mais recente e com maior taxa de acreção linear, $\approx 1,5\text{mm/ano}$. Abo_2, também no transecto de controle Abobral, difere-se significativamente, conforme mencionado no capítulo anterior. À 1,1m de profundidade, foram coletados materiais arenosos cujo levantamento de idade com LOE apontam para idades pleistocênicas, referindo-se, possivelmente aos sedimentos grosseiros de composição quartzosa e com depleção de Fe da base de terraço fluvial residual da Formação Eldorado. Para Vot_1, a 0,7m de profundidade foi obtida idade de 2.360 A.P., relativamente antiga para um paleocanal, redundando em taxa de acreção linear de $\approx 0,3\text{mm/ano}$, baixa para preenchimentos de paleocanais.

Contudo, deve-se ter em conta que durante a fase final de preenchimento de canais abandonados em sistemas fluviais de baixa energia, como as planícies meândricas, os principais mecanismos de sedimentação que operam são de transbordamento, e, portanto, responsáveis por aportes de argilas e siltes. Também é fundamental considerar que, para o paleocanal em estudo, em situações de inundação se desenvolvem correntes fluviais secundárias, que se utilizam da morfologia côncava como caminho de escoamento e amortecimento de cheias. Estes processos podem levar a remoção dos materiais depositados em superfície na cunha de entrada das águas excedentes. Em um mesmo evento, o material trazido pode ser levado, enquanto a corrente permanece ativa, e somente após a energia de fluxo diminuir, pode ser, enfim, depositado.

b) Transecto de Controle Eldorado

I. Granulometria e concentração de TOC/TIC

Em Eld_1 (Figura 148), o diâmetro característico varia gradualmente entre $\approx 150\mu\text{m}$ (areia muito fina) mais próximo ao topo (camada 3), a $\approx 30\mu\text{m}$ (silte grosso) na base, de tendência constante. Conforme se aprofunda, a diminuição do diâmetro característico é acompanhada por um fortalecimento da assimetria à direita, com uma seleção melhor indicada pelo aumento da curtose (Figura 149). A concentração de carbonos orgânico e inorgânico são muito baixas, sendo o primeiro abaixo de 0,5% da massa total das amostras com pequena variação vertical, e o segundo inferior à 0,3%, em muitas profundidades igual a 0%, com relativa concentração em 28,34m.

Eld_2 apresenta variação vertical da granulometria semelhante a Eld_1. Entre $\approx 150\mu\text{m}$ (areia muito fina) mais próximo ao topo (camada 3), a $\approx 30\mu\text{m}$ (silte grosso) na base, com mudanças sucessivas de areia muito fina entre 26,4 e 26,2m (Figura 150, Figura 151). Conforme se aprofunda no testemunho, nota-se tendências de sensível aumento da assimetria positiva, ($\pm 75\%$ da massa total) e da curtose (seleção textural). A diminuição abrupta da assimetria e curtose das coletas mais profundas resulta da inexistência de areias finas a grossas. O valor de TOC é baixo na maior parte do tubo, com alguma concentração nos 5cm de topo, onde atinge $\approx 2\%$, denotado também pela cor escurecida da matriz argilo-siltosa.

A homogeneidade granulométrica e a variação uniforme, juntamente com a ligeiras concentrações de carbono orgânico, sugerem que não haja aportes significativos de sedimentos oriundos de inundações nestes locais. A inexistência de grânulos e cascalhos, baixa proporção de areia ($< 25\%$) de característica micácea, e baixa concentração de carbono orgânico também apontam para contribuição coluvionar pouco importante. A concentração argilo-siltosa intensificada nas camadas basais dos testemunhos podem indicar processos de iluviação.

Em contraste, Eld_3 apresenta DMP variando de ≈ 50 a $\approx 650\mu\text{m}$ (areia muito grossa), distribuindo-se irregularmente em sua vertical (Figura 152, Figura 153). As camadas superiores se caracterizam por areias finas a médias (até $250\mu\text{m}$), diminuindo-se abruptamente para $15\mu\text{m}$ a 25,8m de altitude, onde $\approx 98\%$ da amostra é composta por finos, sendo 72% silte. Nas camadas orgânicas, de 25,7 a 25,4m, as granulometrias são maiores, areias médias e grosseiras. Assimétrias em torno a 0 demonstram distribuições normais reforçadas pela relação fino/grosso ≈ 1 em toda vertical.

Figura 148. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 149. Curvas granulométricas em diferentes profundidades (altimetria em m) de Eld_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 150. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_2.
Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 151. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Eld_2.
Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 152. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_3.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 153. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Eld_3.

Organizado por Yuri Veneziani.

II. Caracterização geoquímica e fontes de materiais

Para o transecto de controle Eldorado foram efetuados obtidas geoquímicas para Eld_1 e Eld_2, a partir de escaneamento com isodistância de 5mm em ambos, produzindo 87 e 149 medidas válidas

em cps, respectivamente. Em ambos, Si, Fe, Ti, K, Zr e Al são os elementos mais abundantes, com cps médios acima de 10.000, e, no caso de Si e Fe com médias que superam 80.000cps. Entre 10.000 e 1.000 cps estão Rb, Cl, Ar, V, Sr e Mn. Os elementos minoritários, com cps abaixo de 1.000 estão Zn, Cr, Ca, Pb, P, S, Ni, Cu, Br, Th. Assumindo a composição silicática predominante, com matriz formada por minerais quartzosos e de feldspatos, a normalização de cada elemento por Al tende a indicar a presença deles em relação à matriz. O índice “Elemento/Al” aponta para razões elevadas em Eld_1 e Eld_2 para Fe, Si, K, Ti, e Zr (Figura 154 e Figura 155).

Figura 154. Valores médios de cps por elemento em Eld_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 155. Valores médios de cps por elemento em Eld_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

A razão de cps médios Eld_1/Eld_2 indica que há diferenciações significativas apenas quanto à S (2,8), Si (1,2), K (1,1), Mn (1,1) e Th (0,8). Diferenças entre os elementos minoritários, como S e Th, implicam pouco impacto, pois podem ocorrer por condições locais de acumulação, por exemplo em função da interferência direta do uso da terra para criação de gado em Eld_1, que não ocorre em Eld_2. Por outro lado, diferenças entre Si e K podem ser relevantes devido a suas participações em minerais que compõem os sedimentos.

O contexto geológico da BHRB implica diversidade de fontes de sedimentos, levando à enorme complexidade para determiná-las em cada testemunho. Ainda assim, a presença maior de silício e alumínio sugerem a composição silicática e filosilicática, com quartzo e feldspato compondo rochas máficas (ferro-magnesianas), indicadas pela abundância de Fe. Tal afirmação é sustentada pelas relações bivariadas entre os elementos que compõem os minerais clásticos não cálcicos, nas quais se destacam, em Eld_1 e Eld_2 (respectivamente), Al e K (0,53 e 0,34), Al e Zn (0,74 para Eld_1), Si e Ti (0,76 e 0,52), Si e Mn (0,70 e 0,3), Si e Zr (0,69 e para Eld_1), Ti e Zr (0,92 e 0,51) e Mn e Zr (0,88 e 0,45).

Em Eld_1, chama atenção ainda a correlação Al e Pb (0,58) sugerindo potencial aporte contaminado em novas entradas de material clástico. As correlações Fe e K (0,68 e 0,63) e Rb e K (0,97 e 0,94) podem indicar alterações nas condições de mineralogia terrígena, visível sobretudo na base de ambos testemunhos, em Eld_1 a 28,05m e em Eld_2 a ≈25,7m, que implica mudança abrupta nas condições de geoquímicas coincidente com ruptura na composição granulométrica. Isto pode estar associado à predominância de fases texturais (silte e argila) ou ao desenvolvimento pedológico (Figura 156 e Figura 157).

Figura 156. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 157. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Eld_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

Inexistem diferenças marcantes nos comportamentos dos elementos químicos mais abundantes em ambos os tubos (Figura 156 e Figura 157), indicando que os processos que implicam o aporte de sedimentos e aqueles relacionados ao intemperismo químico se desenvolvem em taxas similares. Em Eld_2 destaca-se a camada 2, esbranquiçada de textura franco argilosa, cujos limites coincidem com

picos de Pb. Este elemento costuma estar presente em baixa quantidade nos testemunhos, nunca superior à 400 cps, porém pode variar muito ao longo da vertical de um tubo. Neste caso, a coincidência dos picos pode assinalar o início e o fim de evento de que define a camada argilo-siltosa.

A variabilidade do Fe denota concentração nos topos dos testemunhos, coincidente com a cor bruno alaranjada da matriz associada ao acúmulo de Matéria Orgânica e a feições redoximórficas. Em Eld_2, sua concentração aparenta oscilar um pouco mais do que Eld_1, onde a distribuição vertical é mais homogênea. A concentração de Fe também é marcada pelo aumento abrupto na base dos testemunhos, onde se concentra intensamente junto com K e Rb.

A análise de componentes principais (ACP) em Eld_1 resultou em duas componentes apenas, cujas variâncias explicadas são elevadas, igual a 52,9% (1) e 24,3% (2), totalizando $\approx 77,4\%$ da variância total (Figura 158) e são compostos por: componente 1 [Ti(-), Zr(-), K, Mn(-), Rb, Ca, Si(-), Sr, Fe], componente 2 [Al e Zn]³⁷, cujas distribuições são diametralmente opostas (Figura 160). A componente 1 se divide claramente em duas, uma com covariação negativa em relação à outra, ou seja, tendem a se comportar de modo simetricamente inverso, o que implica distinção de matrizes formada por Si, Zr e Ti, e por Rb, Ca, Fe e Sr. Esta última é impulsionada pela variação abrupta da base do testemunho. A componente 2 isola Zn e Al, sendo o primeiro, normalmente, indicativo de contaminação antropogênica, porém sua associação a silicatos de alumínio pode indicar, provavelmente, fontes mineralógicas. A aparente dissociação entre Al e Si é outro indicativo deste processo, sugerindo alterações da composição aluminosilicatada que predomina em quartzos e rochas máficas.

Figura 158. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Eld_1. Distribuição dos elementos nas componentes principais 2D.

Organizado por Yuri Veneziani.

ACP em Eld_2 produziu três componentes principais, com variância total explicada de 34,2% (1), 25,9% (2) e 17% (3) (Figura 159), totalizando $\approx 77,6\%$, sendo compostas por: componente 1 [Rb, K, Fe, Zn, Ca], componente 2 [Zr, Mn e Ti] e componente 3 [Sr, Al, Si].³⁸

A componente 1 se associa e explica majoritariamente a própria variância geoquímica do tubo, da qual é fundamental observar a mudança abrupta da base do testemunho (Figura 160). Esta mudança é acompanhada do aumento da proporção de argila e silte no material, podendo ser indicativo de câmbio textural, cuja origem pode ser aporte alóctone ou acumulação de minerais de argila migrados de camadas suprajacentes, associando-se à translocação de Fe. A componente 2 (Zr, Mn e Ti) pode se relacionar à fonte de materiais mais resistentes. O Zr e o Ti, este último em particular, tendem a ser conservativos no ambiente, não afetados por diagênese ou processos biológicos, podendo representar grãos grosseiros ou frações siltosas de fontes gnáissicas. O Mn é muito suscetível a processos geoquímicos de redução e oxidação e, portanto, suas indicações podem ser muito perturbadas por

³⁷Teste de Bartlett rejeita-se H_0 ; Teste KMO 0,82.

³⁸Teste de Bartlett rejeita-se H_0 ; Teste KMO 0,72.

ações de intemperismo. A componente 3 corresponde à base da matriz aluminosilicatada que atribui característica predominantemente detrítica.

Figura 159. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Eld_2. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 160. Variabilidade vertical dos fatores de CP em Eld_1 (esquerda) e Eld_2 (direita).

Organizado por Yuri Veneziani.

c) Transecto de Controle Abobral

I. Granulometria e concentração de TOC/TIC

O DMPs de Abo_1 e Abo_2 apontam predominância de areias finas a muito finas com variações verticais significativamente distinta. Em Abo_1 (Figura 161), o diâmetro característico varia entre $\approx 100\mu\text{m}$ (areia muito fina) e $\approx 20\mu\text{m}$ (silte grosso), com maior homogeneidade na metade superior (topo a 19,6m), onde há uniformidade nas taxas de mudança textural, e maior heterogeneidade na metade inferior (19,6 a 19,1m), onde se destacam dois picos arenosos (19,4m e 20cm) (Figura 162). Há associação entre DMPs com simetrias e curtoses. Quanto maior a granulometria média ponderada mais simétrica é a distribuição e mais concentrada, indicando boa seleção; por outro lado, quanto menor a granulometria, mais positiva a assimetria e mais achatada a distribuição, logo os diâmetros médios são mais representativos.

O valor de TOC varia entre 0,6 e 0,2% e possui média correlação negativa com o DMP (-0,6), tendendo a ser menor na primeira metade, onde predominam areias finas, e maior nas camadas texturais, podendo indicar acumulação relativa de argilas orgânicas. Excetua-se os 10cm superiores, onde a TOC chega à 0,55%.

Figura 161. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Abo_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 162. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Abo_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Abo_2 (Figura 163) possui maior variação de granulometria com predominância de frações texturais e tendência de aumento do tamanho dos grãos conforme a profundidade (Figura 164): do topo a 19,6m (DMP $\approx 80\mu\text{m}$), de 19,6 a 19,0m (DMP $\approx 150\mu\text{m}$); e de 19,0 a 18,7m (DPM $\approx 200\mu\text{m}$), que compõe o matriz em camada com seixos. A assimetria e a curtose se mantém positivas, indicando assimetria à direita e distribuição platicúrtica, com seleção ruim de grãos.

Há baixa concentração de matéria orgânica indicada por TOC variando entre $\approx 0,7$ a $\approx 0,17$, sendo os maiores valores na parte superior. TOC se correlaciona à razão fino-grosso ($\approx 0,8$), indicando que quanto maior a proporção de frações texturais, maior o percentual de Matéria Orgânica.

Figura 163. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Abo_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 164. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Abo_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

II. Caracterização geoquímica e fontes de materiais

Em Abo_1 e Abo_2 foram levantadas geoquímica com XRF Core Scanner. O primeiro foi obtido à isodistância de 2mm, produzindo um total de 453 medidas válidas, e o segundo a cada 5mm, produzindo 208 medidas válidas. Em ambos, os elementos mais abundantes são Fe, Si, K, Ti, Al e Zr cujas médias são cerca de 10.000 cps. Entre 10.000 e 1.000 cps encontram-se os componentes secundários, caso do Cl, Ca, V, Mn, Rb, Sr, Y e Nb. E, por fim, os elementos minoritários, cuja média de cps não superam 1.000, tais como P, S, Cr, Ni, Cu, Zn, Br, Pb e Th.

Assumindo a composição silicática predominante, com matriz formada por minerais quartzosos e de feldspatos, a normalização de cada elemento por Al indica a presença deles em relação à matriz. De modo semelhante, o índice “Elemento/Al” aponta para razões elevadas em Abo_1 e Abo_2 para Fe, Si, K, Ti, e Zr (Figura 165, Figura 166).

Em geral, ambos os testemunhos possuem abundâncias geoquímicas semelhantes, diferenciando-se em mais de 1000cps apenas para os elementos frequentes (Al, Si, K, Ti e Zr). Para outros elementos as razões Abo_1/Abo_2 expõe disparidades: S (3,47), Ca (1,71), Mn (1,98), Fe (1,75), Zn (1,45), Rb (2,13), Sr (1,36), Zr (0,48), Pb (1,66) e Th (1,83). A diferença de Rb sugere diferenças de

predominância das granulometrias médias entre os tubos, com fases mais texturais em Abo_1 frente a Abo_2.

Figura 165. Valores médios de abundância química relativa (elemento/Al) em Abo_1. Os rótulos apresentam os coeficientes de variação.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 166. Valores médios de abundância química relativa (elemento/Al) em Abo_2. Os rótulos apresentam os coeficientes de variação.

Organizado por Yuri Veneziani.

As correlações bivariadas sugerem a composição silicática e filosilicática (quartzosa e por feldspatos) de rochas máficas como fontes prioritárias de sedimentos. Para Abo_1 e Abo_2, respectivamente, denotam tais associações as relações entre: Al e Si (0,97 e 0,95), Al e K (0,46 e 0,81), Al e Ti (0,92 e 0,5), Al e Zn (0,9 e 0,59), Al e Th (0,83 em Vot_1), Si e K (0,58 e 0,82), Si e Ti (0,91 e 0,56), Si e Zn (0,78 e 0,54), Si e Th (0,79 em Vot_1), Ti e Zn (0,75 em Vot_1), Ti e Th (0,79 em Vot_1) e Zn e Th (0,71). A maior diferença entre os tubos é a forte associação de K com Al e Si em Abo_2, sugerindo acumulação de filosilicatos (feldspato potássico) neste testemunho.

O Fe, por seu turno, comporta-se diferentemente nos dois tubos. Em Abo_1 possui forte correlação positiva com o Co (0,86) e negativa com o Rb (-0,75) e Sr (-0,76). Em Abo_2 possui forte correlação positiva com Br (0,75) em Abo_2. Isto aponta para o potencial de migração vertical e nível de suscetibilidade à perturbação que este elemento pode representar (Figura 167, Figura 168). Estes gráficos demonstram concentração do Fe que, em Abo_1, está onde há maior tonalidade alaranjada-avermelhada (pela presença de feições redoximórficas); enquanto em Abo_2 sua distribuição é mais homogênea, atingindo um pico na parte superior, coincidente à acentuação da tonalidade alaranjada, apresentando ligeiras oscilações até metade do testemunho, a partir de onde até a base, atinge 0 cps denotando depleção.

As variações verticais de Si/Al e K/Al e de Zr/Al e Rb/Al, em Abo_1, são similares e indicam proporcionalidades de abundâncias destes elementos em determinadas profundidades. O acréscimo de Si e K em camadas mais arenosas e com mica pode ser indicativo de presença de biotitas e muscovitas desprendidas dos xistos e xistos filitos. A diminuição da concentração de Si e K é parcialmente acompanhada pelo aumento da proporção de Zr e Rb, que coincidem com a proporção de frações texturais.

Em Abo_2, há maior proporção de Si, de 7 a 10 vezes a quantidade de Al, indicando a composição de sílica predominante. As variações de Al imprimem oscilações na distribuição de K, Ti, Zr e Rb, sobretudo na metade superior, indicando que estes elementos estão dispersos homogeneamente e

possam ser correlacionáveis entre si. Tal predominância assinala baixa variabilidade mineralógica, que pode ser uma resposta à predominância de zirconita na área fonte (associação à sílica) ou decorrente da lixiviação pelo constante regime de saturação à que está submetido o pacote.

Figura 167. Variação vertical de relações geoquímicas para elementos mais abundantes em Abo_1. Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 168. Variação vertical de relações geoquímicas para elementos mais abundantes em Abo_2. Organizado por Yuri Veneziani.

A ACP em Abo_1 resultou em três componentes principais, cuja variância explicada é de 43% (1), 28,8% (2) e 9,7% (3), totalizando $\approx 81\%$ da variância total (Figura 169) e são compostos por: componente 1 [Si, Al, Ti, Zn, K], componente 2 [Rb, Sr, Fe(-), Zr] e componente 3 [Mn e Ca]³⁹. Na componente 1 estão representados os principais componentes dos silicatos e filossilicatos, abundantes na área, com participação secundária de K, cuja variância é parcialmente bem explicada também pela componente

³⁹ Teste de Bartlett rejeita-se H_0 ; Teste KMO 0,749.

2. Esta agrupa elementos de subproduto de processos de intemperização química, com Fe (estável e seus íons reagrupados em minerais secundários) e Rb, e que pode estar associado à variância de cátions de K. A componente 3 demonstra relativa independência das variâncias de Mn e Ca em relação aos demais elementos, reforçando a presença minoritária destes elementos.

Assim como em Abo_1, para Abo_2 a ACP resultou em três componentes em que as variâncias explicadas são de 30,5% (1) 23,45% (2) e 19,2% (3), somando $\approx 73\%$ da variância total, sendo o componente 1 formado por [Al, Si, K, Zn, Fe(-), Ca], 2 formado por [Ti, Zr, Mn(-)] e 3 por [Sr e Rb]⁴⁰ (Figura 170). A associação dos elementos dos componentes 1 e 3 são muito semelhantes aos obtidos para Abo_1, o primeiro indicando a abundância da matriz de sílica, derivada do aporte quartzoso predominante; e o terceiro podendo fazer referência à processos de menor nível de meteorização geoquímica ou eluviação do Fe, e acúmulo de minerais de argila relativamente conservados. O aumento relativo do K também pode responder pelo aspecto micáceo.

Figura 169. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Abo_1. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 170. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Abo_2. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.

Organizado por Yuri Veneziani.

As elevadas concentrações relativas de Si, Al e Fe impactam no comportamento dos vetores de ACP. Para Abo_1, por exemplo, quando aumentam as proporções de Al e, principalmente, Si, a componente 1 tem resposta positiva. Da mesma forma, quando aumenta-se a quantidade de Fe a pontuação de componente 2 diminui (Figura 171).

As variações de pontuação por componente nos testemunhos demonstram o potencial explicativo de uma dada componente em uma certa profundidade. A variância dos elementos químicos na metade superior de Abo_1 (entre 300 e 500 anos A.P.) é melhor explicada pela componente 2, ou seja, as variâncias de Rb, Zr, Sr e Fe (este último negativamente) estão bem correlacionadas neste trecho, denotando uma fonte ou um processo único de aporte de sedimentos. O trecho intermediário (entre 500 e 788 ano A.P.) há uma maior pontuação da componente 1 e diminuição da pontuação da

⁴⁰ Teste de Bartlett rejeita-se H_0 ; Teste KMO 0,75.

componente 2, que coincide com uma concorrência entre as componentes, que se correlacionam melhor nesta profundidade. Isto pode indicar o aporte de materiais de composição distintas, por exemplo, um com maior concentração de Fe e outro predominância de sílica, sugerindo existência de processos concorrentes entre aportes fluviais por inundação e migrações verticais de material devido à infiltração e variação do nível de água subterrânea. A metade inferior (entre 788 e 888 anos A.P.) é marcado pelo aumento da pontuação de componente 1, de modo que elementos de Si e Al explicam este material.

Em Abo_2 a variação da pontuação das componentes é mais baixa e ocorre menor associação entre elas. De forma geral, há um aumento progressivo (mas irregular) de CP1 do topo em direção à base, indicando concentração gradual de componentes silicatados. O teto do testemunho é caracterizado pela variância de CP3 [Sr, Rb], podendo indicar aumento de intemperismo, concentração de material argiloso, ou ambos, que diminuem progressivamente ao longo do tubo.

Figura 171. Variabilidade vertical das pontuações dos fatores de CP em Abo_1 (esquerda) e Abo_2. Organizado por Yuri Veneziani.

A maior proximidade de Abo_1 ao canal fluvial do córrego do Abobral está registrada também na composição sedimentar do testemunho que evidência aporte por inundações. No entanto, este pacote é relativamente bem drenado e está mais frequentemente sujeito a processos subaéreos quando comparado a Abo_2. A composição granulométrica e geoquímica deste último aponta para insignificante acreção por processos fluviais, e, sugere, ação concorrente entre processos de base de interflúvio e lixiviação por constante saturação da água subterrânea. Esta larga distinção entre pontos próximos em um mesmo subsistema fluvial ilustra a variabilidade dos processos hidromorfológicos espaço-temporais.

d) Transecto de controle Votupoca

I. Granulometria e concentração de TOC/TIC

De modo geral, Vot_1 e Vot_2 apresentam variação granulométrica vertical menos intensa se comparada aos demais tubos. Os DMPs variam entre 30 e 62 μ m para Vot_1, e entre 20 e 55 μ m para

Vot_2, caracterizando-os franco siltosos (Figura 172, Figura 174). As distribuições possuem assimetria positiva significativa e tendência mesocúrtica, em função da reduzida proporção de areias finas a grossas (<5%). Conforme se aprofunda nos testemunhos, diminui-se gradualmente a proporção de argila e silte fino, e amplia-se o total de silte grosso e areia fina (Figura 173, Figura 175). A relação fino-grosso, principalmente em Vot_1, explicita a heterogeneidade granulométrica, sobretudo na metade inferior onde fica salientada a sucessão de profundidades com distintas proporções entre classes granulométricas. As relações fino-grosso, tanto em Vot_1, quanto Vot_2, apresentam fortes correlações com as curtoses das distribuições, respectivamente 0,8 e 0,9, revelando que quanto menor a relação fino-grosso (maior percentual de areias finas), melhor é a seleção textural, sugerindo aporte fluvial.

Em ambos os testemunhos, valores de TOC são baixos, mas suas variações acompanham os conjuntos saturados e oxidados, com aumento relativo dos percentuais nas camadas mais próximas à base onde o paleoambiente redutor contribuiu para a conservação da matéria orgânica alóctone. Nas partes com matriz oxidada, TOC varia entre 0,4 e 1%, enquanto na matriz reduzida estes teores sobem, superando 2%.

Figura 172. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Vot_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 173. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Vot_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 174. Variação vertical de granulometria (DMP), assimetria, curtose da distribuição granulométrica, TIC e TOC, para Vot_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 175. Curvas granulométricas em diferentes profundidades de Vot_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

II. Granulometria e concentração de TOC/TIC

Levantamento geoquímico foi realizado em Vot_1, com isodistância de 2mm, resultando em 451 medidas válidas que demonstram abundância de Fe, K, Ti e Zr (cps >10.000). Estes resultados assinalam constituição clástica predominante, composta por minerais de quartzo e feldspato. Secundariamente, ocorrem Al, Ca, Sr, Cl, Rb, Co, Y, Mn e V, com cps médios entre 10.000 e 1.000; e minoritário constam Cr, Zn, Nb, Pb, S, Cu, P, Ni e Th, com cps médios abaixo de 1.000. O índice “Elemento/Al” (Figura 176) reforça a abundância de Fe e sua intensa variação (Figura 177) picos acentuados coincidentes ao acúmulo de nódulos redoximórficos.

De modo geral, Vot_1 aparenta ser menos clástico, com quantidade menor de Al (≈46% a menos), Si (≈34% a menos), Ti (≈42% a menos), Zr (≈39% a menos) e K (≈20% a menos) que as outras sondagens. Por outro lado, há também por algumas concentrações maiores em relação aos outros testemunhos, como em Fe (≈75% a mais), alguns metais como Ni (≈25% a mais), Cu (≈64% a mais) e Zn (≈95% a mais),

e, particularmente, Ca (7x a mais), corroborado por TIC. A abundância de Fe como um todo, em proporção muito superior aos outros ambientes, pode indicar processos de oxidação mais intensos nestes ambientes.

Figura 176. Valores médios de abundância química relativa (elemento/Al) em Vot_1. Os rótulos apresentam os coeficientes de variação.

Organizado por Yuri Veneziani.

A variação vertical de Al é relativamente alta ao longo do tubo, principalmente entre 150 e 2.150 anos A.P., assumindo alguma uniformidade em direção à base. Oscilações significativas são observadas em Ti/Al e Zr/Al, desde o topo até a base do testemunho, que formam picos e intervalos com maiores concentrações, coincidindo com granulometrias ligeiramente mais grosseira e convergindo para indicar laminações detríticas. A variação de Fe é também muito marcada, com picos sucessivos 2.150 a 1150 anos A.P., e ligeiramente mais uniforme no trecho relativo a sedimentação em ambiente saturado.

Figura 177. Variação vertical de relações geoquímicas para elementos mais abundantes em Abo_2.

Organizado por Yuri Veneziani.

Correlações bivariadas reafirmam associações esperadas para minerais clásticos: Al e Si (0,95), Al e K (0,8), Al e Ti (0,63), Si e K (0,9), Si e Ti (0,69), Si e Rb (0,63), K e Ti (0,6) e K e Rb (0,72). A correlação positiva entre Fe e Co e Fe e Mn (0,88 e 0,45, respectivamente) indicam concurrências destes elementos para formação de feições de oxidação. De modo consistente, também se correlacionam Ca e Sr (0,73) Sr e Zr (0,5) e Zr e Ca (0,56), que assinalam a composição, ainda que minoritária, de frações biodetríticas formadas por calcita biogênica alóctone.

A rotina de ACP produziu três componentes principais, cujas variâncias explicadas equivalem a 34,9% (1), 25% (2) e 19,3% (3), redundando em variância total explicada de 79,3% (Figura 178). Na

componente 1 constam [Si, Al, K, Ti, Rb], na componente 2 estão [Ca, Sr, Zr] e em 3 [Fe e Mn]⁴¹, sendo que em todos os casos, os elementos guardam covariâncias positivas com os demais.

Figura 178. Quadrado da variância total explicada por 3 componentes principais extraídas para cada elemento químico em Vot_1. Distribuição dos elementos nas componentes principais 3D.

Organizado por Yuri Veneziani.

Antecipadas pelas correlações bilaterais, a combinação da componente 1 denota a formação clástica, podendo indicar sucessivas entradas de sedimentos com predominância de argila e silte a areias finas, alternando laminações com maiores teores de carbonatos relativos à componente 2. A componente 3 podem se relacionar à hidromorfia e precipitações de Fe e Mn oxidados.

As três componentes apresentam ampla variação vertical, demonstrando a estruturação laminar e intercalação de feições detríticas com maior ou menor quantidade de carbono biodetrítico (Figura 179). Do topo à base, a componente 1 apresenta pontuação predominantemente positiva, com maior consistência da variação explicada na metade superior (1.650 a 150 anos A.P.). Mais próximo à base as pontuações tendem a ser negativas, com rápido decaimento na base do tubo. Nos intervalos de diminuição da pontuação da CP1, há aumento de CP2, sugerindo entradas de novos pacotes de acumulação fluviais contendo carbonatos e detritos resistentes indicados por Zr. CP3 demonstra maior variação positiva da pontuação no trecho de material oxidado no tubo, com diminuição abrupta da pontuação abaixo disso, a partir de onde, em direção à base, as oscilações apresentam picos de pontuação positiva controladas pela variação do Fe. No trecho saturado dos testemunhos, os picos de CP3 coincidem com os de TOC, podendo se referir a processos de intemperização mais intensos devido à concentração relativa de matéria orgânica.

⁴¹ Teste de Bartlett rejeita-se H_0 ; Teste KMO 0,68.

Figura 179. Variabilidade vertical das pontuações dos fatores de CP em Vot_1.

Organizado por Yuri Veneziani.

e) Indicadores de inundação: relações entre tamanho de grão e proxies geoquímicos

Há diversos índices baseados em geoquímica, seja na abundância absoluta, seja em razões entre elementos químicos. Eles estabelecem fortes correlações com a composição mineralógica, granulométrica, intemperismo químico, entre outros. Antes de suas aplicações, é necessário validar se tais correlações apresentam níveis de significância satisfatórios em cada área de estudo, reconhecendo-se o proxy que melhor responde ao processo que se busca identificar.

Para eventos de inundação, ligeiras variações granulométricas podem ser determinantes na verificação de diferentes entradas de sedimentos. Por isso, as razões geoquímicas aqui testadas são indicadas na literatura como potenciais para assinalar as proporções entre frações texturais.

A soma de siltes e argilas em 66 das 92 amostras superam 75%, e, em 82 casos é maior do que 55% (Tabela 8). Os tamanhos médios das partículas nas amostras variam entre $<2\mu\text{m}$ (argilas) e $>1.000\mu\text{m}$ (areias grossas), porém em 39 das 92 amostras não ocorrem partículas grosseiras, e nas que apresentam os percentuais são minoritários ($<1\%$).

As maiores proporções de frações finas nas amostras ocorrem nos testemunhos mais afastados do transecto de controle Eldorado (Eld_1 e Eld_2), onde as médias da soma de siltes e argilas superam 80%. No meando abandonado (Vot_1), este percentual sobre a $\approx 83,5\%$, com ampla fração siltosa. Nas 26 amostras de Vot_1, todas possuem teores de silte acima de 60%, algumas delas chegando à 70%. Os teores de frações arenosas mais abundantes ocorrem no transecto de controle Abobral, sobretudo em Abo_2, que está mais próximo ao canal, onde o diâmetro característico médio é de $154\mu\text{m}$ e o percentual médio de areias é superior à 43%. Em Abo_1, o percentual médio de areias é de $\approx 22\%$, ligeiramente mais grosseiro frente aos demais tubos, devido aos prováveis aportes coluvionares. Abo_2 também apresenta a maior variabilidade de diâmetros característicos ($\sigma = 249$), com valores máximos na base do testemunho (760 a 100mm), cuja média de granulometria está em torno de $200\mu\text{m}$.

A correlação de Pearson foi utilizada para testar as relações entre os tamanhos dos sedimentos e as componentes geoquímicas neles contidas, abrangendo 6 proxies: Zr/Rb, Ln(Zr/Rb), Si/Al, Ca/Ti, Ca/Al e Rb/Al. Para o tamanho dos sedimentos foram utilizadas as proporções entre as frações

granulométricas. Isto foi definido para fornecer uma abordagem mais completa da distribuição dos tamanhos das partículas em correlação com sua geoquímica, em lugar da utilização de um valor único (como a média ou a mediana) para descrever os tamanhos dos grãos.

Tabela 8. Síntese do tamanho das partículas nas 92 amostras consideradas, em 5 testemunhos.

Core	Prof. (mm)	Idade	Diam. Carac (um)	% areia	% silte	% argila	Core	Prof. (mm)	Idade	Diam. Carac (um)	% areia	% silte	% argila
Eld_1	560-570	-	121.4	33.1	50.2	16.8	Abo_2	80-90	26547	112.5	33.9	41.7	24.5
Eld_1	610-620	-	89.5	27.9	52.1	20.0	Abo_2	120-130	28788	161.0	39.4	44.4	16.2
Eld_1	660-670	-	63.5	20.9	54.3	24.8	Abo_2	180-190	32148	153.8	44.2	41.7	14.1
Eld_1	690-700	-	102.8	24.2	51.8	24.1	Abo_2	275-285	37469	170.9	48.7	38.2	13.2
Eld_1	740-750	-	53.7	18.1	55.0	26.9	Abo_2	300-310	38869	138.4	46.8	41.2	12.0
Eld_1	790-800	-	89.0	21.6	52.9	25.6	Abo_2	360-370	42229	165.3	47.0	39.2	13.8
Eld_1	840-850	-	66.0	18.1	58.4	23.5	Abo_2	470-480	48390	150.3	45.3	40.4	14.2
Eld_1	910-920	-	54.0	15.8	64.4	19.8	Abo_2	530-540	51750	117.2	41.5	44.9	13.7
Eld_1	930-940	-	36.1	10.6	73.9	15.5	Abo_2	600-610	55671	141.6	41.4	43.9	14.8
Eld_1	960-970	-	31.7	9.6	75.2	15.2	Abo_2	665-675	59311	105.8	41.0	45.5	13.5
Eld_2	635-645	-	111.9	41.6	49.4	9.0	Abo_2	760-770	64632	201.6	47.3	40.6	12.0
Eld_2	700-710	-	64.3	23.1	57.7	19.3	Abo_2	805-815	67152	249.6	49.8	40.7	9.5
Eld_2	715-725	-	106.5	27.0	54.7	18.3	Abo_2	890-900	71913	199.9	48.2	42.0	9.8
Eld_2	790-800	-	64.9	21.2	58.5	20.3	Abo_2	990-1000	77514	159.9	49.0	39.1	11.9
Eld_2	800-810	-	118.4	24.4	54.7	20.9	Vot_1	55-65	194	49.0	17.7	65.0	17.3
Eld_2	840-850	-	79.9	20.4	60.3	19.3	Vot_1	80-90	282	37.2	13.9	68.6	17.6
Eld_2	890-900	-	56.7	16.6	63.6	19.7	Vot_1	100-110	352	28.2	10.2	69.6	20.3
Eld_2	950-960	-	31.2	11.8	74.1	14.2	Vot_1	165-175	581	27.9	9.1	70.5	20.4
Eld_2	995-1005	-	45.6	15.4	66.3	18.4	Vot_1	185-195	652	32.1	12.1	67.8	20.1
Eld_2	1020-1030	-	37.8	12.9	74.4	12.6	Vot_1	205-215	722	34.7	12.8	66.7	20.5
Eld_2	1090-1100	-	58.5	20.2	59.2	20.6	Vot_1	230-240	810	56.2	14.3	66.9	18.8
Eld_2	1135-1145	-	68.2	21.8	60.6	17.6	Vot_1	265-275	933	38.8	11.5	67.7	20.8
Eld_2	1170-1180	-	62.8	18.6	67.7	13.7	Vot_1	325-335	1145	27.0	11.1	68.3	20.7
Eld_2	1300-1310	-	49.6	11.9	78.0	10.1	Vot_1	370-380	1303	32.6	13.3	65.6	21.1
Eld_2	1320-1330	-	40.2	12.4	79.2	8.3	Vot_1	400-410	1409	31.0	12.1	66.7	21.2
Eld_2	1360-1370	-	29.6	13.7	81.0	5.2	Vot_1	425-435	1497	31.2	10.9	67.6	21.5
Abo_1	30-40	281	55.4	26.2	61.0	12.9	Vot_1	475-485	1673	37.9	18.6	63.0	18.4
Abo_1	80-90	313	70.7	36.3	53.5	10.1	Vot_1	505-515	1779	41.4	23.9	60.1	16.0
Abo_1	135-145	347	94.1	45.2	47.0	7.8	Vot_1	540-550	1902	36.3	17.2	64.6	18.2
Abo_1	200-210	388	87.5	48.6	44.7	6.7	Vot_1	575-585	2025	34.8	17.0	64.8	18.2
Abo_1	260-270	426	91.9	40.6	50.3	9.2	Vot_1	595-605	2096	32.4	16.0	64.8	19.3
Abo_1	325-335	466	79.7	34.5	55.3	10.2	Vot_1	640-650	2254	36.0	21.8	63.3	15.0
Abo_1	380-390	501	64.8	26.0	61.7	12.3	Vot_1	670-680	2360	29.9	16.9	67.0	16.1
Abo_1	410-420	520	44.1	18.2	67.1	14.7	Vot_1	715-720	2519	35.4	18.8	65.7	15.4
Abo_1	445-455	542	31.9	15.1	68.5	16.4	Vot_1	720-730	2536	32.4	17.0	65.4	17.6
Abo_1	520-530	589	36.1	13.8	68.4	17.9	Vot_1	740-750	2607	36.9	20.8	64.1	15.1
Abo_1	580-590	626	22.0	9.5	70.6	19.9	Vot_1	760-770	2677	35.5	18.6	66.0	15.4
Abo_1	600-610	639	91.8	15.3	66.5	18.2	Vot_1	770-780	2712	33.6	17.8	66.1	16.1
Abo_1	660-670	676	40.9	12.5	69.4	18.0	Vot_1	780-790	2747	62.3	22.8	62.4	14.8
Abo_1	700-710	702	42.3	13.6	68.5	17.8	Vot_1	798-808	2811	30.3	17.8	66.2	16.0
Abo_1	710-720	708	41.7	14.0	69.5	16.4	Vot_1	815-825	2871	31.7	19.0	65.9	15.1
Abo_1	760-770	739	97.6	19.3	64.3	16.4	Vot_1	835-845	2941	28.8	14.3	68.7	17.0
Abo_1	805-815	767	30.4	11.2	70.9	17.9	Vot_1	855-865	3012	35.6	17.5	67.0	15.5
Abo_1	860-870	802	43.5	13.7	69.3	17.0	Vot_1	880-890	3100	31.1	18.2	67.4	14.4
Abo_1	890-900	821	28.2	12.2	70.7	17.1	Vot_1	900-910	3170	41.0	22.5	63.0	14.5
Abo_2	10-20	22627	82.5	25.5	52.9	21.6	Vot_1	922-932	3248	43.2	24.0	63.0	13.0

Organizado por Yuri Veneziani.

As proporções granulométricas foram calculadas para os diferentes tamanhos disponíveis, por divisão dos percentuais de cada uma pela outra, considerando: argilas (<2µm), silte fino (2-20µm), silte grosso (20-50µm), areia muito fina (50-125µm), areia fina (125-250µm), areia média (250-500µm), areia grossa (500-1000µm) e areia muito grossa (1000-2000µm). Assumiu-se granulometrias maiores como dividendo e menores como divisor, para produzir correlações positivas com proxies assertivos. Para a correlação com Ln(Zr/Rb), obteve-se Ln das razões entre granulometrias. Valores dos proxies utilizados na correlação foram calculados como médias para o intervalo correspondente das amostras de granulometria. Os coeficientes de correlação e os respectivos níveis de significância foram calculados entre cada caso (Tabela 9).

Tabela 9. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e proxies geoquímicos.

Zr/Rb		Divisor						
		<2um	20-2 μm	50-20 μm	125-50μm	250-125μm	500-250μm	1000-500μm
Dividendo	2000-1000μm	0.32 (0.0016)	0.39 (0.0001)	0.38 (0.0002)	0.31 (0.003)	-0.06 (0.5925)	-0.05 (0.6216)	0.07 (0.5304)
	1000-500μm	<u>0.66</u> (< 1E-4)	<u>0.73</u> (< 1E-4)	<u>0.67</u> (< 1E-4)	<u>0.67</u> (< 1E-4)	-0.08 (0.4364)	-0.12 (0.2611)	
	500-250μm	<u>0.64</u> (< 1E-4)	<u>0.76</u> (< 1E-4)	<u>0.72</u> (< 1E-4)	0.8 (< 1E-4)	0.18 (0.0775)		
	250-125μm	0.28 (0.0064)	0.51 (< 1E-4)	0.58 (< 1E-4)	<u>0.72</u> (< 1E-4)			
	125-50μm	-0.07 (0.5127)	0.19 (0.0759)	0.38 (0.0002)				
	50-20 μm	-0.32 (0.0022)	-0.21 (0.0443)					
	20-2 μm	-0.28 (0.0069)						
Ln(Zr/Rb)		Divisor						
		<2um	20-2 μm	50-20 μm	125-50μm	250-125μm	500-250μm	1000-500μm
Dividendo	2000-1000μm	0.32 (0.0018)	0.37 (0.0003)	0.39 (0.0001)	0.31 (0.0023)	-0.12 (0.2619)	-0.19 (0.0683)	-0.09 (0.4196)
	1000-500μm	0.56 (< 1E-4)	<u>0.63</u> (< 1E-4)	<u>0.62</u> (< 1E-4)	0.58 (< 1E-4)	0.13 (0.1996)	-0.07 (0.5309)	
	500-250μm	0.55 (< 1E-4)	<u>0.62</u> (< 1E-4)	<u>0.63</u> (< 1E-4)	<u>0.62</u> (< 1E-4)	0.25 (0.0161)		
	250-125μm	0.47 (< 1E-4)	0.57 (< 1E-4)	0.6 (< 1E-4)	<u>0.64</u> (0)			
	125-50μm	-0.13 (0.2062)	0.11 (0.2981)	0.28 (0.0079)				
	50-20 μm	-0.49 (< 1E-4)	-0.3 (0.0042)					
	20-2 μm	-0.03 (0.7416)						
Si/Al		Divisor						
		<2um	20-2 μm	50-20 μm	125-50μm	250-125μm	500-250μm	1000-500μm
Dividendo	2000-1000μm	-0.11 (0.2926)	-0.08 (0.4357)	-0.1 (0.3313)	-0.12 (0.2699)	-0.15 (0.1478)	-0.16 (0.1258)	-0.15 (0.1585)
	1000-500μm	0.05 (0.6216)	0.11 (0.2824)	0.02 (0.8435)	0.02 (0.8247)	-0.2 (0.0588)	-0.17 (0.1138)	
	500-250μm	0.11 (0.2906)	0.18 (0.0913)	0.07 (0.4837)	0.12 (0.247)	-0.11 (0.2914)		
	250-125μm	0.01 (0.9364)	0.09 (0.4166)	0 (0.9716)	0.05 (0.6312)			
	125-50μm	0.12 (0.2486)	0.32 (0.0016)	0.09 (0.4166)				
	50-20 μm	0.04 (0.7003)	0.58 (< 1E-4)					
	20-2 μm	-0.29 (0.0047)						
Ca/Ti		Divisor						
		<2um	20-2 μm	50-20 μm	125-50μm	250-125μm	500-250μm	1000-500μm
Dividendo	2000-1000μm	-0.26 (0.011)	-0.3 (0.0034)	-0.3 (0.0037)	-0.33 (0.0015)	-0.07 (0.5161)	-0.05 (0.6663)	-0.13 (0.2213)
	1000-500μm	-0.49 (< 1E-4)	-0.52 (< 1E-4)	-0.51 (< 1E-4)	<u>-0.63</u> (< 1E-4)	-0.12 (0.2463)	0.08 (0.4623)	
	500-250μm	-0.55 (< 1E-4)	-0.58 (< 1E-4)	-0.56 (< 1E-4)	-0.72 (< 1E-4)	-0.38 (0.0002)		
	250-125μm	-0.36 (0.0004)	-0.46 (< 1E-4)	-0.5 (< 1E-4)	<u>-0.7</u> (< 1E-4)			
	125-50μm	0.04 (0.7319)	0.12 (0.2721)	-0.16 (0.1376)				
	50-20 μm	0.12 (0.2519)	0.58 (0)					
	20-2 μm	-0.12 (0.2409)						
Ca/Al		Divisor						
		<2um	20-2 μm	50-20 μm	125-50μm	250-125μm	500-250μm	1000-500μm
Dividendo	2000-1000μm	-0.25 (0.0162)	-0.28 (0.0064)	-0.28 (0.0069)	-0.31 (0.0023)	-0.1 (0.3612)	-0.07 (0.5214)	-0.15 (0.1551)
	1000-500μm	-0.45 (< 1E-4)	-0.47 (< 1E-4)	-0.46 (< 1E-4)	-0.59 (< 1E-4)	-0.18 (0.0795)	0.02 (0.8609)	
	500-250μm	-0.51 (< 1E-4)	-0.52 (< 1E-4)	-0.51 (< 1E-4)	<u>-0.66</u> (< 1E-4)	-0.41 (< 1E-4)		
	250-125μm	-0.35 (0.0007)	-0.42 (< 1E-4)	-0.46 (< 1E-4)	<u>-0.64</u> (< 1E-4)			
	125-50μm	0.05 (0.6234)	0.16 (0.118)	-0.11 (0.287)				
	50-20 μm	0.11 (0.2854)	0.61 (0)					
	20-2 μm	-0.15 (0.1536)						
Al/Rb		Divisor						
		<2um	20-2 μm	50-20 μm	125-50μm	250-125μm	500-250μm	1000-500μm
Dividendo	2000-1000μm	0.22 (0.0326)	0.26 (0.0129)	0.25 (0.0155)	0.24 (0.0197)	-0.01 (0.9546)	0.01 (0.944)	0.11 (0.3177)
	1000-500μm	0.37 (0.0003)	0.4 (0.0001)	0.38 (0.0002)	0.5 (< 1E-4)	0.04 (0.6954)	-0.01 (0.9024)	
	500-250μm	0.31 (0.0031)	0.39 (0.0001)	0.39 (0.0001)	<u>0.59</u> (< 1E-4)	0.29 (0.0056)		
	250-125μm	0.04 (0.7025)	0.18 (0.0904)	0.26 (0.0107)	0.5 (< 1E-4)			
	125-50μm	-0.3 (0.0037)	-0.26 (0.014)	-0.04 (0.7081)				
	50-20 μm	-0.24 (0.0238)	-0.46 (< 1E-4)					
	20-2 μm	0 (0.9904)						

Dentre os testes realizados, os coeficientes de correlações mais fortes foram quando envolveram as relações Zr/Rb, $\ln(\text{Zr/Rb})$ e Ca/Ti, esta última de modo inverso. Com tais proxies, houve um maior número de coeficientes de correlações com tamanhos dos sedimentos acima de $|0,5|$ e, para determinadas frações apresentaram valores satisfatórios com níveis de significância suficientes. Correlações positivas significantes foram encontrados entre Zr/Rb e as razões dos tamanhos dos grãos quando os dividendos estiveram entre 1000-500 μm (areia grossa), 500-250 μm (areia média) e entre 250-125 μm (areia fina), e os divisores entre 125-50 μm , (areia muito fina), 50-20 μm (silte-grosso), 20-2 μm (silte fino), e <2 μm (argila). Estas correlações produziram coeficientes acima de 0,6, e a correlação mais significativa atingiu 0,8, e estabeleceu-se para a razão entre as frações 500-250 e 125-50 μm , com nível de significância a 0,01%.

Coeficientes de correlação positiva fortes e com níveis de significância satisfatórios também foram encontrados para as relações entre as frações granulométricas e $\ln(\text{Zr/Rb})$. Estes resultados comportaram-se de forma semelhante ao obtido para Zr/Rb, estabelecendo coeficientes positivos para frações com dividendos entre 250-125 μm (areia fina) e 1000-500 μm (areia grossa), e com divisores entre 125-50 μm (areia muito fina) e <2 μm (argilas). Entretanto, os coeficientes de correlação para $\ln(\text{Zr/Rb})$ são ligeiramente menores frente as encontradas para Zr/Rb, e estão entre 0,56 e 0,64 (com nível de significância $<1\text{E-}4$), decaindo progressivamente quanto mais fino for o divisor da razão entre as frações sedimentares.

Correlações com coeficientes elevados também foram encontrados quando se relacionam as razões de frações granulométricas a Ca/Ti e Ca/Al. Em geral as correlações produzidas para Ca/Ti foram negativas e os valores mais importantes destes coeficientes variaram entre -0,72 e -0,52, ocorrendo quando o tamanho do grão dividendo esteve entre 1000-500 μm e 250-125 μm , e divisor entre 125-50 μm e <2 μm , assemelhando-se à Zr/Rb e $\ln(\text{Zr/Rb})$. Para correlações com Ca/Al, dois tipos de correlações fortes foram produzidos: um (i), de tendência negativa semelhante a Ca/Ti, e que variou de -0,66 a -0,50 quando as frações de dividendos foram entre 1000-500 μm e 250-125 μm , e entre 125-50 μm e <2 μm ; e outro (ii), de tendência positiva que resultou coeficiente de correlação na casa de 0,6, quando na razão granulométrica o dividendo foi 50-20 μm e o divisor entre 20-2 μm . Apesar dos proxies envolvendo o Ca como um controlador da fração detrítica relativamente mais grosseira assinalarem tendências de relações grosso/fino mais altas, os valores dos coeficientes obtidos em suas correlações com as frações texturais foram menores que aqueles obtidos quando envolvidos Zr e Rb.

Correlações baixas foram obtidas para Si/Al e as razões das frações granulométricas, com coeficientes, em geral, positivos e inferiores a 0,3. Excetua-se o valor encontrado para razão granulométrica 50-20 μm /20-2 μm (silte grosso/silte fino), em que o coeficiente foi de 0,58 (com nível de significância $<1\text{E-}4$). O proxy Si/Al apresentou correlações dispares de tubo para tubo. Em alguns, os resultados foram insignificantes. Em outros, contudo, obteve-se correlações muito significativas. As correlações encontradas para as relações com Al/Rb e os tamanhos de grãos foram igualmente insatisfatórias, ainda que relativamente mais elevadas que as obtidas para Si/Al.

Em suma, as relações Zr/Rb e $\ln(\text{Zr/Rb})$ são sensíveis para detectar satisfatoriamente às razões estabelecidas entre areias médias como dividendo e argila como divisor. Desta forma, podem ser utilizados como indicadores de aportes de material em ambientes de sedimentação de baixa energia, onde a estrutura de deposição é, em geral, laminar e com tênues distinções entre os acamamentos.

4.2.3.3. VALIDAÇÃO DE EVIDÊNCIAS SEDIMENTARES E RECONSTITUIÇÃO DE PALEOVAZÕES

Os eventos de inundações do Holoceno tardio (últimos 4.000 anos), mesmos com elevado grau de intemperismo e descaracterização das feições sedimentares originais, deixam vestígios de sua ocorrência que podem ser acessados pela descrição dos materiais superficiais e, mais precisamente, pelos indicadores geoquímicos explorados no item anterior.

A identificação de indicadores de inundação em materiais de tendência granulométrica fina é realizada pela análise de picos de proxies de material detrítico, que viabilizam contagem e cálculo da frequência. As vazões mínimas relativas a estes níveis são as vazões mínimas simuladas capazes de atingir o local onde foi obtido um dado testemunho. Como se tratam de seções transversais complexas, a determinação de tais vazões dependem de simulações hidrodinâmicas (subcapítulo 4.2.2).

Para integrar a distribuição de frequência, é fundamental a determinação do período de ocorrência, fazendo da datação elemento primordial de análise. Assim, utilizou-se, para esta análise, os testemunhos Abo_1 e Vot_1, que apresentaram nítida sedimentação relacionada a aportes fluviais e para os quais tem-se disponíveis datações. Os períodos abrangidos por estas datações contemplam intervalos de relativa estabilidade ambiental.

Logo, as estimativas de vazões mínimas foram realizadas para os transectos de controle Abobral e Votupoca, e foram posteriormente transpostas à seção de Eldorado por meio de correlação estatísticas, para que pudessem ser incorporadas aos dados instrumentais disponíveis nesta última seção.

a) Validação do proxy geoquímico de tamanho de grão

Apenas para introduzir, obteve-se as distribuições $\ln(\text{Zr/Rb})$ para os 5 testemunhos amostrados (Figura 180). Embora tenha apresentado correlações menos elevadas frente à Zr/Rb , a distribuição vertical gráfica da $\ln(\text{Zr/Rb})$ salienta oscilações desta razão. As curvas de Eld_1 e Eld_2 assemelham-se significativamente, marcadas por ligeira tendência à diminuição da relação $\ln(\text{Zr/Rb})$ conforme se aprofunda e pela ruptura próxima à parte basal dos tubos. As variações em Abo_2 sugerem oscilações relativas a entradas de cunhas de inundação e acompanham variações granulométricas, com aumento da relação $\ln(\text{Zr/Rb})$ entre o topo e a metade do tubo (22.360 a 44.360 A.P.), e alguma estabilidade desta parte à base.

Figura 180. Distribuições verticais da relação $\ln(\text{Zr/Rb})$ para Eld_1, Eld_2, Abo_1, Abo_2 e Vot_1. Organizado por Yuri Veneziani.

As variações observadas em Abo_1 e Vot_1 correspondem melhor às oscilações relativas ao ingresso de materiais por aporte fluvial, definindo picos e depressões, e fases de predominância de Zr sobre Rb. Em Vot_1, estas variações estão na ordem de 0,5 a 1 na relação $\ln(\text{Zr/Rb})$, definindo picos (a ≈ 650 anos A.P.) e intervalos de aumento (≈ 1.500 a ≈ 1.900 anos A.P.). Em Abo_1, o comportamento é distinto, com um maior número de oscilações dentro de um intervalo de variação menor ($<0,25$), podendo ser dividido, claramente em dois conjuntos: um, entre 288 e ≈ 573 anos A.P., e, outro, deste a 888 anos A.P. No primeiro, a relação $\ln(\text{Zr/Rb})$ varia em torno de 0,6 com oscilações maiores; no segundo, na ordem de 0,8, e as oscilações são menores.

Para Abo_1 (Tabela 10), há o estabelecimento de correlações negativas significativas entre a relação Zr/Rb e as razões texturais, variando de $>|0,5|$ quando com dividendos de areia média, a $|0,87|$ para dividendo silte grosso, e divisor argila e siltes. Estes resultados contradizem o preconizado na literatura específica e são opostos ao que ocorre em Vot_1 (Tabela 11), onde relações significativas positivas ocorre entre Zr/Rb e razões com dividendo areia fina a silte grosso e divisor entre siltes e argila. Por tais divergências, optou-se por usar, na sequência do estudo, o proxy $\ln(\text{Zr/Rb})$ apenas para Vot_1, e $\ln(\text{Si/Al})$ para Abo_1, em função desta razão geoquímica ter apresentado correlações com granulometria positivas e mais significativas no testemunho Abo_1 (Tabela 12) superiores a 0,9 quando o dividendo variou entre areia média e silte, e o divisor foi argila. O perfil vertical de $\ln(\text{Si/Al})$ neste testemunho apresenta características de variação semelhante ao resultante para $\ln(\text{Zr/Rb})$ em Vot_1, com definição de picos sobressalentes e fases.

Tabela 10. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e Zr/Rb para Abo_1.

Correl com Zr/Rb Abo_1		Divisor						
		<2um	20-2 µm	50-20 µm	125-50µm	250-125µm	500-250µm	1000-500µm
Dividendo	2000-1000µm	0.07 (0.7662)	0.12 (0.6305)	0.19 (0.4352)	0.27 (0.2505)	0.31 (0.1851)	0.23 (0.3335)	-0.02 (0.9432)
	1000-500µm	-0.19 (0.4282)	-0.06 (0.8037)	0.16 (0.493)	0.44 (0.0449)	<u>0.62 (0.0017)</u>	0.47 (0.03)	
	500-250µm	<u>-0.54 (0.0097)</u>	<u>-0.56 (0.0066)</u>	<u>-0.52 (0.0133)</u>	-0.25 (0.2954)	0.6 (0.0026)		
	250-125µm	<u>-0.6 (0.0028)</u>	<u>-0.64 (0.0008)</u>	<u>-0.65 (0.0007)</u>	-0.72 (($< 1\text{E-}4$)			
	125-50µm	<u>-0.7 (0.0001)</u>	<u>-0.75 ($< 1\text{E-}4$)</u>	<u>-0.74 ($< 1\text{E-}4$)</u>				
	50-20 µm	<u>-0.79 ($< 1\text{E-}40$)</u>	<u>-0.87 ($< 1\text{E-}4$)</u>					
	20-2 µm	-0.67 (0.0003)						

Tabela 11. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e Zr/Rb para Vot_1.

Correl com Zr/Rb Vot_1		Divisor						
		<2um	20-2 µm	50-20 µm	125-50µm	250-125µm	500-250µm	1000-500µm
Dividendo	2000-1000µm	-0.22 (0.2214)	-0.22 (0.2151)	-0.23 (0.1964)	-0.23 (0.2012)	-0.21 (0.2337)	-0.25 (0.1539)	-0.26 (0.1365)
	1000-500µm	-0.33 (0.0629)	-0.34 (0.0514)	-0.41 (0.0164)	-0.49 (0.0026)	-0.49 (0.0027)	-0.35 (0.0456)	
	500-250µm	-0.2 (0.2748)	-0.22 (0.2304)	-0.31 (0.0726)	-0.46 (0.0053)	-0.5 (0.0022)		
	250-125µm	<u>0.56 (0.0004)</u>	<u>0.57 (0.0002)</u>	<u>0.52 (0.0014)</u>	0.33 (0.0576)			
	125-50µm	<u>0.59 (0.0001)</u>	<u>0.67 (< 1E-4)</u>	<u>0.65 (< 1E-4)</u>				
	50-20 µm	0.45 (0.0075)	<u>0.62 (< 1E-4)</u>					
	20-2 µm	0.12 (0.5065)						

Tabela 12. Coeficientes de correlação e níveis de significância (entre parênteses) obtidos para as relações entre tamanhos de grão e Si/Al para Abo_1.

Correl com Si/Al Abo_1		Divisor						
		<2um	20-2 µm	50-20 µm	125-50µm	250-125µm	500-250µm	1000-500µm
Dividendo	2000-1000µm	-0.12 (0.632)	0.15 (0.5322)	-0.01 (0.9722)	0.16 (0.4971)	0.2 (0.4112)	-0.17 (0.4691)	-0.28 (0.2273)
	1000-500µm	0.27 (0.2462)	0.09 (0.7057)	-0.07 (0.7801)	0.36 (0.1203)	0.4 (0.0716)	0.14 (0.5643)	
	500-250µm	<u>0.89 (< 1E-4)</u>	-0.04 (0.8569)	0.25 (0.2898)	-0.46 (0.037)	0.34 (0.1401)		
	250-125µm	<u>0.94 (< 1E-4)</u>	0.12 (0.6329)	<u>0.47 (0.0322)</u>	-0.89 (< 1E-4)			
	125-50µm	<u>0.94 (< 1E-4)</u>	0.27 (0.2459)	<u>0.6 (0.0026)</u>				
	50-20 µm	<u>0.91 (< 1E-4)</u>	0.29 (0.2085)					
	20-2 µm	<u>0.87 (< 1E-4)</u>						

b) Uso dos proxies de tamanho de grão na reconstituição de paleovazões

Os perfis de $\ln(\text{Si}/\text{Al})$ em Abo_1 e $\ln(\text{Zr}/\text{Rb})$ de Vot_1 apresentam variações na média móvel da razão logarítmica com a profundidade, que podem resultar de fatores geomorfológicos e hidrodinâmicos ressaltados no item 3.3.2.3.3.

Para reduzir o efeito das variações de escala local e permitir comparar a magnitude dos picos exclusivamente em relação à suscetibilidade à inundação do sistema, elaborou-se regressões polinomiais ponderadas (Span=0,3), utilizadas como limiares para derivar as séries de inundações de maior magnitude. Os maiores valores de $\ln(\text{Zr}/\text{Rb})$ e $\ln(\text{Si}/\text{Al})$, para Vot_1 e Abo_1, respectivamente, tendem a indicar maior energia, por isso se obteve o quanto cada pico dos proxies excediam os limiares determinados pelas regressões. Para quantificar o número de picos de modo exequível, estabeleceu-se o valor de 0,2 como uma extrapolação do limiar, a partir do qual para cima, cada pico corresponde a um novo evento. O valor de 0,2 foi definido por produzir o maior número de picos não consecutivos. Para ambos os tubos este limiar de extrapolação funcionou adequadamente e separou o maior número de picos (Figura 181, Figura 182, Figura 183).

Figura 181. Perfil vertical de $\ln(\text{Si}/\text{Al})$ para Abo_1, polinomial ponderada com variação da média de razão logarítmica (limiar), valores acima do limiar e picos acima da extrapolação do limiar (0,2).

Organizado por Yuri Veneziani.

O modelo linear de extrapolação de idades indica que Abo_1 foi elaborado ao longo de, aproximadamente 615 anos, estendendo-se de 289⁴² (1727 D.C.) a 904 anos A.P. (1112 D.C.). Ao longo deste período somaram-se 52 picos de $\ln(\text{Si}/\text{Al})$ não sequenciais sobre a extrapolação do limiar 0,2, redundando em uma frequência de um evento a cada 12 anos. Vot_1 é muito mais antigo, tendo sido elaborado por cerca de 3.170 anos, entre 154 e 3.325 A.P. (1.862 D.C. a 1.380 A.C.), intervalo no qual foram totalizados 47 picos de $\ln(\text{Zr}/\text{Rb})$ não sequenciais acima do valor de 0,2 de extrapolação do limiar, resultando em frequência de um a cada 64 anos. A diferença das frequências pode estar relacionada à sensibilidade do proxy e/ou à suscetibilidade natural de cada um dos ambientes. A inexistência de

⁴² Tanto Abo_1 quanto Vot_1 foram cortados para fins logísticos e a parte separada de topo (mais curta) não foi alvo de levantamentos por XRF. Por isso, no modelo de idade-profundidade linear o topo não equivale a 0 A.P.

sobreposição entre dados sistemáticos e não sistemáticos é um limitador da análise e novos levantamentos devem ser realizados para testar as evidências sedimentares utilizadas.

Figura 182. Perfil vertical de $\ln(\text{Zr/Rb})$ para Vot_1, polinomial ponderada com variação da média de razão logarítmica (limiar), valores acima do limiar e picos acima da extrapolação do limiar (0,2).

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 183. Extrapolação de limiares dos perfis verticais de $\ln(\text{Si/Al})$ para Abo_1 e $\ln(\text{Zr/Rb})$ Vot_1, com identificação de pico (vermelho) e alguns valores de correspondência entre os dois testemunhos.

Organizado por Yuri Veneziani.

Os picos de extrapolação do limiar designam vazões mínimas constantes em cada um dos transectos de controle, considerando que os locais dos testemunhos correspondem a subsistemas na planície para os quais se adotou a premissa de que há estabilidade das magnitudes das vazões mínimas de inundação.

c) Estimativas de paleovazões

I. Correlação de hidráulica entre as seções transversais

As correlações de vazões entre as seções de Eldorado e as seções de Abobral e Votupoca foram obtidas a partir das correlações entre os hidrogramas de entradas simulados e os hidrogramas de saídas produzidos em cada um dos dois transectos de controle. Estas correlações levaram em consideração o tempo demandado para o deslocamento da onda de inundação, sendo de, aproximadamente, 4h entre Eldorado e Abobral, e de 12h entre Eldorado e Votupoca. Os hidrogramas de entrada simulados levados em consideração foram os hidrogramas teóricos de pico único com vazões de pico com Tr 2,72 anos, 10 anos, 34 anos, 100 anos e 154 anos, além dos hidrogramas empíricos de 1997 e 2011.

As vazões (passo-a-passo) dos hidrogramas de entrada em Eldorado foram correlacionadas às respectivas vazões nas seções de cada um dos transectos de controle à jusante. Para estas correlações de tendências lineares obteve-se coeficientes de determinação acima de 0,9. Em seguida, considerando as simulações de inundação listadas anteriormente, determinou-se o momento de inundação dos locais de sondagens e a respectiva vazão instantânea na seção transversal. Para esta vazão, foi calculada a correspondente na seção de Eldorado por meio de reta de regressão linear previamente estabelecida (Tabela 13).

Tabela 13. Vazões de inundação em Abo_1 (Abobral) e Vot_1 (Votupoca), e correspondências na seção de Eldorado, para distintos hidrogramas simulados.

hidrograma	Eldorado	Abobral	Eldorado	Votupoca
Tr 2.72	1435.8	1399.7	-	-
Tr 10	1768.8	1746.8	2352.5	1847.8
Tr 34	1811.8	1765.6	2345.5	1840.2
Tr 100	1917.1	1846.9	2917.0	2417.8
Tr 154	2009.5	1954.8	2713.6	2231.9
1997	1568.5	1471.9	1968.4	1863.2
2011	1714.3	1638.3	1940.9	1757.0
Média	1746.5	1689.1	2373.0	1992.9
Mínimo	1435.8	1399.7	1940.9	1756.9

Organizado por Yuri Veneziani.

Em função dos hidrogramas de inundação serem de distintas ordens de magnitude, as vazões causadoras de inundação são também distintas entre si, sendo que, quanto maior o tempo de retorno, maior tende a ser a vazão. Em Abo_1, sob qualquer hidrograma modelizado, as simulações indicaram inundação, com vazões instantâneas variando de $\approx 1.400 \text{ m}^3/\text{s}$ a $\approx 2.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Para Vot_1 o mesmo ocorreu, com vazão instantânea variando de $\approx 1.757 \text{ m}^3/\text{s}$ a $\approx 2.400 \text{ m}^3/\text{s}$. Para ambos, adotou-se as vazões instantâneas mínimas, $1435,8 \text{ m}^3/\text{s}$ e $1940,9 \text{ m}^3/\text{s}$, para os indicadores obtidos pelas evidências sedimentares em Abobral e Votupoca. Por fim, como vazões de referência, definiram-se os valores correspondentes em Eldorado dessas vazões mínimas.

II. Densidade distribuição de frequência (GEV) com dados não sistemáticos

A análise de intensidade-frequência com base na densidade de probabilidade GEV envolvendo dados sistemáticos para o posto de Eldorado (5F-001) foi desenvolvida no subcapítulo 4.2.1.2, em que se compilou picos anuais de vazão de série de 79 anos.

As paleovazões mínimas obtidas pelas correlações estabelecidas entre as seções de Abobral e Votupoca com Eldorado foram assignadas aos picos dos proxies de paleofluxos utilizados em cada um dos testemunhos, compondo duas séries individuais de vazões mínimas modelizadas. Em um primeiro momento, estes dados não sistemáticos obtidos de Abo_1 e Vot_1 foram colocados em ordem cronológica em séries distintas. Em seguida foram agrupados e ordenados em uma única série,

originando um terceiro conjunto de informações (Figura 184). As curvas GEV foram ajustadas para as séries compostas no software Afins 2.0 (Figura 185).

A inexistência de registros históricos de eventos de inundações significativas nesta área de estudo, entre os séculos XVI e XIX, impede a confirmação empírica dos dados paleohidrológicos. Os eventos mais recentes dentre estes fazem referência a inundações ocorridas no início do século XIX, mais precisamente em 1813 e 1827, aproximando-se aos eventos históricos descritos detalhadamente nos registros do livro tomo da paróquia de Nossa Sra. da Guia de Xiririca. Este tipo de confirmação carece de detalhamento e precisão empírica.

Figura 184. Série de vazão composta por dados sistemáticos (linhas) e não sistemáticos (marcadores) para a seção de Eldorado (5F-001). Os dados não sistemáticos estão agrupados por ordem de vazão, sendo aqueles incorporados a partir de Abo_1 equivalentes a $1.436 \text{ m}^3/\text{s}$ e de Vot_1 a $1.941 \text{ m}^3/\text{s}$. Escala horizontal não uniforme.

Organizado por Yuri Veneziani.

Figura 185. Curvas de probabilidade de vazões extremas por tempo de retorno obtidas a partir do incremento de dados não sistemáticos para a seção de Eldorado (Código DAEE 5F-001).

Organizado por Yuri Veneziani.

As curvas de densidade de probabilidade GEV obtidas após a agregação de dados de paleoinundações são distintas entre si, e modificam as relações de intensidade e frequência mesmo para as inundações com probabilidades mais baixas.

Os dados obtidos por Abo_1, juntamente com as informações instrumentais, promovem ajustamento mais próximos aos dados observados, mas com aumento da intensidade de vazões com tempos de retorno menores (até 200 anos), em relação ao ajuste apenas com dados instrumentais. Por

outro lado, para vazões maiores (>200 anos de Tr) há uma diminuição do agravamento, com tendência à estabilização da curva.

O ajustamento produzido pela incorporação de dados de Vot_1, sem Abo_1, distorce significativamente a curva, desde sua origem, com vazões na ordem de $2.800\text{m}^3/\text{s}$ para eventos de Tr 5 anos, e inclinando-a horizontalmente, terminando por indicar vazão de $9.075\text{m}^3/\text{s}$ para Tr 100 anos.

Ao reunir aos dados sistemáticos a série de paleovazões de Abo_1 e Vot_1, produz-se uma equação intermediária, com inclinação semelhante à GEV Sistemática, mas com deslocamento da origem a vazões mais intensas, resultado da incorporação das informações de Vot_1. Neste ajuste, para eventos de 5 anos de Tr as vazões são de cerca de $3.000\text{m}^3/\text{s}$, afastando-se progressivamente dos dados observados conforme há aumento da magnitude.

A incorporação de dados não sistemáticos apenas de Abo_1 ajusta uma equação de densidade de probabilidade mais aderida aos dados observados. Não obstante, a utilização da curva ajustada com dados de ambos os testemunhos é mais cautelosa e pode ser mais apropriada para orientar sistemas de alertas de inundação. É necessário detalhar a incorporação dos dados de Vot_1 na distribuição de frequência, buscando novos dados que possam validar a utilização das informações de base, relativas ao proxy utilizado, aos limiares definidos para determinação de picos de magnitude, e à vazão mínima imputada.

d) Paleoclima do Holoceno tardio e uso da terra

Para legitimar as tendências de eventos de inundação e suas magnitudes, é usual conferi-las com outras fontes de dados proxy, baseados em registros históricos ou em informações paleoclimáticas que assinalem alterações nas condições climáticas e de uso da terra, por exemplo.

Estudos palinológicos realizam reconstruções paleoclimáticas do Pleistoceno Médio à atualidade, detalhando sucessões vegetativas ocorridas desde o último máximo glacial (BEHLING, 1998). Algumas análises investigam mais a fundo estas sucessões ao longo do Holoceno (LEDRU et al., 1996), expondo tendências de características ambientais no continente Sul-americano decorrentes das anomalias climáticas vividas no Holoceno Tardio (LIA, *Little Ice Age*, de 1.450 a 1.850 A.D., $\approx$ 500 a 100 A.P.; e MCA, *Medieval Climate Anomaly*, de 900 a 1.250 A.D., $\approx$ 1.050 a 700 A.P.) (REBOITA et al., 2010). Estudos palinológicos concordam com os intervalos de predominâncias de climas mais quente e úmido, e mais frios e secos ocorridos no Holoceno e identificados por BEHLING (1995), tendo sido, a maior parte deles, realizados no sul e sudeste do Brasil (BEHLING, 1998;2002; BEHLING et al., 2007; BERTUCCI et al., 2018; VIANA et al., 2014; WANG et al., 2008). Informações de pólen e esporos são fundamentais na delimitação de tais intervalos, porém reconhece-se que haja um atraso no indicador botânico em relação às velocidades com as quais se processam as mudanças climáticas.

Nos últimos 15 anos, as investigações paleogeográficas e paleoclimáticas têm recorrido à análise detalhada de espeleotemas, gerando base de dados de indicadores objetivos (taxa de crescimento das formas) e indiretos (proxies relativos à composição química dos espeleotemas). Alguns destes proxies aceitos para condições de umidade é o isótopo $\delta^{18}\text{O}$, cuja distribuição em ambientes monitorados demonstrou forte anti-correlação com umidade e temperatura externas à caverna; e a relação Sr/Ca, que demonstra a fixação de Sr nas lâminas de precipitação dos espeleotemas. A partir destes, investigações reconstituíram variações de sistemas climáticos ao longo do Pleistoceno e Holoceno com base em espeleotemas do Centro-Oeste e Sul do Brasil (CRUZ et al., 2007; STRIKIS et al., 2011). Outros estudos enfatizam a ação destes sistemas e suas variabilidades no Holoceno (BERNAL et al., 2016) com base em análise de alta resolução de espeleotemas do sul/sudeste do Brasil.

Para as variações no Holoceno tardio, as estimativas por espeleotemas concordam com intervalos obtidos pela palinologia, e reconhecem, parcialmente, influências da LIA e MCA no Brasil. Para avaliar as correlações entre os períodos de maiores inundações e as alterações relativas ao clima, os picos de Vot_1 foram comparados aos registros hidroclimatológicos baseados em análises proxy de alta resolução em espeleotema da caverna de Botuverá, no Estado de Santa Catarina, conforme BERNAL et al. (2016).⁴³

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam entre -2,1% e -4,4%, com valores menos negativos no início do Holoceno e mais negativos no final, que correspondem à variação da intensidade de SAMS (*South America Monsoonal System*). A diminuição dos sinais de $\delta^{18}\text{O}$ a partir de 7.000 anos indicam aumento da média de precipitação, com máximo a 4.000 anos. O Holoceno tardio é caracterizado por totais de chuva maiores em comparação ao restante do período, mas com menor variabilidade de $\delta^{18}\text{O}$, registrando um possível aumento da frequência da SAMS, como reflexo do maior aquecimento do Hemisfério Sul e ajuste latitudinal da ZCIT nesse período.

A sobreposição dos dados de Vot_1 e espeleotemas de Botuverá ocorre para os últimos 3.250 anos A.P., abrangendo a MCA e a LIA, cujos efeitos não são facilmente distinguíveis nos registros paleoambientais fora da Europa, e seguem sendo detalhados. Segundo os autores (BERNAL et al., 2016), as informações confirmam a existência de uma intensificação do dipolo seco/úmido formado entre o sudeste e nordeste brasileiros durante a LIA, que implicaria maior quantidade de chuva e, portanto, uma diminuição dos sinais do isótopo de oxigênio. Nos dados de Sr/Ca nota-se uma dupla variação brusca que determinam fase mais úmida no início da LIA e outra relativamente mais seca na segunda parte. A fase mais úmida é subsequente à um período mais seco que atingiu máximo a 700 anos A.P., e que se articula à fase final da MCA, para a qual os dados de Sr/Ca de BERNAL et al. (2016) indicam condições mais secas e maior oscilação climática.

A Figura 186 demonstra que há variabilidade da magnitude dos picos de $\ln(\text{Zr/Rb})$, mas não ocorre variações de estados médios durante os últimos 3.250 anos A.P., combinando com a indicação de que neste período as oscilações dos sistemas climáticos atuantes no SE do Brasil ficaram a cargo apenas da LIA e MCA. Essa estabilidade também indica que mudanças de uso da terra por forçantes antrópicas não implicaram modificação em nenhum dos conjuntos de dados, embora a inexistências de dados dessa natureza limitem a validação dos proxies.

Não há evidências cabais de correlação entre os dados de Vot_1 e as informações dos proxies dos espeleotemas. Em alguns períodos os valores de maiores picos coincidem com ascensões dos valores do isótopo e de Sr/Ca. Entre 2.700 e 3.500 A.P., e entre 1.000 e 1.400 anos A.P. os sinais de $\delta^{18}\text{O}$, comparados à extrapolação de limiares de 0,2 do proxy de Zr/Rb coincidem parcialmente, com associação direta. Índícios de correlações positivas também constam nos registros de Sr/Ca para os períodos de 1.800 e 2.300 anos A.P. e 2.800 e 3.100 anos A.P.

Por outro lado, ocorrem também associações inversas, como entre 800 e 1000 anos A.P. e 3.100 e 3.200, para $\delta^{18}\text{O}$; e ainda mais notório para Sr/Ca, nos intervalos entre 100 e 400 anos A.P.; 700 e 1.000 anos A.P.; 1.700 e 1.900 anos A.P.; e 2.300 e 2.700 anos A.P.

⁴³ As informações de Abo_1 ($\ln(\text{Si/Al})$), por fazerem referência a inundações cujos tempos de retorno são relativamente baixos, apresentam picos que não se aderem aos perfis de variação do sinal de $\delta^{18}\text{O}$.

Figura 186. Variação do sinal de $\delta^{18}\text{O}$ e Sr/Ca (linhas) e dos picos de extrapolação de limiar de Vot_1 (pontos) ao longo dos últimos 3500 anos A.P. LIA (Azul) e MCA (Amarelo).

Fonte: BERNAL et al. (2016). Organizado por Yuri Veneziani.

Tais associações são complexas e podem ilustrar processos opostos. Nos períodos de maior precipitação, que definem as fases mais úmidas, processos erosivos relacionados ao trabalho fluvial podem ser intensificados, expressando-se no aumento da carga em suspensão e dissolvida, em relação à de fundo, ou ainda um aumento de toda a carga, com incremento da proporção de argila e silte. Em termos de ajuste de canal, o aumento do volume de vazões tem como uma das consequências o aprofundamento da calha e aumento da dissecação. Em ambientes de deposição aluvial, sobretudo de finos, o aumento da carga dissolvida e suspensa pode elaborar pacotes mais espessos.

Contrariamente, em períodos mais secos, que coincidem com maior oscilação dos proxies, as intensidades das tormentas podem ser significativas levando a produção de carga detrítica elevada e carregamento de material grosseiro predominante em relação aos finos. É natural, portanto, que em períodos mais secos, os eventos extremos sejam responsáveis por deposições nos quais os elementos detríticos de frações arenosas sejam mais abundantes em relação a argilas e siltes, em contraste com fases chuvosas.

Contudo, os proxies expressam relações que envolvem razões entre texturas muito finas que podem ser erodidas e transportadas em condições de baixa e média energia, sobre as quais os dados paleoclimáticos sugerem apenas condições gerais. Além disso, outras incertezas recaem sobre alterações geoquímicas ocorridas nestes pacotes ao longo do tempo, que podem alterar as proporções entre granulometrias dentro dos perfis; e sobre a ocorrência de processos erosivos intensos, sobretudo em períodos mais chuvosos, que podem remover camadas depositadas em fases anteriores gerando hiatos de sedimentação.

Apontamentos dos potenciais de colaboração da análise paleohidrológica no entendimento das inundações

A análise hidrológica sobre paleoinundações buscou enfatizar características de eventos extremos, ainda que, os esforços de reconstituição das paleovazões nos transectos de controle Abobral e Votupoca não tenham abrangido níveis de eventos de muito alta magnitude. A estimativa de

paleovazões partiu de relações de magnitude-frequência de vazões instrumentais, (previamente estabelecidas na análise hidrológica), informações de seções transversais de vale (elaboradas na análise geomorfológica), e de valores de vazões simuladas nestas seções (derivadas das modelagens hidrodinâmicas). Ou seja, esta abordagem é multidisciplinar, alicerçada na colaboração da geomorfologia fluvial, sedimentologia, pedologia, hidrologia e hidráulica.

Esta análise permite, em última instância, revisar as relações de magnitude-frequências estabelecidas sobre séries instrumentais e, ao fazê-lo, habilita análises sobre estacionaridade dos dados de vazão (e de precipitação, no caso da área estudada), ampliação da capacidade de predição e diminuição das incertezas destes processos. Esta abordagem direciona-se a um espectro de ocorrências de inundações anteriores, com perspectiva de expandir a compreensão do que pode ser considerado evento extremo em um dado local. Um evento monitorado que é classificado como extremo por estar na cauda da distribuição, pode não passar de um evento moderado em um intervalo mais amplo de dados, ou, ao contrário disso, pode ser o maior evento já registrado num dado sistema.

Abrangendo este escopo, a hidrologia de paleoinundações enfatiza a análise detalhada dos materiais superficiais, valendo-se de referências de descrição e levantamento de dados procedentes da sedimentologia e pedologia para distinguir e caracterizar as evidências e a sequência de evidências, os quais permitem constatar a ocorrência de um evento de inundações extremo ou de fácies correlativas a um conjunto de eventos de inundações num intervalo em geral superior àqueles abrangidos pelas séries de observações diretas existentes.

Na descrição detalhada realizada, as informações sobre os materiais superficiais levantados são empregadas como um dos tipos de dados essenciais na cartografia geomorfológica detalhada dos transectos de controle. Em suma, a análise dos materiais superficiais fundamenta tanto a abordagem geomorfológica, quanto a paleohidrológica.

O detalhamento dos materiais superficiais dos diferentes sistemas geomorfológicos considerados nos transectos de controle corroborou alguns apontamentos previamente sinalizados nas análises do esboço geomorfológico 1:50.000. Aquele detalhamento ratificou que alguns compartimentos geomorfológicos apresentaram condições mais favoráveis para encontrar evidências sedimentares relativas a eventos extremos, seja por conter camadas distinguíveis, com sequências e descontinuidades sedimentares claras, seja pela melhor conservação das formas e estruturas devido a menor perturbação, evidenciada por menor densidade de caminhos de termitas e presença de raízes.

Assim, os sedimentos das áreas de retaguardas das planícies de inundações (Eld_2, Eld_3 e Abo_2) e nos diferentes níveis de terraços fluviais baixos amostrados (Eld_1 e Eld_5) são muito homogêneos e carecem de evidências sedimentares conclusivas que permitam identificar camadas formadas por transporte fluviais decorrentes de eventos de inundações. Por outro lado, nos locais da planície de inundações de nível 2, em posições mais próximos ao canal fluvial (Abo_1, Abo_3, Abo_5), em barras fluviais centrais (Abo_6) e meandros abandonados (Vot_1 e Vot_2), os pacotes apresentaram potenciais maiores para identificar e caracterização das evidências que permitem discriminar eventuais camadas formadas por aportes de inundações. Estes potenciais foram evidenciados na descrição dos pacotes (subcapítulo 4.2.3.1) e nas análises granulométricas dos testemunhos (Figura 167, Figura 172 e Figura 174) e de proxies texturais para Vot_1 (Tabela 11) e Abo_1 (Tabela 12).

A descrição e análise detalhadas destes materiais corroboraram o fato de que próximo aos canais os fluxos tendem a ser mais intensos deixando depósitos mais espessos, com descontinuidades mais evidentes, com feições relativas a fluxos de maior energia (como marcas onduladas), os quais são essenciais para a discriminação adequada de cada novo aporte sedimentar. Complementarmente, nestas áreas mais próximas ao canal observou-se materiais com característica de maior tempo de

saturação hídrica. As análises apontaram que nos locais onde a saturação hídrica decorre na redução dos pacotes (Vot_1, Vot_2 e Vot_3, em particular), há, também, melhor conservação destes materiais, devido à redução de perturbações químicas e biológicas sobre a estratigrafia, fazendo com que haja maior conservação de evidências dos processos de inundação. Nesta linha de raciocínio, para melhorar e expandir as análises paleohidrológicas nos meandros abandonados, deve-se obter maiores profundidades ou coletar testemunhos em sistemas com lago em ferradura ainda presente, de modo a garantir uma redução da quantidade de material perturbado por processos subaéreos, intemperismo químico e biológico.

As análises dos proxies de tamanho de grão empreendidas fazem parte desta descrição dos materiais superficiais. Seus resultados foram promissores para apontar certas tendências de acumulação, ainda que, um mesmo proxy geoquímico tenha apresentado performances muito diferentes em diferentes materiais amostrais, ou ainda, diferentes proxies, evidenciaram, aparentemente, características semelhantes de tamanho de grão em materiais diferentes. É necessário, portanto, replicar os testes desses proxies em uma quantidade maior de amostras para verificar se há consistência nos resultados, e assim determinar se são, efetivamente, indicadores das evidências texturais adotadas.

Para efetuar a estimativa de paleovazões, a hidrologia de paleofluxos acessa também os conteúdos morfológicos (morfométricos) previamente apresentados e discutidos na cartografia geomorfológica. Os dados morfológicos são introduzidos por meio de perfis topográficos que relacionem o sistema canal fluvial e a forma (depósito) considerado para a reconstituição. Neste contexto, portanto, verifica-se que a hidrologia de paleoinundações compreende tanto as relações de magnitude-frequência (tendência temporal), quanto as tendências espaciais dos eventos (ao considerar os limiares morfológicos). Ainda neste âmbito, a geomorfologia pode contribuir com a estimativa de paleovazões, por meio de reconstrução de paleoambientes de planície fluvial. Atualmente, a maior parte das reconstituições de paleovazões leva em conta as conformações morfológicas atuais dos vales, presumindo-o como uma limitação da abordagem. Há medida em que a geomorfologia pode realizar análises retrospectivas e simular reconstrução dos paleosistemas geomorfológicos fluviais, há um potencial interdisciplinar para aprimorar as estimativas.

Uma vez que se consolidam as novas relações de magnitude-frequências revisadas pelo ingresso de dados paleohidrológicos, novas tendências espaço-temporais dos fenômenos de inundação são estabelecidas.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aproximação multidisciplinar composta pela abordagem da cartografia geomorfológica detalhada, análise hidrológica, análise hidráulica e análise de hidrologia de paleoinundações permitiu: (i) compreender como as formas e os materiais em planície meândricas do meio tropical úmido se apresentam, se estruturam e se arranjam, (ii) discriminar e caracterizar os principais fluxos que operam nestes sistemas, e (iii) interpretar os processos genéticos e suas tendências de desenvolvimento. Estes resultados habilitaram atingir um profundo e consistente entendimento das tendências espaço-temporais das inundações de diferentes magnitude-frequências, e indicar alguns caminhos para compreensão dos eventos extremos, sobretudo pela análise dos materiais.

Com base nos resultados obtidos das quatro análises aplicadas na planície fluvial meândrica do baixo curso do rio Ribeira de Iguape, foi possível compreender como a geomorfologia fluvial, a hidrologia, a hidráulica e a hidrologia de paleoinundações colaboram para o entendimento dos eventos de inundação, suas tendências espaço-temporais e relações de magnitude-frequência, com ênfase nos eventos extremos.

É notório que os resultados e discussões de cada uma das análises tangenciam-se e sobrepõem-se, algo particularmente observado na comparação dos dados da análise hidráulica com os resultados do esboço geomorfológico 1:50.000 (em diferentes seções transversais), no compartilhamento da descrição dos materiais detalhados (entre a cartografia geomorfológica e a hidrologia de paleoinundações), no esforço de identificação e caracterizar as potenciais evidências de eventos de inundação nos materiais, e no desenvolvimento da análise de hidrologia de paleoinundações, ao recrutar os resultados das demais análises para levar a cabo a revisão de magnitude-frequência. Com isso, pode-se afirmar que a hipótese desta pesquisa foi ratificada.

A abordagem geomorfológica, por meio da cartografia geomorfológica detalhada (1:50.000 e 1:10.000), esclareceu a distribuição das formas, dos materiais e viabilizaram o apontamento de algumas tendências espaciais de processos relativos à fluxos de inundação, particularmente de eventos extremos, ao longo do setor ESB. Do outro lado, a paleohidrologia, recrutando a análise hidrológica e a análise hidráulica, contribuiu de maneira primordial à investigação dos regimes recentes de chuvas e vazões, assinalando relações de magnitude-frequências dos processos fluviais e as incertezas associadas; bem como demonstrando as tendências espaço-temporais dos fluxos superficiais de inundação a partir de simulações hidrodinâmicas 2D.

A hidrologia de paleoinundações, ao se debruçar sobre os materiais superficiais por descrições detalhadas, ressaltou a interdisciplinaridade entre as duas abordagens empreendidas, e demonstrou o vínculo entre a geomorfologia fluvial e a hidrologia de paleofluxos no que se refere à compreensão da distribuição das inundações, das variáveis hidrodinâmicas contempladas e dos registros de inundações pretéritas. Levadas a cabo, elas permitiram reconstituir paleoinundações do Holoceno proporcionando complementação de séries de dados sistemáticos. Estas incorporações modificaram as relações de intensidade-frequência e apontaram para características de estacionaridade que devem ser amplamente discutidas.

O conjunto de aplicações metodológicas foram capazes de explicar os eventos de inundação na planície do baixo de Ribeira de Iguape, sobretudo os eventos extremos, e seus resultados constituíram bases para compreender os registros nos sedimentos que estes eventos deixaram, lançando elementos iniciais para os quais as abordagens geomorfológicas e paleohidrológica devem se atentar ao estudar as inundações em sistemas fluviais meândricos em ambientes tropicais úmidos.

a) Síntese dos resultados

Os mapeamentos geomorfológicos 1:50.000 e 1:10.000 viabilizaram análises de tendências espaciais e nos permitiram propor tendências temporais dos eventos extremos. A planície fluvial do baixo Ribeira localizada entre Eldorado e Sete Barras possui diversidade de formas fluviais, compondo-se, basicamente, de dois níveis de planícies principais, que abrangem a maior parte da área estudada (>70%) com irregularidades e variações topográficas de 6m para nível 1 (22 a 16m de altitude) e 17m para nível 2 (28 a 11m de altitude); dois níveis de terraços baixos, bacias de decantação, paleocanais, sucessivos cordões arqueados e diques fluviais, cujas distribuições nos permitiram identificar dois subtipos de padrões meândricos estabelecidos: um mais controlado pela estrutura à montante e outro menos controlado à jusante.

A identificação dos níveis topográficos baseou-se no MDT disponível para a região. Os resultados do mapeamento dos transectos de controle indicaram que este MDT pode apresentar limitações de uso a depender do local, mas para as áreas mais baixas e, sobretudo, aplainadas, a comparação com dados altimétricos de GPS Geodésico confirmam a qualidade das informações contidas no MDT, assegurando-nos da viabilidade de basear as análises subsequentes nesta fonte topográfica.

Juntamente com as observações e descrição de campo e depoimentos de moradores, os mapeamentos 1:50.000 e 1:10.000 foram fundamentais na definição dos locais de análise dos materiais e, sobretudo das sondagens. Os critérios principais foram a garantia de que compreendiam sistemas fluviais associados à dinâmica de inundações do Ribeira de Iguape e que mantinham, com este nível de base regional, uma relação topográfica promissora na consideração da magnitude de cheias, e que, portanto, as estimativas de paleovazões poderiam compor análises de intensidade-frequência relevantes junto com os dados sistemáticos.

No entanto, para ambientes tropicais úmidos amplamente perturbados, estes critérios e a avaliação dos locais mais promissores de SWD e paleoníveis de inundação devem ser ponderados à luz dos resultados obtidos na análise paleohidrológica. As baixas taxas de acreção, que implicam estruturas sedimentares homogêneas, conjugadas à perturbação dos ambientes por fatores biológicos e hidrodinâmicos, inevitavelmente, redundam em uma descaracterização dos materiais originais e cujas evidências dos processos formadores raramente permanecem ao longo do tempo. Inalcancáveis por técnicas de descrição tátil-visual, os registros de paleoinundações puderam ser aferidos por técnicas mais detalhadas (sobretudo geoquímica), mas, mesmo com o uso de técnicas indiretas e indicadores estatísticos, concluímos que há necessidade de se replicar os testes realizados e aprofundar em sua significação para distintas condições de sedimentação.

Sobre os capítulos de análises de hidrologia fluvial do Baixo Ribeira, a caracterização dos regimes pluviométricos e fluviométricos indicou sazonalidade na distribuição das maiores precipitações e vazões, e revelou significativa não-estacionaridade da série de vazões do posto 5F-001, corroborando para a necessidade de agregação de dados recentes e de diferentes fontes nas distribuições de frequência. A sazonalidade das precipitações, sua intensidade, seu atraso (ou antecipações) e sua duração são regulados pela ação de mecanismos zonais produtores de tempo instável atuantes no Brasil de SE, ZCAS e frentes frias, os quais refletem atuações sinóticas do ENOS e ASAS.

Bem distribuídas ao longo do ano, as chuvas se concentram no verão no HS. Os anos mais chuvosos da série foram 1983, 1989, 1996, 1997, 1998, com totais de ≈ 1.900 mm. As chuvas máximas diárias mais extremas tem magnitude na ordem de 150mm/dia, com valor máximo de 300mm/dia em 1963; porém as máximas precipitações diárias obtidas para 4F-005 são insuficientes para compreender dinâmica dos eventos extremos, pois não coincide com os picos de vazão, sobretudo com os máximos

histórico ocorridos em janeiro de 1997 e agosto de 2011. As vazões acompanham a distribuição sazonal, com média de $257\text{m}^3/\text{s}$ para Eldorado, sendo a média do mês mais seco (agosto) de $217\text{m}^3/\text{s}$ e do mês mais chuvoso (fevereiro) igual à $366\text{m}^3/\text{s}$. Os picos de vazões máximas também caracterizam as maiores inundações ocorridas, e foram atingidas, em Eldorado, nos anos de 1983, 1995, 1997 e 2011, com 2.673, 3.061, 3.729, e $2.427\text{m}^3/\text{s}$, respectivamente, cujos tempos de retorno assignados foram entre 20 e 100 anos. Os testes de aderência apontaram que as diferenças foram irrisórias no uso do modelo de distribuição de frequência, com ligeira assertividade LP3I nos dados sistemáticos. Apesar disso, para ingressar dados paleoinundações, devido aos apontamentos e recomendações da literatura, usou-se, a distribuição GEV. A análise de estacionaridade realizada com subconjuntos das séries de dados e por LP3I demonstraram que diferenças de estimativas de valores extremos podem ser na ordem de 70% em caso de desatualização das distribuições de frequência. Tal variabilidade assinalou ainda o impacto que valores extremos podem ter sobre a inclinação das terras de intensidade-frequência, reafirmando a consideração, sobretudo, após a ocorrência de extremos, bem como, indicando a necessidade de se incorporar valores paleoambientais para consistência das relações pré-estabelecidas.

Os hidrogramas de inundação assumiram três formas básicas: Pico Único, Pico Duplo com máximo no segundo pico (Tipo 1) e Pico Duplo com máximo no primeiro pico (Tipo 2), além de hidrogramas multipicos, formados por mais de três ascensões seguidas dentro de um mesmo evento, desconsiderados da análise. Os testes estatísticos de CATPCA, Agrupamento e Regressão logística indicaram que as variáveis controladoras das formas são volume e tempo de pico, para as quais, a análise discriminante determinou como hidrogramas empíricos mais prováveis os relativos aos máximos anuais de 1954, 1964 e 1999. O volume é consequência da conjugação entre duração do evento e do pico(s) de vazão, mas não se obteve uma correlação direta e significativa entre a magnitude dos eventos e os atributos que governam a forma. As técnicas estatísticas encadeadas comprovaram-se suficientes para caracterizar, agrupar e subclassificar os hidrogramas por suas variáveis de forma, bem como indicar os hidrogramas mais prováveis; entretanto, a técnica de interpolação de curva normal teórica, que originou os hidrogramas-tipo, pode ser aperfeiçoada para os hidrogramas bimodais, com a utilização de outros parâmetros e métodos de interpolação que garantam a compilação dos atributos de um conjunto de hidrogramas. Além disso, acreditou-se ser fundamental, na continuidade da investigação, avançarmos na associação entre formas dos hidrogramas empíricos e os sistemas produtores de tempo, contribuindo sobremaneira com o monitoramento e previsão de tormentas.

A forma dos hidrogramas tiveram impacto na gravidade das simulações. As inundações decorrentes de hidrogramas de Pico Único tendem a produzir maior condições de suscetibilidade à planície como um todo, se comparado aos outros Hidrogramas-tipo, sendo o menos suscetível o hidrograma de Pico Duplo Tipo I. Simulações de $Tr \approx 3$ anos a área máxima abrangida pelo hidrograma de Pico Único foi 18km^2 , enquanto para os demais foi de 7km^2 . A análise de atenuação do pico reforça a influência da forma do hidrograma. Tomando-se como referência os abatimentos das vazões máximas para evento de Tr 100 anos, os hidrogramas com pico único tem um abatimento de 9,7%, enquanto os de pico duplo do Tipo I de 28,3% e pico duplo Tipo II de 23%, sendo que, neste último caso, a redução do segundo pico (menor) é insignificante, o que indica a relevância da forma na quantidade de movimento e transmissividade da inundação.

A análise das modelagens hidrodinâmicas converge para as descrições elaboradas sobre o esboço geomorfológico. As morfologias mais suscetíveis de *backwamps* e paleocanais apresentam distribuição de variáveis hidrodinâmica distintas, como área máxima inundada, área final inundada, velocidade média. Estas diferenças denotam subsistemas onde os fluxos assemelham-se mais às circulações de canal (*backswamp*, paleocanais, planícies nível 1) e outras às de inundação. As profundidades máximas

atingidas ao longo do perfil longitudinal demonstraram que quanto maior o pico de vazão do hidrograma de entrada, maior tende a ser o nível atingido pela inundação, porém o aumento da profundidade atingida, bem como as topografias e morfologias afetadas, não cresce a uma taxa uniforme entre montante e jusante.

Os resultados das associações entre cotas de inundação e compartimentos geomorfológicos (Figura 119) demonstraram que vazões de margens plenas variam de 1215 a 1640m³/s, nas seções de montante (A-A') e jusante (7B-7B'), respectivamente, sem gradação uniforme nas seções intermediárias. A submersão total da planície ocorre em ordens de vazão distintas de 2115, 1340, 3026 e 3195m³/s nas seções A-A', B-B', D-D' e 7B-7B', de montante a jusante. Concluiu-se não haver associação entre vazões e compartimentos morfológicos no trecho. O fenômeno pode decorrer da progressiva atenuação sofrida pela inundação, sendo a conectividade hidráulico-sedimentológica elemento chave na definição desta atenuação e das suscetibilidades.

A sobreposição entre os resultados das simulações e do mapeamento hidromorfológico 1:50.000 indicou que a suscetibilidade das áreas na planície não pode ser associada apenas aos patamares topográfico e distância do canal principal e suas relações com os níveis de inundação atingidos. A compreensão das suscetibilidades passa, antes de mais nada, pelas conectividades hidráulicas das formas da planície, e, portanto, pelas relações topológicas estabelecidas pelos subsistemas, expressas pelas suas irregularidades e variações morfológicas internas à planície, e os caminhos preferenciais de circulação. Os modelos hidrodinâmicos bidimensionais suportam análises de suscetibilidade ao indicar as conectividades hidráulicas esperadas na planície. A análise de atenuação indicou ainda que, para o evento de 1997, aproximadamente 3% de todo volume escoado ficou retido temporariamente nos sistemas fluviais do setor ESB, e que as formas têm distintas capacidade de reservação, sendo as *backswamps* e paleomeandros algumas das mais eficientes, além do próprio nível principal da planície, em virtude de sua extensão. Em relação à distribuição dos fluxos de inundação, e da constituição desta conectividade hidráulico-sedimentológica existente na planície fluvial, é fundamental notar a participação de micromorfologias que fazem parte da planície e que são eclipsadas no mapeamento geomorfológico detalhado em função de suas reduzidas dimensões. Tratam-se, basicamente, de saliências relativas à antigas margens de canal fluvial ou sustentadas por raízes, depressões erosivas ou valas de drenagem antropogênicas. O conjunto destas formas menores se articulam topologicamente e elaboram uma rede por onde ocorre a circulação preferencial dos fluxos de inundação na planície, que fazem com que, em certas seções transversais, as inundações ocorram primeiramente nas retaguardas da planície, para somente depois sobrepor as margens e extravasar o canal fluvial. Isso se deve, em geral, à conectividade das *backswamps* a formas deprimidas da própria planície que se articulam com o canal fluvial ou com meandros abandonados.

A descrição dos materiais, iniciada no esboço morfológico 1:50.000 e detalhada na análise paleohidrológica, aponta para diversidade de ambientes de sedimentação no setor ESB, dos quais, apenas uma restrita parcela deles propícios à preservação dos materiais e adequados à aplicação da metodologia de paleohidrologia. Dos três transectos de controle considerados, o de Eldorado era o menos promissor e nenhum dos testemunhos aí coletados demonstrou condições de identificação de indicadores de inundação. A lântica deposição, o afastamento do canal e a provável influência de processos de vertentes, bem como a não preservação do material e ações de águas subterrâneas, tornaram o material homogêneo, endossado pela uniformidade das distribuições geoquímicas. Neste momento vale salientar que, a descrição detalhada dos testemunhos Eld_1 e Eld_2, bem como as análises laboratoriais de granulometria, TOC e geoquímica, apontaram para composição argilo-siltosa e (provavelmente) mineralógica homogêneas, que comprovam a eficiência do processo de dissipação de

energia que as planícies de inundação realizam ao amortecer o fluxo remontante que extravasa do canal principal. O fluxo efetivo do transbordamento em planícies fluviais meândricas ocorrem próximo ao canal em barras, ilhas e cordões arenosos, e podem ocorrer em formas deprimidas como meandros abandonados. Nestes casos, além da maior proporção de frações granulométricas arenosas, observa-se um maior número de descontinuidade texturais do material e uma estrutura sedimentar que tende a ser laminar a ligeiramente ondulada, e não homogênea, como são os pacotes de retaguardas das planícies.

À propósito de tal dissipação, é muito provável que os resultados das simulações hidrodinâmicas apontem para uma propagação remontante superestimados, uma vez que as modelagens desconsideram os fluxos entrantes dos afluentes, algo que impacta significativamente nos cálculos de velocidade, altura de água, turbulência e direção de fluxo. Ainda assim, as evidências oferecidas pelos dados simulados de inundação corroboram tal capacidade de dissipação de energia das inundações que ocorrem sobre a propagação das cunhas de água à montante dos vales dos afluentes, como observado na Figura 114. O desenvolvimento deste raciocínio deve se orientar em estimar a capacidade de dissipação de energia por metro quadrado ou por meio da perda progressiva da velocidade e profundidade do fluxo em direção às retaguardas da planície.

O Transecto de controle Abobral foi o mais promissor, sobretudo com Abo_1 (Planície de inundação), para o qual levou-se a cabo a análise proxy. No entanto, este eixo revelou um dos principais aspectos a serem considerados na escolha dos locais de estudo em ambientes fluviais: a variabilidade espacial dos processos geomorfológicos. Os testemunhos Abo_1 e Abo_2, mesmo muito próximos entre si, não mantiveram nenhuma associação estratigráfica ou sedimentar entre si. Os demais pontos descritos neste eixo, com exceção de Abo_3, igualmente, apresentaram-se heterogêneos.

A análise do Transecto de controle Votupoca também acenou para locais com elevado potencial para análise de paleoinundações. A arquitetura sedimentar e sucessão de fácies dos materiais aí descritos (sobretudo em Vot_1, Vot_2 e Vot_3) apontaram caminhos de levantamentos muito promissores em meandros abandonados. Estruturas claras de ciclos de acreção e as nítidas diferenças de conservação dos materiais entre ambientes hidromórficos e oxidados foram algumas das características mais importantes que permitiram fazer esta avaliação em relação ao acesso aos materiais. Com base nestas observações, sugere-se que à continuidade das análises de paleoinundações em ambientes fluviais meândricos tropicais devam ser explorados testemunhos mais longos em lagos de canais em ferradura dentro de meandros abandonados e em bacias de decantação, que guardem distintos arranjos com os canais atuais e pretéritos. Propõem-se, assim, que sejam promovidos estudos que densifiquem as amostragens em paleomeandros, longitudinalmente e transversalmente, para reconhecer a estrutura e os mecanismos atuantes na edificação do *plugbar* e pacotes de acreção intermediários.

Sobre a análise sedimentar no interior da paleohidrologia, as técnicas utilizadas foram suficientes para apontar diferentes fontes sedimentares e identificar vestígios dos processos de sedimentação. A utilização de proxies geoquímicos para identificar as texturas demonstrou correlações significativas entre Zr/Rb e Si/Al (e seus respectivos logaritmos naturais) e as razões texturais entre as frações de areia médias a finas sobre argila e siltes. No entanto, as correlações evidenciaram ainda que nem todas as aderências se mostraram satisfatórias a todos os tubos. Em alguns casos, inclusive, as correlações contradisseram as tendências esperadas, indicadas por anti-correlações fortes (como foi o caso de Zr/Rb para o testemunho Abo_1, conforme consta na Tabela 10). Isto destacou a necessidade de se validar individualmente o proxy geoquímico para cada ambiente a ser investigado, e consisti-lo com outros proxies paleoclimáticos e informações históricas.

b) Principais limitações

Limitações referentes à cada uma das abordagens foram salientadas nas metodologias, quando pertinentes à esta, e nas próprias discussões dos resultados, nos quais destacamos os pontos de convergências entre as aplicações, mas também as divergências e contradições obtidas, que sinalizam para limitações ou para aspectos que requerem maior detalhamento.

Algumas das principais limitações e pontos a serem aperfeiçoados compreenderam: (i) a aplicação parcial dos princípios, procedimentos e tipos de dados da cartografia geomorfológica detalhada; (ii) a desconsideração da contribuição de afluentes do rio Ribeira de Iguape nas modelagens hidrodinâmicas; e (iii) a necessidade de adensar a coleta de materiais superficiais na planície de inundação tanto para a cartografia geomorfológica detalhada, quanto para caracterização de fácies sedimentares objetivando a hidrologia de paleoinundações.

Dentre as limitadas, duas ainda merecem ser ressaltadas e são relativas à cronologia dos materiais e sobre a aplicação dos proxies na reconstrução de paleoinundações.

A obtenção e discussões sobre cronologia se baseiam em datações absolutas e, em geral, suscitam dúvidas em relação ao material datado, à técnica utilizada, à acurácia resultante e ao modelo de profundidade-idade.

Os ambientes de sedimentação tropicais são, em geral, ricos em matéria orgânica, porém, esta abundância nem sempre ocorre na quantidade em que se pressupõe e seu uso para obtenção de datações por ^{14}C pode ser contestável em alguns casos e implicar incertezas às interpretações. A descaracterização das estruturas originais que decorre, em outros aspectos, pela deterioração da matéria orgânica e sua dispersão na matriz ou em camadas iluviais, deve ser compreendida e caracterizada (SOUZA et al., 2005). Em nossas amostras, a garantia de utilização de MO para ^{14}C em Vot_1 foi a conservação da superfície deposicional devido à saturação do ambiente, e a acurácia indicada nas análises. Contudo, as idades obtidas foram mais antigas dos que as esperadas. O decaimento do isótopo de carbono, sobre o qual estima-se a idade, refere-se ao evento de morte do(s) tecido(s) orgânico(s) datados, os quais se presume terem sido simultâneos às inundações de aporte de sedimento, ainda que os eventos de morte e de deposição possam não estar atrelados (STOKE; WALLING, 2003).

Como nem todos os ambientes sedimentares apresentaram matéria orgânica em quantidade mínima para ^{14}C , foi necessário requisitar LOE com base em areias quartzosas para obter datações a outros testemunhos. O uso de mais de uma técnica é habitual em investigações científicas, porém é mais uma fonte de incertezas quanto às idades obtidas. A aplicação de LOE de sedimentos fluviais possui pelo menos três aspectos que merecem observações detidas: (i) a garantia de que o material datado foi exposto diretamente à luz solar ao longo de seu transporte, o que pode levar a datações tecnicamente válidas mas inconsistentes com os objetivos da análise (WINTLE; MURRAY, 2006); e (ii) a condição de saturação hídrica a que o material se submete, reconhecendo-se que pacotes sob regime de saturação constante podem sofrer interferência na taxa de dose da radiação ambiental (SUGUIO et al., 2003), afetando cálculo de energia contida nas amostras datadas. Em Abo_2, as amostras integram fácies de sedimentação muito mais antigo do que as idades de formação da planície, por que as idades foram obtidas em sedimentos que hoje sustentam parte das planícies de inundação Holocênicas, mas que foram depositados em condições muito distintas, não tendo sido exposto à superfície nos últimos 70 mil de anos. Eles podem integrar a base dos terraços altos sustentados pela Formação Eldorado, mas deve-se ressaltar que, apenas pelas evidências do testemunho, em condição de saturação hídrica, não há associações evidentes entre as fácies rudáceas e os pacotes pleistocênicos que sustentam os terraços

altos. Em Abo_1 a datação por LOE considerou camada arenosa para a qual os parâmetros da análise de dose ambiental e a acurácia apontada foram satisfatórios.

Nos testemunhos estudados, a limitação mais significativa foi a indisponibilidade de elementos datáveis que permitissem obter idades em mais profundidades, aplicar modelos não lineares de sedimentação, e, assim, viabilizar a reconstrução de taxas descontínuas de deposição. Em estuários marinhos, lagos naturais, açudes e represas antropogênicas, as taxas de sedimentação podem ser contínuas, devido ao aporte constante de material (AALTO; NITTROUER, 2012; SABARIS, 2010). Mas, em ambientes de planície fluvial, estas taxas são descontínuas, o que significa que a elaboração dos pacotes fluviais por fluxos de inundação decorre de processos de sedimentação variáveis no espaço e no tempo, e que sofrem interferência de processos de remoção de material, os quais também são variáveis no espaço e no tempo. Por isso, a definição de um ambiente amostral, como um paleomeandro, deve contemplar sua gênese, a cronologia de seu desenvolvimento e uma amostragem densa de testemunhos que possam ser estratigraficamente correlacionáveis.

Por fim, deve-se ponderar a respeito da variação vertical dos proxies, o significado e a contagem dos picos na reconstituição de paleoinundações. Em relação ao significado das relações Zr/Rb e Si/Al as variações texturais indicadas podem se referir a lâminas de acreção (JONES et al., 2012), porém, a descontinuidade dos processos de sedimentação em ambientes fluviais, implicam que um mesmo pico do proxy possa referir-se a um único evento ou um conjunto de eventos, ou ainda, que entre dois picos sucessivos tenha ocorrido um hiato de sedimentação seja em função do padrão espacial da inundação ocorrida ou seja em consequência da erosão de camadas intermediárias (AALTO, ROLF et al., 2003). Além disso, mesmo em ambientes que sofrem efeitos de inundações cujas magnitudes tendem a ser contínuas, os picos dos proxies podem indicar distintas intensidades. Uma maior relação Zr/Rb deve se associar à camada com maior proporção de frações arenosas frente a finos, o que é indicativo de energia de fluxo, mas não essa não é uma afirmação tácita por si só, devendo considerar-se a espessura da camada, a quantidade de matéria orgânica, vestígios de estrutura deposicional, mineralogia da fração areia, paridade com outros testemunhos, etc. Além disso, ainda energia de fluxo tampouco é suficiente para caracterizar a magnitude do evento, pois outros fatores geomorfológicos e hidrológicos são fundamentais, como a distância do canal ativo, o arranjo com outras morfologias de convergência de fluxo, ou ainda o tipo de evento de chuva gerador podem implicar proporções texturais distintas.

A consideração de tais variabilidades, que não constituem excepcionalidades senão regras, só pode ser realizada com maior controle genético e evolutivo do ambiente de sedimentação analisado, incluindo sua representatividade no sistema fluvial estudado, e com adensamento das amostragens de testemunhos em um mesmo subsistema fluvial, incluindo calibrações duplas de datação e associações estratigráficas.

Essas considerações influenciam drasticamente na interpretação do significado dos picos de proxies e, evidentemente, na definição de um limiar que viabilize sua contagem para reconstituir paleovazões. Nesta pesquisa, adotou-se limiares estatísticos, baseados nas amostragens, para permitir a obtenção de um maior número de pico não sucessivos, presumindo, inclusive, que pico sucessivos integrariam um mesmo evento de sedimentação. Estas soluções viabilizam a contagem de eventos e indicaram suas magnitudes potenciais, porém também ressaltaram as incertezas no uso destes dados, sobretudo em contextos nos quais carecem de dados paleoclimáticos para realizar consistências cruzadas.

c) Futuras pesquisas

Estas limitações evidenciam a complexidade das questões envolvendo as inundações e ressaltam a certeza de que é fundamental prosseguir nas investigações interdisciplinares compreendendo a geomorfologia, a hidrologia, a sedimentologia, a estratigrafia, a paleohidrologia, a geoquímica e a estatística; cujas conexões, complementariedades e potencializações, pouco a pouco, tem-se reconhecido.

Esta pesquisa demonstrou as tendências das inundações do baixo Ribeira de Iguape, e indicou que as magnitudes dos eventos podem ser compreendidas e inferidas por medidas sedimentares, incluindo proporção entre frações sedimentares. Estas calibrações demonstraram-se promissoras para os locais estudados, onde, apesar da carência de sobreposição de dados históricos e dos sedimentos investigados, foi possível estabelecer associações com outras informações paleoclimáticas. Futuros estudos deverão buscar enfatizar locais em que dados observacionais estejam disponíveis e possam ser calibrados com elevados níveis de significância, viabilizando um uso por inferência mais genérico, explorando pacotes de deposição fluvial e as relações texturais do ponto de vista de elaboração das inundações extremas, o que poderá superar algumas das limitações apontadas nos parágrafos anteriores.

Ambientes com maior sobreposição de dados observados e registros sedimentológicos, possuem maior potencial para compreendermos qual a real variabilidade dos ambientes deposicionais das planícies fluviais tropicais úmidas, como se estruturam os sedimentos que dão origem e estruturam os sistemas deposicionais Holocênicos nestes ambientes; e quanto são preponderantes, umas às outras, as variáveis hidrodinâmicas que governam os fluxos de inundação.

Uma vez completamente compreendidos, reconstituições de paleoinundações baseadas em modelagens hidrodinâmicas, incluindo a não-estacionaridade dos dados, poderão integrar metodologias que permitam a aferição de eventos extremos pretéritos, sobretudo em ambientes não monitorados, para os quais dados históricos e instrumentais não estão disponíveis. Nestes locais, o mapeamento das suscetibilidades às inundações pode ser realizado e integrado a um dos elementos de gestão do risco de inundações, mas, com o agravamento dos riscos e sob o contexto de mudanças ambientais globais, é necessário avançar nas aferições de eventos extremos para complementar as informações visando correta adoção de padrões de segurança hidrológica, bem como a compreensão dos fatores que comandam as inundações.

BIBLIOGRAFIA

- AALTO, R. et al. Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/Southern Oscillation. **Nature**, v. 425, n. 6957, p. 490-3, Oct 2 2003.
- AALTO, R.; NITTROUER, C. A. 210Pb geochronology of flood events in large tropical river systems. **Philos Trans A Math Phys Eng Sci**, v. 370, n. 1966, p. 2040-74, May 13 2012.
- AB'SABER, A. N. Conhecimento sobre as flutuações climáticas do quaternário no Brasil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 6, p. 41-48, 1957.
- AB'SABER, A. N. Um Conceito de Geomorfologia a Serviço das Pesquisas sobre o Quaternário. **Geomorfologia**, v. 18, p. 1-23, 1969.
- AB'SABER, A. N. Participação da Depressão e Superfícies Aplainadas na Compartimentação do Planalto Brasileiro. **Geomorfologia**, v. 28, 1972.
- _____. **Os domínios de Natureza do Brasil**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 159 ISBN 978-85-7480-355-5.
- AB'SABER, A. N. **Ecosistemas do Brasil**. São Paulo: Metalivros, 2008. 299 ISBN 85-85371-66-8.
- ALLEN, J. R. L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, v. 5, p. 89-191, 1965.
- ALLEN, J. R. L. On Bed Forms and Palaeocurrents. **Sedimentology**, v. 6, n. 3, p. 153-190, 1966.
- _____. **Physical processes of sedimentation**. London: George Allen & Unwin Ltd., 1970. 248
- ALMEIDA, F. F. M. D. Fundamentos Geológicos do Relêvo Paulista. **Teses e Monografia**, v. 14, p. 5 - 90, 1974.
- ALMEIDA, F. F. M. D. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 3, p. 139-158, 1983.
- ALMEIDA, F. F. M. D. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-Sciences Reviews**, v. 17, n. 1, p. 1-21, 1981.
- ALVES, N. D. S. **Mapeamento hidromorfodinâmico do Complexo Fluvial de Anavilhanas, Contribuição aos estudos de Geomorfologia Fluvial de Rios Amazônicos**. 2013. 231 (PhD.). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- AMARAL, R. D.; GUTJAHR, M. R. **Desastres Naturais**. São Paulo: IG/SMA, 2015. 100 ISBN 978-85-86624-81-0.
- AMARAL, W. I. **Arquitetura em tempo – Estudo das áreas inundáveis urbanizadas de Eldorado-SP**. 2014. 87 (Master). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- AMARAL, W. I. et al. **Uso das experiências da inundaço de Agosto de 2011 no planejamento da defesa civil no municpio de Eldorado-SP**. Congresso Brasileiro sobre Desastres Naturais. Rio Claro (SP): NOAH - Ncleo Habitat sem Fronteiras: 1-9 p. 2012.

ANA. Portal HidroWeb. Brasília, Os dados disponíveis no Portal HidroWeb se referem à coleta convencional de dados hidrometeorológicos, ou seja, registros diários feitos pelos observadores e medições feitas em campo pelos técnicos em hidrologia e engenheiros hidrólogos., 2018. Disponível em: < <http://www.snirh.gov.br/hidroweb/publico/apresentacao.jsf> >. Acesso em: 02/01/2015.

ARANHA, R. D. **Estudo morfológico da bacia do Ribeirão do Baú – São Bento do Sapucaí – SP**. 2011. 149 (Dissertation). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

ARNELL, N. W. Palaeohydrology and future climate change. In: BRANSON, J.; BROWN, A. G., *et al* (Ed.). **Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology**. London: The Geological Society, v.1, 1996. cap. 3, p.19-26. ISBN 1-897799-69-1.

ARRUDA, S. T.; PEREZ, L. H.; JUNIOR, A. D. A. B. A bananicultura no Vale do Ribeira - caracterização dos sistemas. **Agricultura em São Paulo**, v. 40, n. 1, p. 1-17, 1993.

ASSINE, M. L. River avulsions on the Taquari megafan, Pantanal wetland, Brazil. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 357-371, 2005.

AYOADE, J. O. **Introdução à climatologia para os trópicos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006. 332 ISBN 85-286-0427-6.

BAKER, V. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. **Journal of Hydrology**, v. 96, p. 79-99, 1987.

_____. Geomorphological understanding of floods. **Geomorphology**, v. 10, p. 139-156, 1994.

_____. Palaeoflood hydrology in a global context. **Catena**, v. 66, n. 1-2, p. 161-168, 2006.

_____. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. **Geomorphology**, v. 101, n. 1-2, p. 1-13, 2008.

_____. Planetary geomorphology: Some historical/analytical perspectives. **Geomorphology**, v. 240, n. 1, p. 8-17, 2015.

BAKER, V. R.; KOCHER, R. C.; PATTON, P. C. **Flood Geomorphology**. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore: John Wiley and Sons, 1988. 502 ISBN 0-471-62558-2.

BAKER, V. R.; WEBB, R. H.; HOUSE, P. K. The Scientific and Societal Value of Paleoflood Hydrology. p. 1-19, 2002.

BALLESTEROS-CÁNOVAS, J. A. et al. Paleoflood discharge reconstruction in Tatra Mountain streams. **Geomorphology**, v. 272, p. 92-101, 2016.

BAYLISS, A. C.; REED, D. W. **Historical data in flood frequency estimation**. Centre for Ecology and Hydrology - Natural Environment Research Council. Oxfordshire, p.87. 2001

BEHLING, H. A high resolution Holocene pollen record from Lago do Pires, SE Brazil: vegetation, climate and fire history. **Journal of Paleolimnology**, v. 14, p. 253-268, 1995.

_____. Late Quaternary vegetational and climatic changes in Brazil. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 99, p. 143-156, 1998.

_____. South and southeast brazilian grassland during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p. 19-27, 2002.

BEHLING, H. et al. Late Quaternary vegetation and climate dynamics in the Serra da Bocaina, southeastern Brazil. **Quaternary International**, v. 161, n. 1, p. 22-31, 2007.

BENITO, G. et al. Rainfall-runoff modelling and palaeoflood hydrology applied to reconstruct centennial scale records of flooding and aquifer recharge in ungauged ephemeral rivers. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 4, p. 1185-1196, 2011.

BENITO, G. et al. Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. Review of Scientific Methods. **Natural Hazards**, v. 31, n. 3, p. 623-643, March 01 2004.

BENITO, G. et al. Past hydrological extreme events in a changing climate. **Catena**, v. 130, p. 1-2, 2015.

BENITO, G.; THORNDYCRAFT, V. R. **Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation: Methodological Guidelines**. Madrid: CSIC - Centro de Ciencias Medioambientales, 2004. 117 ISBN 84-921958-3-5.

_____. Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. **Journal of Hydrology**, v. 313, n. 1-2, p. 3-15, 2005.

BERGES, B. **Geomorfologia Urbana Histórica aplicada à análise das inundações na bacia hidrográfica do Córrego da Mooca – São Paulo /SP**. 2013. 184 (Master). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

BERNAL, J. P. et al. High-resolution Holocene South American monsoon history recorded by a speleothem from Botuverá Cave, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 450, p. 186-196, 2016.

BERTALANFFY, L. **Teoria geral dos sistemas**. Petrópolis: Vozes, 1975.

BERTUCCI, T. et al. Late Holocene palaeotemperatures and palaeoenvironments in the Southeastern Brazilian coast inferred from otolith geochemistry. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 503, p. 40-50, 2018.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. da UFSC, 2007.

BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. D. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. **International studies in the Quaternary**, v. Special Paper, p. 443-451, 1965.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvios e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16 e 17, p. 154 a 197, 1965a.

_____. Contribuições ao estudo da Formação Pariquera-Açu. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16 e 17, p. 17 a 41, 1965b.

_____. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16 e 17, p. 117 a 151, 1965c.

_____. Significado paleogeográfico e paleoclimático dos depósitos rudáceos. **Boletim Paranaense de Geografia**, v. 16 e 17, p. 7 - 16, 1965d.

BLADÉ CASTELLET, E.; CEA, L.; CORESTEIN, G. Numerical modelling of river inundations. **Ingeniería del agua**, v. 18, n. 1, p. 68, 2014.

BLADÉ, E. et al. Iber: herramienta de simulación numérica del flujo en ríos. **Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño en Ingeniería**, v. 30, n. 1, p. 1-10, 2014.

BLAIN, G. C. Cento e vinte anos de totais extremos de precipitação pluvial máxima diária em Campinas, Estado de São Paulo: análises estatísticas. **Bragantia**, v. 70, n. 3, p. 7, 2011.

BOMBARDI, R. J. et al. Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. **Climate Dynamics**, v. 42, n. 5-6, p. 1553-1568, 2013.

BOWN, T. M.; KRAUS, M. J. Integration of channel and floodplain suites, I. developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 57, n. 4, p. 587-601, 1987.

BRACKEN, L. J. et al. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. **Earth-Science Reviews**, v. 119, p. 17-34, 2013.

BRANSON, J.; BROWN, A. G.; GREGORY, K. J. **Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology**. London: The Geological Society, 1996. 266 ISBN 1-897799-69-1.

BRASIL. **Política Nacional de Defesa Civil**. NACIONAL, M. D. I. e CIVIL, S. N. D. D. Brasília: Ministério da Integração Nacional: 82 p. 2007.

BRIDGE, J. S. **Rivers and floodplain: forms, processes, and sedimentary record**. Oxford: Blackwell Science Ltd., 2003. 491 ISBN 978-0-632-6489-2.

BRUNSDEN, D. Geomorphological events and landform change. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 40, n. 3, p. 273 – 288, 1996.

BURR, D. M.; HOWARD, A. D. Introduction to the special issue: Planetary geomorphology. **Geomorphology**, v. 240, p. 1-7, 2015.

CAILLEX, A.; TRICART, J. Le problème de la classification des faits géomorphologiques. **Annales de Géographie**, v. 65, n. 349, p. 162-186, 1956.

CALVERT, S. E.; PEDERSEN, T. F. Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability in Marine Sediments: Interpretation and Application. v. 1, p. 567-644, 2007.

CANHOLI, A. P. **Drenagem urbana e controle de enchentes**. Oficina de Textos, 2005a. ISBN 9788586238437.

_____. **Drenagem urbana e controle de enchentes**. São Paulo: Oficina de Textos, 2005b. 302 ISBN 978-85-86238-43-7.

CARVALHO, D. L. R. D. **Indicadores geomorfológicos de mudanças ambientais no sistema fluvial do Alto Tietê, município de São Paulo: Pesquisa documental.** 2006. 140 (Master). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

CEA, L.; VÁZQUEZ-CENDÓN, M. E.; PUERTAS, J. El método de volúmenes finitos aplicado a problemas de ingeniería fluvial y costera. **La Gaceta de la RSME**, v. 12, n. 1, p. 71-93, 2009.

CELARINO, A. L. D. S.; LADEIRA, F. S. B. How fast are soil-forming processes in Quaternary sediments of a tropical floodplain? A case study in southeast Brazil. **Catena**, v. 156, p. 263-280, 2017.

CENAD. **Anuário brasileiro de desastres naturais: 2013.** NACIONAL, M. D. I.; CIVIL, S. N. D. P. E. D., et al. Brasília: Ministério da Integração Nacional: 105 p. 2014.

CEPAGRI. Clima dos municípios paulistas: a classificação climática de Koeppen para o Estado de São Paulo. Campinas, p. CEPAGRI Meteorologia Unicamp. Centro de Pesquisas Meteorológicas e Climáticas Aplicadas a Agricultura., 2015. Disponível em: < <https://orion.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html> >. Acesso em: 03/21/2018.

CGG. **Exploração do Rio Ribeira de Iguape.** AGRICULTURA, S. D. São Paulo: Typographia Brazil de Rothschild & Co. 1914.

CHAKRAVARTI, I. M.; LAHA, R. G.; ROY, J. **Handbook of Methods of Applied Statistics. Volume I: Techniques of Computation.** New York: John Wiley and Sons, 1967.

CHEN, J. et al. Zr/Rb ratio in the Chinese loess sequences and its implication for changes in the East Asian winter monsoon strength. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 70, n. 6, p. 1471-1482, 2006.

CHORLEY, R. J. **Water, Earth and Man.** London: Methuen young books, 1969. 608 ISBN 978-0416120301.

_____. Geomorphology and general systems theory. **U.S. Geological Survey Prof. Paper**, v. 500b, p. B1-B10, 1971.

CHORLEY, R. J.; SCHUMM, S. A.; SUGDEN, D. E. **Geomorphology.** New York: Methuen, 1984. ISBN 0 416 32590 4.

CHOW, V. T. **Open Channel Hydraulics.** New York, St Louis, San Francisco, Tokyo, Toronto, etc.: McGraw-Hill Book Company, INC. Kogakusha Company, LTD, 1959. 350

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** São Paulo: Ed. Edgar Blücher, 1974.

_____. **Geomorfologia Fluvial: Volume 1.** São Paulo: Ed. Edgar Blücher, 1981.

COLTRINARI, L. Um exemplo de carta geomorfológica de detalhe: a carta do Médio Vale do Rio Parateí, SP (1:25.000). **Revista do Departamento de Geografia**, v. 1, p. 55-63, 1982.

COLTRINARI, L. Cartografia geomorfológica detalhada: a representação gráfica do relevo entre 1950-1970. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 121 a 130, 2011.

CORELLA, J. P. et al. Recent evolution of Lake Arreo, northern Spain: influences of land use change and climate. **Journal of Paleolimnology**, v. 46, n. 3, p. 469-485, 2010.

CORELLA, J. P. et al. The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). **Quaternary Research**, v. 78, n. 02, p. 323-332, 2017.

CORREDEIRA, C.; ARAÚJO, M. F.; JOUANNEAU, J.-M. Copper, zinc and lead impact in SW Iberian shelf sediments: An assessment of recent historical changes in Guadiana river basin. **Geochemical Journal**, v. 42, p. 319-329, 2008.

COSTA, J. E. Holocene stratigraphy in flood frequency analysis. **Water Resources Research**, v. 14, n. 4, p. 626-632, 1978.

COSTA, J. E. A History of Paleoflood Hydrology in the United States, 1800-1970. p. 49-53, 2013.

CPLA/SMA. **Mapeamento Temático de Cobertura da Terra do Estado de São Paulo, 2013**. 1. 1. São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente: Mapeamento Temático de Cobertura da Terra do Estado de São Paulo, 2013, com base em imagens do satélite Landsat TM 5 do ano de 2010, na escala 1:100.000. Elaborado, editado e publicado pela Coordenadoria de Planejamento Ambiental (CPLA) e Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo. p. 2013.

CPRM. **Mapa Geológico 1:100.000, Folha SG-22-X-B-VI, Eldorado Paulista**. 1. Rio de Janeiro: CPRM – Serviço Geológico do Brasil 2013.

_____. **Mapa Geológico 1:100.000, Folha SG-23-V-A-I, Registro**. 1. Rio de Janeiro: CPRM - Serviço Geológico do Brasil 2014.

_____. GEOBANK – Banco de dados geoespaciais da CPRM. Rio de Janeiro, p. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2016. Disponível em: < <http://geobank.cprm.gov.br/> >. Acesso em: 01/05.

CPTEC. Boletim Climanálise. São José dos Campos, 2018. Disponível em: < <http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim> >.

CRED; GUHA-SAPIR, D. EM-DAT - The International Disaster Database., Brussels, p. EM-DAT provides an objective basis for vulnerability assessment and rational decision-making in disaster situations. For example, it helps policymakers identify the disaster types that are most common in a given country and that have had significant historical impacts on human populations., 2018. Disponível em: < <https://www.emdat.be> >. Acesso em: 07/17/2018.

CRICKMAY, C. H. **The work of the River**. London: The Macmillan Press LTD, 1974. 270 ISBN 333-17840-8.

CROUDACE, I. W.; ROTHWELL, R. G. **Micro-XRF studies of sediment cores. Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences**. Kingston: Springer, 2015. 668 ISBN 978-94-017-9849-5.

CRUTZEN, P. J. Geology of mankind. **Nature**, v. 415, n. 6867, p. 23, 2002.

CRUZ, F. W. et al. Evidence of rainfall variations in Southern Brazil from trace element ratios (Mg/Ca and Sr/Ca) in a Late Pleistocene stalagmite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 71, n. 9, p. 2250-2263, 2007.

CRUZ, O. Alguns conhecimentos básicos para a fotointerpretação. **Aerofotogrametria**, v. 25, p. 1-13, 1981.

CUNHA, F. G. D. **Contaminação humana e ambiental por chumbo no Vale do Ribeira, nos Estados de São Paulo e Paraná, Brasil**. 2003. 111 (PhD). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas.

D'ORLAN, L. **Minas de Chumbo de Iporanga - Província de S. Paulo**. PAULO), S. J. J. F. T. P. D. P. D. S. Iporanga: 8 p. 1837.

DAEE. **Bacia hidrográfica do Rio Ribeira de Iguape. Plano de ação para controle de inundações e diretrizes para o desenvolvimento do Vale**. Departamento de Águas e Energia Elétrica. Registro, p.66. 1998

_____. **Ribeira do Iguape. Águas e Energia Elétrica**. São Paulo: DAEE - Departamento de Águas e Energia Elétrica: 55-66 p. 1999.

_____. Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos
Banco de Dados Hidrológicos. São Paulo, p. Dados sistematizados e consistidos pelo CTH - Centro de Tecnologia Hidráulica
Financiamento Fehidro
Secretaria de Saneamento e Recursos Hídricos, 04/02/2018 2018. Disponível em: < <http://www.hidrologia.daee.sp.gov.br/> >.

DAEE/CTH-USP. **Precipitações Intensas no Estado de São Paulo**. ELÉTRICA, D.-D. D. Á. E. E. São Paulo: DAEE - Dep. de Águas e Energia Elétrica / CTH - Centro de Tecnologia Hidráulica-USP: 246 p. 2014.

DAEE/EP-USP. **Equações de chuvas intensas do Estado de São Paulo**. ELÉTRICA, D.-D. D. Á. E. E. São Paulo: DAEE - Dep. de Águas e Energia Elétrica / Escola Politécnica da USP: 125 p. 1997.

DE BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Neoproterozoic evolution of the basement of the South-American platform. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 72-89, 2013.

DE MAHIQUES, M. M. et al. A high-resolution Holocene record on the Southern Brazilian shelf: Paleoenvironmental implications. **Quaternary International**, v. 206, n. 1-2, p. 52-61, 2009.

DEMEK, J. **Manual of detailed geomorphological mapping**. Prague: Czechoslovak Academio Sciences, IGU, 1972. 200

DIAS, M. A. F. S. et al. Changes in extreme dailly rainfall for São Paulo, Brazil. **Climatic CHange**, v. 116, p. 705-722, 2013.

DÍEZ-HERRERO, A.; LAIN-HUERTA, L.; LLORENTE-ISIDRO, M. **A handbook on Flood Hazard Mapping Methodologies**. Madrid: Geological Survey of Spain, 2009. 190 ISBN 978-84-7840-813-9.

DOUGLAS, I. **The urban environment**. London: Edward Arnold, 1983. 225

DOUGLAS, I.; SPENCER, T. **Environmental change and tropical geomorphology**. London: George Allen & Unwin, 1985. 378 ISBN 0-04-551074-1.

DRENATEC. **Isoietas, 1:250.000**. São Paulo: Drenatec: Áreas fatiadas por isoietas (calculadas por chuva média anual). Rel Situação dos Recursos Hídricos 2007/Drenatec. Digitalização Fábio Oliveira p. 2007.

DREW, D. **Processos Interativos Homem - Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil LTDA., 1983. 220 ISBN 978-85-286-0426-9.

DYPVIK, H.; HARRIS, N. B. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr/Rb)/Sr ratios. **Chemical Geology**, v. 181, p. 131-146, 2001.

EIRADO, L. G. D.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H. D. Os terrenos tectônicos da Faixa Ribeira da Serra da Bocaina e na Baía da Ilha Grande, Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 3, p. 426-436, 2006.

ELORZA, M. G. **Geomorfología**. Madrid: Pearson Education, 2008. 898 ISBN 8483223899.

EMPLASA. **Projeto Mapeia São Paulo: Fotografias aéreas e ortofotos**. EMLASA - EMPRESA PAULISTA DE PLANEJAMENTO METROPOLITANO S/A. São Paulo: Emplasa - Sistema de Compartilhamento de Dados 2010/2011.

ERSKINE, W. Alluvial cutoffs as indicators of former channel conditions. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 17, p. 23-37, 1992.

FALEIROS, F. M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto Turvo (SP,PR)**. 2008. 306 (PhD). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

FALEIROS, F. M.; PAVAN, M. **Geologia e recursos minerais da folha Eldorado Paulista - SG.22-X-B-VI, estado de São Paulo, Escala 1:100.000**. Programa Geologia do Brasil (PGB). Integração e Difusão de Dados de Geologia do Brasil. São Paulo: Ministério de Minas e Energia
Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral
CPRM - Serviço Geológico do Brasil
Diretoria de Geologia e Recursos Minerais
Departamento de Geologia
Superintendência Regional de São Paulo, 2013. 128 ISBN 978-85-7499-174-0.

FF. **Plano de Manejo da Área de Proteção Ambiental Várzeas do Rio Tietê**. FLORESTAL, F.-F.; AMBIENTE, S. D. E. D. M., *et al.* São Paulo: Fundação Florestal. 3: 17-20 p. 2013.

FOULDS, S. A. et al. Geomorphological records of extreme floods and their relationship to decadal-scale climate change. **Geomorphology**, v. 216, p. 193-207, 2014.

FRANCES, F.; SALAS, J. D.; BOES, D. C. Flood frequency analysis with systematic and historical or paleoflood data based on the two-parameter general extreme value models. **Water Resources Research**, v. 30, n. 6, p. 1653-1664, 1994.

GALVANI, E. Estatística Descritiva em Sala de Aula. In: VENTURI, L. A. B. O. (Ed.). **Geografia: práticas de campo, laboratório e sala de aula**. São Paulo: Ed. Sarandi, 2011.

GIMHA. **AFINS_2.0**. Valencia: Universitat Politècnica de València: GIMHA - Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental
AFINS - Análisis de la frecuencia de extremos hidrológicos (caudal o lluvia), en un punto y utilizando información sistemática y/o no sistemática y con las hipótesis de estacionaridad e independencia de la muestra observada. p. 2015.

GLASER, R.; STANGL, H. Historical floods in the Dutch Rhine Delta. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 3, p. 605–613, 2003.

GOUDIE, A. **The changing earth. Rates of geomorphological processes**. Oxford: Blackwell, 1995.

GOUDIE, A. **Encyclopedia of geomorphology**. London and New York: Routledge Taylor & Francis Group, 2004. 1202 ISBN 0–415–32737–7

GREGORY, K. J.; HERGET, J.; BENITO, G. Hydrological Extreme events in historic and prehistoric times. **Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementary Issues**, v. 59, n. 3, p. 1–13, 2015.

GREGORY, K. J.; WALLING, D. E. **Human activity and environmental process**. 1: John Wiley a& Sons LTD, 1987. 466 ISBN 0-471-91213-1.

GRIGOROWITSCHS, H. **Estudo das propriedades hidromórficas de solos e depósitos no setor inferior de vertentes e em fundos de vale na Alta Bacia Hidrográfica do Rio Cotia / Planalto de Ibiúna**. 2013. 227 (Master). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

GRIM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern south america associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.

GUIMARÃES, V. **Resíduos de mineração e metalurgia: efeitos poluidores em sedimentos e em espécie biomonitora Rio Ribeira de Iguape - SP**. 2007. 160 (PhD). Programa de Pós-graduação em Geoquímica e Geotectônica
Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

GUPTA, A. High-magnitude floods and stream channel response. **International Association of Sedimentologists**, v. Special Publication, n. 6, p. 219-227, 1983.

_____. Magnitude, frequency and special factors affecting channel form and processes in the seasonal tropics. In: COSTA, J. E.; MILLER, A. J., *et al* (Ed.). **Natural and anthropogenic influences in fluvial geomorfology**. Washington (DC): American Geophysical Union, 1995. cap. 8, p.125-136.

GURNELL, A.; LEE, M.; SOUCH, C. Urban Rivers: Hydrology, Geomorphology, Ecology and Opportunities for Change. **Geography Compass**, v. 1, n. 5, p. 1118–1137, 2007.

GURNELL, A. M.; PEIRY, H.-L.; PETTS, G. E. Using Historical Data in Fluvial Geomorphology. In: KONDOLF, M. G. e PIÉGAY, H. (Ed.). **Tools in fluvial geomorphology**. London: John Wiley & Sons, v.1, 2003. cap. 4, p.77-101. ISBN 0-471-49142-X.

GUSTAVSSON, M.; KOLSTRUP, E.; SEIJMONSBERGEN, A. C. A new symbol-and-GIS based detailed geomorphological mapping system: Renewal of a scientific discipline for understanding landscape development. **Geomorphology**, v. 77, n. 1-2, p. 90-111, 2006.

GUSTAVSSON, M.; SEIJMONSBERGEN, A. C.; KOLSTRUP, E. Structure and contents of a new geomorphological GIS database linked to a geomorphological map — With an example from Liden, central Sweden. **Geomorphology**, v. 95, n. 3-4, p. 335-349, 2008.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **U.S. Geological Survey**, v. 258-A, p. 18, 1960.

HART, M. G. **Geomorphology: Pure and Applied**. London: George Allen & Unwin, 1986. 226

HAYDEN, R. S. Geomorphological Mapping. In: SHORT, N. M. e BLAIDR JR, R. W. (Ed.). **Geomorphology from space. A global overview of regional landforms**. Washington DC: NASA, v.1, 1986. p.637-656. ISBN 978-9998281073.

HCWRC, H. C. W. R. C.-. **Guidelines for determining flood flow frequency**: U.S. Water Resources Council 1981.

HEILBRON, M. et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.;BARTORELLI, A., *et al* (Ed.). **Geologia do Continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Limitada, 2004. cap. XIII, p.203-234. ISBN 8587256459.

HENNEKAM, R.; DE LANGE, G. X-ray fluorescence core scanning of wet marine sediments: methods to improve quality and reproducibility of high-resolution paleoenvironmental records. **Limnology and Oceanography: Methods**, v. 10, n. 12, p. 991-1003, 2012.

HOOKE, J. M. River channel adjustment to meander cutoffs on the River Bollin and River Dane, northwest England. **Geomorphology**, v. 14, p. 235-253, 1995.

_____. Variations in flood magnitude–effect relations and the implications for flood risk assessment and river management. **Geomorphology**, v. 251, p. 91-107, 2015.

HOSKING, J. R. M.; WALLIS, J. R. Paleoflood Hydrology and Flood Frequency Analysis. **Water Resources Research**, v. 22, n. 4, p. 543-550, 1986.

HU, G. et al. Hydrological studies of the historical and palaeoflood events on the middle Yihe River, China. **Geomorphology**, v. 274, p. 152-161, 2016.

IAC. **Mapa de Solos**. Campinas: IAC - Instituto Agrônômico de Campinas: Levantamento de reconhecimento com detalhes dos solos da região do Ribeira de Iguape no Estado de São Paulo. Escala 1:250.000. Mapa de solos com unidades na classificação antiga, da Soc. Brasileira de Ciência de Solo. p. 1999.

IF-SP. **Inventário Florestal 2010**. 1. 1. São Paulo: SMA/SP: Apresenta a distribuição dos remanescentes de vegetação natural existentes no estado de São Paulo, classificados por fitofisionomia. Mapeamento realizado com imagens de satélite 2008 e 2009, escala de interpretação 1:25.000. p. 2010.

IGC. **Modelo Digital de Terreno (MDT) hidroforçado para o Estado de São Paulo, resolução reamostrada 1m**. IGC- INSTITUTO GEOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO DO ESTADO DE SÃO PAULO. São Paulo: IGC 2010/2011.

_____. **Bases cartográficas oficiais digitais**. IGC – INSTITUTO GEOGRÁFICO E CARTOGRÁFICO DO ESTADO DE SÃO PAULO. São Paulo: IGC 2015.

IGREJA MATRIZ DE XIRIRICA. **Livro do Tombo de Xiririca 1813-1898**. Registro: Mitra Diocesana de Registro, 1940.

IPARDES. Base de Dados do Estado - BDEweb. Curitiba, p. Ipar-des - Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social, 2013. Disponível em: < <http://www.ipardes.pr.gov.br/imp/index.php> >.

IPT. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. SÉRIE MONOGRAFIAS, V., 2. São Paulo: IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo 1981.

JOHNSON, V. G.; PETERSON, R. E.; OLSEN, K. B. Heavy metal transport and behavior in the lower Columbia River, USA. **Environ Monit Assess**, v. 110, n. 1-3, p. 271-89, Nov 2005.

JOLY, F. Point de vue sur la geomorphologie. **Annales de Géographie**, v. 86, n. 477, p. 522-541, 1977.

JONES, A. F.; MACKLIN, M. G.; BENITO, G. Meta-analysis of Holocene fluvial sedimentary archives: A methodological primer. **Catena**, v. 130, p. 3-12, 2015.

JONES, A. F.; MACKLIN, M. G.; BREWER, P. A. A geochemical record of flooding on the upper River Severn, UK, during the last 3750years. **Geomorphology**, v. 179, p. 89-105, 2012.

JUNIOR, F. W. D. C. **Estudo paleoclimatico e paleoambiental a partir de registros geoquímicos quaternários em espeleotemas das regiões de Iporanga (SP) e Botuverá (SC)**. 2003. 172 (PhD). Insituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

JUNIOR, J. F. E. et al. Guidelines for determing Flood Flow Frequency Bulletin 17C. **Techniques and Methods 4-BXX**, Virginia, 2015. Acesso em: 03/19/2018.

KIDSON, R.; RICHARDS, K. Flood frequency analysis: assumptions and alternatives. **Progress in Physical Geography**, v. 29, n. 3, p. 392-410, 2005.

KIM, S.-H.; TANAKA, Y. Palaeoflood records of the last three centuries from the Pyeongchang and Dong rivers, South Korea. **Geomorphology**, v. 290, p. 211-221, 2017.

KNIGHTON, A. D. **Fluvial forms and process: a new perspective**. London: Arnold, 1998. 383

KNOX, J. C. Responses of floods to Holocene climatic change in the Upper Mississippi Valley. **Quaternary Research**, v. 23, n. 3, p. 287-300, 1985.

_____. Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. **Nature**, v. 361, n. 6411, p. 430-432, 1993.

KOHLER, H. C. A Escala na Análise Geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 3, n. 1, p. 21-31, 2002.

LANG, M. et al. Methological guide for palaeoflood and historical peak discharge estimation. In: BENITO, G. e THORNDYCRAFT, V. R. (Ed.). **Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation**. Madrid: CSIC - Centro de Ciencias Medioambientales, 2004. cap. 4, p.43-54.

LATRUBESSE, E. M.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, p. 241-257, 2002.

_____. The late Quaternary evolution of the Negro River, Amazon, Brazil: Implications for island and floodplain formation in large anabranching tropical systems. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 372-397, 2005.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, A. Grandes sistemas fluviais tropicais: uma visão geral. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, p. 1-18, 2005a.

LATRUBESSE, E. M.; STEVAUX, J. C.; SINHA, R. Tropical rivers. **Geomorphology**, v. 70, n. 3-4, p. 187-206, 2005b.

LECHNER, A. Palaeohydrologic conditions and geomorphic processes during the Postglacial in the Palatine Upper Rhine river floodplain. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 53, n. 2, p. 217-245, 2009.

LEDRU, M.-P. et al. The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 123, p. 239-257, 1996.

LELI, I. T.; STEVAUX, J. C.; ASSINE, M. L. Genesis and sedimentary record of blind channel and islands of the anabranching river: An evolution model. **Geomorphology**, v. 302, p. 35-45, 2018.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. **River channel patterns - braided, meandering, and straight**. U.S. Geological Survey. Washington, D.C., p.39-85. 1957

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. River Meanders. **Geological Society of America Bulletin**, v. 71, n. 6, p. 769, 1960.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco: W. H. Freeman & Co., 1964. 531 ISBN 9780486685885.

LIMA, N. G. B. D. **Interação dos atributos climáticos nos manguezais do litoral sul de São Paulo e sua relação com os controles climáticos**. 2014. 313 (PhD). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

LOPES JR, I. **Atlas geoquímico do Vale do Ribeira: geoquímica dos sedimentos ativos de corrente**. São Paulo: CPRM, 2007. 79

LÖWEMARK, L. et al. Normalizing XRF-scanner data: A cautionary note on the interpretation of high-resolution records from organic-rich lakes. **Journal of Asian Earth Sciences**, v. 40, n. 6, p. 1250-1256, 2011.

LU, X.; MATSUMOTO, E. How to cut a sediment core for ²¹⁰Pb geochronology: a supplement. **Environmental Geology**, v. 49, n. 2, p. 251-252, 2005.

LUZ, R. A. D. **Geomorfologia da Planície Fluvial do Rio Pinheiros entre os Bairros de Pinheiros, Butantã e Cidade Jardim, São Paulo (SP)**. 2010. 108 (Master). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. **Mudanças na planície fluvial do rio Pinheiros, São Paulo (SP), ao longo do processo de urbanização**. 2015. 246 (Doutorado). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

LUZ, R. A. D.; RODRIGUES, C. Anthropogenic changes in urbanised hydromorphological systems in a humid tropical environmen: Rlver Pinheiros, São Paulo, Brazil. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 59, p. 109-135, 2015.

MACEDO, A. B. et al. **Relatório sintético de situação da Bacia do Ribeira – SP/PR ano-base 2004-2014**. CBH-RB Comitê da Bacia Hidrográfica do Ribeira de Iguape e Litoral Sul. Registro, p.57. 2015

MACHADO, M. J. et al. Historical palaeohydrology and landscape resilience of a Mediterranean rambla (Castellón, NE Spain): Floods and people. **Quaternary Science Reviews**, v. 171, p. 182-198, 2017.

MAHIQUES, M. M. D. et al. 150 years of anthropogenic metal input in a Biosphere Reserve: the case study of the Cananéia-Iguape coastal system, Southeastern Brazil. **Environmental Earth Sciences**, v. 68, n. 4, p. 1073-1087, 2012.

MARCHANT, R.; HOOGHIESTR, H. Rapid environmental change in African and South American tropics around 4000 years before present: a review. **Earth-Science Reviews**, v. 66, n. 3-4, p. 217-260, 2004.

MARENGO, J. A. Water and climate change. **Estudos Avançados**, v. 22, n. 63, p. 83-96, 2008.

MATTHIESEN, M. L.; BOTEON, M. **Análise dos Principais Pólos Produtores de Banana no Brasil**. XLI Sober. USP, C. D. E. A. E. A. Piracicaba 2003.

MCGLUE, M. M. et al. Lacustrine records of Holocene flood pulse dynamics in the Upper Paraguay River watershed (Pantanal wetlands, Brazil). **Quaternary Research**, v. 78, n. 02, p. 285-294, 2012.

MELLO, M. S. E. A. Definição da Formação Eldorado. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 6, n. 3, p. 327-330, 1994.

MELO, M. S. D. **Formacao Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectonica e geomorfogênese**. 1990. (Master). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MELO, M. S. D.; FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Evolução tectono-sedimentar Cenozóica do Baixo Vale do Rio Ribeira do Iguape, SP., XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, 1990. Natal (RN). SBG - Sociedade Brasileira de Geociências. p.2250-2255.

MELO, M. S. D. et al. Formação Sete Barras - Unidade sedimentar pré-Pariquera-Açu no Vale do Ribeira do Iguape, SP., Simpósio de Geologia do Sudeste, 1989. Rio de Janeiro (RJ). SBG - Sociedade Brasileira de Geologia. p.107-108.

MELO, M. S. D. et al. O graben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira do Iguape, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, n. 1, p. 260-262, 1989.

MELO, M. S. D. et al. Níveis de Terraços Fluviais do Baixo Ribeira do Iguape (SP): A Formação Eldorado. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 66, n. 3, p. 319-330, 1994.

MENG, J. et al. Detrital phosphorus as a proxy of flooding events in the Changjiang River Basin. **Sci Total Environ**, v. 517, p. 22-30, Jun 1 2015.

MESCERJAKOV, J. P. Les concepts de morphostructure et de morphosculpture, un nouvel instrument de l'analyse géomorphologique. **Annales de Géographie**, v. 77, n. 423, p. 539-552, 1968.

MIALL, A. D. **Fluvial Sedimentology**. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, 1978. 859 ISBN 0-920230-03-2.

_____. **The geology of fluvial deposits**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1996. 582 ISBN 978-3-662-03237-4.

MIRANDA, E. E. D. C. Brasil em Relevo. Campinas, 2008. Disponível em: <
<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>.

MONTEIRO, C. A. D. F. **A dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo: estudo geográfico sob forma de Atlas**. São Paulo: Instituto de Geografia
 Universidade de São Paulo, 1973. 130

MORAIS, E. S. D. et al. Floodplain evolution in a confluence zone: Paraná and Ivaí rivers, Brazil. **Geomorphology**, v. 257, p. 1-9, 2016.

MOREIRA, S. et al. High resolution geochemical and grain-size analysis of the AD 1755 tsunami deposit: Insights into the inland extent and inundation phases. **Marine Geology**, v. 390, p. 94-105, 2017.

MORISAWA, M. **Rivers Form and Process**. New York: Longman, 1985. 222 ISBN 0-582-48982-2.

MOROZ-CACCIA GOUVEIA, I. C. **Da originalidade do sítio urbano de São Paulo às formas antrópicas: aplicação da abordagem da Geomorfologia Antropogênica na Bacia Hidrográfica do Rio Tamanduateí, na Região Metropolitana de São Paulo**. 2010. 363 (PhD). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

MURRAY, A. S.; WINTLE, A. G. Luminescence dating of quartz using an improved singlealiquot regenerative-dose protocol. **Radiation Measurements**, v. 32, p. 57-73, 2000.

NAGHETTINI, M.; PINTO, É. J. D. A. **Hidrologia Estatística**. Belo Horizonte: CPRM - Serviço Geológico do Brasil
 Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral
 Ministério de Minas e Energia, 2007. 552 ISBN 978-85-7499-023-1.

NANSON, G. C. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. **Sedimentology**, v. 27, n. 1, p. 3-29, 1980.

NANSON, G. C.; BEACH, H. F. Forest succession and sedimentation on a meandering-river floodplain, northeast British Columbia, Canada. **Journal of Biogeography**, v. 4, p. 229-251, 1977.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology**, v. 4, n. 6, p. 459-486, 1992.

NELSON, M. S. et al. User Guide for Luminescence Sampling in Archaeological and Geological Contexts. **Advances in Archaeological Practice**, v. 3, n. 02, p. 166-177, 2017.

NICHOLS, G. **Sedimentology and stratigraphy**. 2nd. Oxford: Wiley-Blackwell, 2009. 431 ISBN 978-1-4051-3592-4.

NOAA. Cold & Warm Episodes by Season. Maryland, p. CPC delivers real-time products and information that predict and describe climate variations on timescales from weeks to years thereby promoting effective management of climate risk and a climate-resilient society, 2018. Disponível em: <
http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php>.

NOVELLO, V. F. et al. Two Millennia of South Atlantic Convergence Zone Variability Reconstructed From Isotopic Proxies. **Geophysical Research Letters**, v. 45, p. 5045–5051, 2018.

NOVELLO, V. F. et al. A high-resolution history of the South American Monsoon from Last Glacial Maximum to the Holocene. **Sci Rep**, v. 7, p. 44267, Mar 10 2017.

OMENGO, F. O. et al. Sediment deposition patterns in a tropical floodplain, Tana River, Kenya. **Catena**, v. 143, p. 57-69, 2016.

ÖN, Z. B. et al. Climate proxies for the last 17.3 ka from Lake Hazar (Eastern Anatolia), extracted by independent component analysis of μ -XRF data. **Quaternary International**, 2017.

OSU. Streamflow Evaluations for Watershed Restoration Planning and Design. Oregon, p. OSU - Oregon State University, 2005 2005. Disponível em: < <http://streamflow.engr.oregonstate.edu/index.htm> >. Acesso em: 03/19/2018.

PAGE, K. J.; NANSON, G. C. Stratigraphic architecture resulting from Late Quaternary evolution of the Riverine Plain, south-eastern Australia. **Sedimentology**, v. 43, p. 927-945, 1996.

PANAPANÁ. **Plano da Bacia Hidrográfica Ribeira de Iguape e Litoral Sul**. PANAPANÁ Informação e Educação CBH-RB/Governo do Estado de São Paulo/Fehidro/Fundag. Registro, p.436. 2016

PARKER, A. G. et al. Late Holocene geoarchaeological investigation of the Middle Thames floodplain at Dorney, Buckinghamshire, UK: An evaluation of the Bronze Age, Iron Age, Roman and Saxon landscapes. **Geomorphology**, v. 101, n. 3, p. 471-483, 2008.

PATTON, P. C. Measuring the Rivers of the Past: A History of Fluvial Paleohydrology. p. 55-67, 2013.

PEAKALL, J.; ASHWORTH, P. J.; BEST, J. L. Meander-Bend Evolution, Alluvial Architecture, and the Role of Cohesion in Sinuous River Channels: A Flume Study. **Journal of Sedimentary Research**, v. 77, n. 3, p. 197-212, 2007.

PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. **Caracterização de eventos de enchentes na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala**. . XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Foz do Iguaçu (PR): SBMET - Sociedade Brasileira de Meteorologia. 12 2002.

PEREIRA, M. F. S. et al. Ciclagem do carbono do solo nos sistemas de plantio direto e convencional. **AGROPECUÁRIA CIENTÍFICA NO SEMIÁRIDO**, v. 9, n. 2, p. 21-32, 2013.

PINTO, M. A. M. **Eldorado: 250 anos de história**. Iguape: Siset ind. e com. Ltda, 2007. 126

PUPIM, F. D. N. **Geomorfologia e paleo-hidrologia dos megaleques dos rios Cuiabá e São Lourenço, Quaternário da Bacia do Pantanal**. 2014. 121 (PhD). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Julio de Mesquita Filho, Rio Claro.

QUEIROZ, M. M. F. D.; CHAUDHRY, F. H. Análise de eventos hidrológicos extremos, usando-se a distribuição GEV e momentos LH. **R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental**, v. 10, n. 2, p. 381-389, 2006.

QUEIROZ NETO, J. P.; JOURNAUX, A. **Estudo e Cartografia de Formações Superficiais e suas Aplicações em regiões Tropicais**. Colóquio Interdisciplinar Franco-Brasileiro. Universidade de São Paulo, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciência Humanas, Departamento de Geografia, São Paulo: Departamento de Geografia. 1 1978.

REBOITA, M. S. et al. REGIMES DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: UMA REVISÃO BIBLIOGRÁFICA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185-204, 2010.

REIMER, P. J. et al. Selection and treatment of data for radiocarbon calibration: an update to the international calibration (INTCAL) criteria. **Radiocarbon**, v. 55, n. 4, p. 1923-1945, 2013.

RETALLACK, G. J. **Soils of the past: an introduction to paleopedology**. Oxford: Backwell Science Ltd., 2001. ISBN 0-632-05376-3.

RHOADS, B. L.; THORN, C. E. The role and character of Theory in Geomorphology. In: GREGORY, K. J. e GOUDIE, A. S. (Ed.). **The SAGE handbook of Geomorphology**. London: MPG Books Group, v.1, 2011. p.59-77.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. 256 (PhD). Departamento de Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo.

RICHTER, T. O. et al. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 267, n. 1, p. 39-50, 2006.

RIGHETTO, A. M. **Hidrologia e Recursos Hídricos**. Primeira edição. São Carlos: Escola de Engenharia de São Carlos - USP, 1998. 819

RODRIGUES, C. **Geomorfologia Aplicada: Avaliação de experiências e de instrumentos de planejamento físico-territorial e ambiental brasileiros**. 1997. (PhD). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. **On anthropogeomorfology**. Conferência Regional de Geomorfologia. Rio de Janeiro 1999.

_____. A urbanização da metrópole sob a perspectiva da Geomorfologia: tributo a leitura geográficas. In: CARLOS, A. F. A. E. O., A. U. (Ed.). **Geografias de São Paulo: Representações e crise da metrópole**. São Paulo: Ed. Contexto, v.1, 2004. p.89-114.

_____. Avaliação do impacto humano da urbanização em sistemas hidromorfológicos. **Revista do Departamento de Geografia**, n. 20, p. 111-125, 2010.

_____. Atributos ambientais no ordenamento territorial urbano: o exemplo das planícies fluviais na metrópole de São Paulo. **GEOUSP**, v. 19, n. 2, p. 325-348, 2015a.

_____. X Encontro Nacional da Anpege. Diversidade da geografia brasileira: escalas e dimensões da análise e da ação, 2015b. Presidente Prudente. Anpege.

_____. **Intervenções Antrópicas e Efeitos Hidromorfodinâmicos em Sistemas Fluviais Urbanizados de São Paulo em Tempos de Mudanças Climáticas - Fase 3**. DG/USP CNPQ. São Paulo, p.35. 2018. (09/2018)

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 6, n. 1, p. 17-29, 1992.

_____. A Morfogênese da bacia do Ribeira do Iguape e os sistemas ambientais. **GEOUSP**, n. 12, p. 21-46, 2002.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do estado de São Paulo, 1:500.000**. 1. São Paulo: Laboratório de Geomorfologia, Departamento de Geografia, FFLCHUSP/IPT/FAPESP: Vols. I e II p. 1997.

SABARIS, T. D. P. P. **O método geocronológico do Pb-210 aplicado no estudo da taxa de sedimentação em uma porção da bacia do rio Atibaia (SP)**. 2010. 172 (PhD). Geologia Regional, Universidade Estadual Paulista "Julio de Mesquita Filho", Rio Claro.

SAIA, S. E. M. G. **Reconstrução paleoambiental (vegetação e clima) no Quaternário tardio com base em estudo multi/interdisciplinar no Vale do Ribeira (sul do estado de São Paulo)**. 2006. 119 (Phd). Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

SAISP. Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo. São Paulo, p. O Sistema de Alerta a Inundações de São Paulo (SAISP), operado pela Fundação Centro Tecnológico de Hidráulica (FCTH), gera a cada cinco minutos boletins sobre as chuvas e suas consequências na cidade de São Paulo.

Disponibiliza dados das redes telemétricas operantes no Estado de São Paulo, dentre as quais a rede telemétrica do Vale do Ribeira, 2018. Disponível em: < <https://www.saisp.br/geral/logon.jsp?userid=Publico> >.

SAKUMA, A. M. et al. Arsenic exposure assessment of children living in a lead mining area in Southeastern Brazil. **Cad. Saúde Pública**, v. 26, n. 2, p. 391-398, 2010.

SALLUN, A. E. M. et al. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 2, p. 402-413, 2007.

SANT'ANNA NETO, J. L. **As chuvas no Estado de São Paulo: contribuição ao estudo da variabilidade e tendência da pluviosidade na perspectiva da análise geográfica**. 1995. Departamento de Geografia, Univesidade de São Paulo, São Paulo.

SANTANA, C. L. **Geomorfologia da Planície Fluvial do Rio Ribeira de Iguape entre Sete Barras e Eldorado (SP): Subsídios ao planejamento físico-territorial de áreas inundáveis**. 2008. 282 (Metrado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Departamento de Geografia., Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANTOS, R. D. D. et al. **Manual de descrição e coleta de solos no campo**. Viçosa: SBCS - Sociedade Brasileira de Ciência de Solo Embrapa - Centro Nacional de Pesquisa de Solos, 2005.

SANTOS, V. C. D.; STEVAUX, J. C. Processos Fluviais E Morfologia Em Confluências De Canais: Uma Revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 1, 2017.

SCHNURRENBERGER, D.; RUSSELL, J.; KELTS, K. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. **Journal of Paleolimnology**, v. 29, n. 2, p. 141-154, February 01 2003.

SCHOENEGER, P. J.; WYSOCKI, D. A.; BENHAM, E. C. **Field Book for Describing and Sampling Soils. Version 3.0**. Lincon: Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, 2012. 299

SCHUMM, S. A. Patterns of alluvial rivers. **Ann. Rev. Earth Planet. Sci.**, v. 13, p. 5-27, 1985.

SCHUMM, S. A. **To interpret the Earth**. Cambridge: CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, 1991. 144 pages ISBN 9780521646024.

_____. **River Variability and Complexity**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 220 ISBN 0-521-84671-4.

SEADE. IMP - Informações dos Municípios Paulistas. São Paulo, p. Informações dos Municípios Paulistas Séries históricas, reunidas em diversos temas, que podem ser pesquisadas por municípios, regiões do Estado de São Paulo e distritos da capital, 2013. Disponível em: < <http://www.imp.seade.gov.br/frontend/#/> >.

SIGRB. Sistema de Informações Geográficas do Ribeira de Iguape e Litoral Sul. Registro, p. Reune informações necessárias para a administração dos Recursos Hídricos da Bacia URGHI 11, as quais também são úteis para a Gestão Territorial e Ambiental., 2017. Disponível em: < <http://www.sigrb.com.br/> >.

SILVA, A. J. D. C. L. P. D.; ARAGÃO, M. A. N. F. D.; MAGALHÃES, A. J. C. **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca/BALL edições Ltda., 2008. 337

SILVA, J. P. **Expansão urbana e evolução geomorfológica em remansos de reservatórios: análise comparativa de duas bacias hidrográficas em Guarapiranga, São Paulo**. 2005. 122 (PhD). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

_____. **Avaliação da diversidade de padrões de canais fluviais e da geodiversidade na amazônica - aplicação e discussão na bacia hidrográfica do rio Xingu**. 2012. 277 (PhD). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

SIMAS, I. T. H. **Análise retrospectiva de episódios de inundação na Bacia Hidrográfica do Rio Aricanduva - São Paulo**. 2017. 168 (Master). Departamento de Geografia, Universidade de São paulo, São Paulo.

SIMAS, I. T. H.; RODRIGUES, C.; SANT'ANNA NETO, J. L. Análise retrospectiva de inundação na bacia do Rio Aricanduva, São Paulo. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 97, p. 1-19, 2017.

SINHA, R.; KALE, V. S.; CHAKRABORTY, T. Tropical rivers of south and southeast Asia: Landscape evolution, morpho-dynamics and hazards. **Geomorphology**, v. 227, p. 1-4, 2014.

SMITH, M. J.; PARON, P.; GRIFFITHS, J. S. **Geomorphological Mapping: Methods and Application**. Oxford: Elsevier, 2011. 612 ISBN 9780444535368.

SOUZA, A. O.; PEREZ FILHO, A. Mudanças na dinâmica fluvial da bacia hidrográfica do ribeirão Araquá: eventos tectônicos e climáticos no Quaternário. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, v. 20, n. 3, p. 636-656, 2016.

_____. Processos, ambientes deposicionais e geocronologias das coberturas superficiais sobre aplainamentos neogênicos E terraços fluviais na bacia do ribeirão Araquá, Depressão Periférica Paulista. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 1, p. 107-126, 2018.

SOUZA, C. R. D. G. et al. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. 382 ISBN 85-86699-47-0.

STEDINGER, J. R.; BAKER, V. R. Surface Water Hydrology: Historical and Paleoflood Information. **Reviews of Geophysics**, v. 25, n. 2, p. 119-124, 1987.

STEFFEN, W.; CRUTZEN, P. J.; MCNEILL, J. R. The Anthropocene: Are Humans Now Overwhelming the Great Forces of Nature. **AMBIO: A Journal of the Human Environment**, v. 36, n. 8, p. 614-621, 2007.

STEVAUX, J. The upper Paraná river (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, v. 21, p. 143-161, 1994.

STEVAUX, J. C. Climatic events during the Late Pleistocene and Holocene in the Upper Parana River: Correlation with NE Argentina and South-Central Brazil. **Quaternary International**, v. 72, n. 1, p. 73-85, 2000.

STOKE, S.; WALLING, D. F. Radiogenic and isotopic method for the Direct Dating of Fluvial Sediments. In: KONDOLF, M. G. e PIÉGAY, H. (Ed.). **Tools in fluvial geomorphology**. London: John Wiley & Sons, v.1, 2003. p.233-267. ISBN 0-471-49142-X

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Relações relevo-solos na planície de inundação do rio Mogi Guaçu, SP. **GeoNorte**, v. 2, n. 4, p. 1721-1728, 2012.

STORANI, D. L.; PEREZ FILHO, A. Novas informações sobre geocronologia em níveis de baixo terraço fluvial do Rio Mogi Guaçu, SP, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 191-199, 2015.

STRIKIS, N. M. et al. Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on a speleothem record from central-eastern Brazil. **Geology**, v. 39, n. 11, p. 1075-1078, 2011.

SUBRAMANYA, K. **Engineering Hydrology**. Tata McGraw-Hill, 1994. ISBN 9780074624494.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Editora Blucher, 2003. 304

SUGUIO, K. As mudanças paleoclimáticas durante o Quaternário Tardio no Brasil. In: SUGUIO, K. (Ed.). **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. cap. 5, p.269-294. ISBN 978-85-7975-000-7.

SUGUIO, K.; TATUMI, S. H.; BARRETO, A. M. F. **Comparação entre os métodos do Radiocarbono (^{14}C) e da Termoluminescência (TL) na datação do quaternário. II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas costeiras dos Países de Expressão Portuguesa: ABEQUA - Associação Brasileira de Estudos do Quaternário 2003.**

SYVITSKI, J. P. M. et al. How important and different are tropical rivers? — An overview. **Geomorphology**, v. 227, p. 5-17, 2014.

TARIFA, J. R. Unidades climáticas dos maciços litorâneos da Juréia-Itatins. In: MARQUES, O. A. V. e DULEBA, W. (Ed.). **Estação Ecológica Juréia-Itatins: Ambiente Físico, Flora e Fauna**. São Paulo: Holos, 2004. p.42-50.

TARR, R. S. A hint respect to the origin of terraces in glaciated regions. **American Journal of Science**, v. 144, p. 59-61, 1892.

THEODOROVICZ, A.; THEODOROVICZ, A. M. G. **Atlas geoambiental: subsídios ao planejamento territorial e à gestão ambiental da bacia hidrográfica do rio Ribeira do Iguape**. São Paulo: CPRM, 2007. 91

THORNDYCRAFT, V.; BENITO, G.; GREGORY, K. The geomorphological and palaeohydrological response of fluvial systems to climatic, human and tectonic controls — Preface. **Geomorphology**, v. 98, n. 1-2, p. 1, 2008.

THORNDYCRAFT, V. R. et al. **Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment**. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas: Centro de Ciencias Medio Ambientales, 2002. 378 ISBN 84-921958-2-7.

TJALLINGII, R. et al. Influence of the water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 8, n. 2, p. n/a-n/a, 2007.

TOONEN, W. H. J. **A holocene flood record of the Lower Rhine**. 2013. 205 (PhD). Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht.

_____. Flood frequency analysis and discussion of non-stationarity of the Lower Rhine flooding regime (AD 1350–2011): Using discharge data, water level measurements, and historical records. **Journal of Hydrology**, v. 528, p. 490-502, 2015.

TOONEN, W. H. J. et al. Middle Holocene palaeoflood extremes of the Lower Rhine. **Hydrology Research**, v. 44, n. 2, p. 248, 2013.

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, 2012.

TOONEN, W. H. J. et al. Lower Rhine historical flood magnitudes of the last 450 years reproduced from grain-size measurements of flood deposits using End Member Modelling. **Catena**, v. 130, p. 69-81, 2015.

TRICART, J. **Principes et méthodes de la Géomorphologie**. Paris: Masson, 1965. 201

_____. **Ecodinâmica**. Rio de Janeiro: IBGE, 1977. 91

TRIMBLE, S. W. The use of historical data and artifacts in geomorphology. **Progress in Physical Geography**, v. 32, n. 1, p. 3-29, 2008.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669

_____. **Gestão das inundações urbanas**. Porto Alegre: Global Water Partnership e UNESCO, 2005. 197

URIBELARREA, D.; BENITO, G. Fluvial changes of the Guadalquivir river during the Holocene in Córdoba (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 100, n. 1-2, p. 14-31, 2008.

USGS. Paleoclimate Research - Proxies. Washington D.C., p. Proxies definitions, 2018. Disponível em: < https://www2.usgs.gov/landresources/clu_rd/paleoclimate/proxies.asp >. Acesso em: 09/2018.

USGS, U. S. G. S.-. Streamflow Evaluation for Watershed Restoration Planning and Design. 2017. Disponível em: < <http://streamflow.engr.oregonstate.edu/analysis/floodfreq/> >. Acesso em: 05/01/2016.

VANDENBERGHE, J. Timescales, climate and river development. **Quaternary Science Reviews**, v. 14, n. 6, p. 631-638, 1995.

VASILAS, L. M.; BERKOWITZ, J. F. **Field Indicators of Hydric Soils in the United States**. SERVICE, N. R. C. Washington: NRCS Distribution Center: 54 p. 2016.

VENEZIANI, Y. **A abordagem da geomorfologia antropogênica e de modelagens hidrológica e hidráulica na bacia do Córrego Três Pontes (SP) para determinação de picos de vazão e da vulnerabilidade a inundações**. 2014. 289 (Master). Departamento de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo.

VEPRASKAS, M. J. Morphological features of seasonally reduced soils. In: RICHARDSON, J. L., VEPRASKAS, M. J. (Ed.). **Wetland Soil: Genesis, hydrology, landscapes, and classification**. Boca Raton: Lewis Publisher, v.1, 2001. p.506. ISBN 978-1439896983.

VERSTAPPEN, H. T. Old and New Trends in Geomorphological and Landform Mapping. In: SMITH, M. J.; PARON, P., *et al* (Ed.). **Geomorphological Mapping: Methods and Applications**. Oxford: Elsevier, v.1, 2011. p.13 to 38.

VEYRET, Y. **Os riscos: o homem como agressor e vítima do meio ambiente**. São Paulo: Contexto, 2015. 316 ISBN 978-85-7244-345-8.

VIANA, J. C. C. et al. A late Holocene paleoclimate reconstruction from Boqueirão Lake sediments, northeastern Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p. 117-126, 2014.

WALLING, D. E.; HE, Q. The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains. **Geomorphology**, v. 24, p. 209-223, 1998.

WANG, L. et al. Paleofloods recorded by slackwater deposits in the upper reaches of the Hanjiang River valley, middle Yangtze River basin, China. **Journal of Hydrology**, v. 519, p. 1249-1256, 2014.

WANG, X. et al. Millennial-scale climate variability recorded in Brazilian speleothems. **PAGES - Past Global Changes. Science Highlights: Speleothem Research**, v. 16, n. 3 p. 31-32, 2008.

WEBB, R. H.; JARRETT, R. D. One-Dimensional Estimation Techniques for Discharges of Paleofloods and Historical Floods. p. 111-125, 2013.

WELTJE, G. J.; TJALLINGII, R. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 274, n. 3-4, p. 423-438, 2008.

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, n. 4, p. 369-391, 2006.

WMO. **Manual on Estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP) - WMO No. 1045**. Geneva: WMO - World Meteorological Organization, 2009. 259 ISBN 978-92-63-11045-9.

WOHL, E. Connectivity in rivers. **Progress in Physical Geography**, v. 41, n. 3, p. 345-362, 2017.

WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **The Journal of Geology**, v. 68, p. 54-74, 1960.

ZALASIEWICZ, J. et al. When did the Anthropocene begin? A mid-twentieth century boundary level is stratigraphically optimal. **Quaternary International**, v. 383, p. 196-203, 2015.

ZANCOPÉ, M. H. D. C.; PEREZ FILHO, A. Considerações a respeito da distribuição das planícies fluviais do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, n. 1, p. 66-71, 2006.

_____. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 1, p. 31-42, 2009.

ZAVOIANU, I. **Morphometry of drainage basins**. Amsterdam: Elsevier, 1985. ISBN 0-444-99587-0.

ZHANG, L. et al. Sediment characteristics, floods, and heavy metal pollution recorded in an overbank core from the lower reaches of the Yangtze River. **Environmental Earth Sciences**, v. 74, n. 11, p. 7451-7465, 2015.

ZHANG, S.; GUO, Y.; WANG, Z. Correlation between flood frequency and geomorphologic complexity of rivers network – A case study of Hangzhou China. **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 113-118, 2015.

ZIEGLER, M. et al. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 9, n. 5, p. n/a-n/a, 2008.

APÊNDICES

Apêndice 1. Comparação entre Modelos Geoidais MAPGEO2015_v1 e Modelo Geoidal da Emplasa para os pontos da rede Geodésica do Vale do Ribeira.

Os pontos de GPS geodésico foram processados em PPP com base no MAPGEO2015_v1 (ftp://geoftp.ibge.gov.br/modelos_digitais_de_superficie/modelo_de_ondulacao_geoidal/aplicativo/setup_mapgeo2015_v1.exe). O MDT do IGC (2010/2011) possui altitudes ortométricas baseadas no Modelo de Ondulação Geoidal desenvolvido pela Emplasa (<http://www.modelogeoidal.emplasa.sp.gov.br/>). Para nos assegurarmos de que não haveria diferenças relacionadas à escolha do modelo geoidal utilizado, fizemos uma breve comparação entre as pontos com coordenadas e cotas conhecidas, para cada um deles obtivemos as ondulações dos dois modelos geoidais.

Foram tomados 6 pontos amostrais que derivam de rede geodésica recentemente implantada no médio e baixo Ribeira de Iguape. As réguas de nível do DAEE espalhadas ao longo do Ribeira de Iguape são arbitrárias, ou seja, o zero adotado são denominados Zeros Hidráulicos e não são comprometidos com as cotas altimétricas oficiais. Em parceria com a UNESP de Registro, a Fehidro patrocinou a construção de uma rede geodésica em relação à qual todas as réguas do DAEE na região foram georreferenciadas. Assim, atualmente dispomos de altitudes ortométricas das séries de nível do DAEE. Esta rede geodésica e suas características foram fornecidas pelo DAEE (sede Itanhaém) e UNESP de Registro, e os relatórios dos pontos utilizados estão disponíveis no anexo 7.

Para cada um dos 6 pontos amostrais, abaixo seguem as ondulação (em m) de acordo com os modelos do IBGE e da Emplasa, respectivamente:

PONTO 1 (RRI 025)
MAPGEO2015 -02.47
PCOG EMPLASA -2.464

PONTO 4 (RRI 022)
MAPGEO2015 -03.02
PCOG EMPLASA -3.012

PONTO 2 (RRI 024)
MAPGEO2015 -02.63
PCOG EMPLASA -2.646

PONTO 5 (RRI 021)
MAPGEO2015 -03.17
PCOG EMPLASA -3.15

PONTO 3 (RRI 023)
MAPGEO2015 -02.88
PCOG EMPLASA -2.888

PONTO 6 (RRI 020)
MAPGEO2015 -03.36
PCOG EMPLASA -03.33

Os modelos geoidais apresentam diferenças pequenas que podem ser desconsideradas. Ambas as fontes altimétricas utilizadas (MDT e GPS Geodésico em comparação) estão sujeitas às mesmas variações geoidais conforme os modelos de ondulação utilizados. Supõe-se que ambos modelos consideram as mesmas fontes de dados gravimétricos, porém com densificações diferentes, sendo o da Emplasa, possivelmente mais denso.

Apêndice 2. Máximas vazões medias diárias por ano para 5F-001 (Eldorado) e 4F-015 (Sete Barras).

Ordem	Eldorado (5F-001)				Sete Barras (4F-015)			
	Ano	Q (m³/s)	Prob. Decimal	T empírico	Ano	Q (m³/s)	Prob. Decimal	T empírico
1	1997	3739.23	0.01	79.00	1997	3684.72	0.02	56.00
2	1995	3060.74	0.03	39.50	2001	2613.85	0.04	28.00
3	1983	2675.28	0.04	26.33	2003	2541.38	0.05	18.67
4	1954	2454.63	0.05	19.75	2011	2427.35	0.07	14.00
5	2001	2328.18	0.06	15.80	2010	2369.12	0.09	11.20
6	2004	2306.74	0.08	13.17	2004	2134.02	0.11	9.33
7	2003	2264.04	0.09	11.29	2016	1930.94	0.13	8.00
8	1990	2184.18	0.10	9.88	2012	1866.79	0.14	7.00
9	1998	2130.86	0.11	8.78	1995	1861.96	0.16	6.22
10	2010	2111.57	0.13	7.90	1983	1852.40	0.18	5.60
11	2016	2082.72	0.14	7.18	2002	1804.46	0.20	5.09
12	2011	2062.46	0.15	6.58	1998	1787.97	0.21	4.67
13	1973	2033.31	0.16	6.08	1966	1776.86	0.23	4.31
14	1965	2030.13	0.18	5.64	1990	1716.40	0.25	4.00
15	1987	2001.61	0.19	5.27	2009	1673.17	0.27	3.73
16	1966	1982.66	0.20	4.94	2005	1632.76	0.29	3.50
17	1988	1957.47	0.22	4.65	1973	1616.53	0.30	3.29
18	1957	1780.71	0.23	4.39	2013	1543.93	0.32	3.11
19	1972	1756.29	0.24	4.16	1987	1536.94	0.34	2.95
20	1946	1741.07	0.25	3.95	1963	1513.94	0.36	2.80
21	2002	1611.80	0.27	3.76	1988	1489.25	0.38	2.67
22	2013	1595.47	0.28	3.59	1965	1471.67	0.39	2.55
23	2012	1594.57	0.29	3.43	1972	1438.03	0.41	2.43
24	2014	1558.54	0.30	3.29	1980	1425.36	0.43	2.33
25	1982	1540.90	0.32	3.16	1971	1416.95	0.45	2.24
26	1969	1513.58	0.33	3.04	1969	1393.68	0.46	2.15
27	1999	1508.72	0.34	2.93	2014	1388.86	0.48	2.07
28	1980	1508.71	0.35	2.82	1974	1346.36	0.50	2.00
29	2009	1495.60	0.37	2.72	1982	1325.93	0.52	1.93
30	2005	1407.60	0.38	2.63	1999	1317.98	0.54	1.87
31	1963	1401.09	0.39	2.55	1976	1301.61	0.55	1.81
32	1976	1393.32	0.41	2.47	2015	1265.91	0.57	1.75
33	1971	1393.32	0.42	2.39	1996	1231.72	0.59	1.70
34	1961	1373.35	0.43	2.32	1989	1210.36	0.61	1.65
35	1947	1367.72	0.44	2.26	1970	1174.13	0.63	1.60
36	1970	1291.04	0.46	2.19	1981	1171.68	0.64	1.56
37	2015	1261.15	0.47	2.14	2000	1166.45	0.66	1.51
38	1974	1206.07	0.48	2.08	2008	1163.25	0.68	1.47
39	1992	1197.87	0.49	2.03	1968	1121.57	0.70	1.44
40	1994	1174.71	0.51	1.98	1975	1111.03	0.71	1.40
41	1993	1157.65	0.52	1.93	1992	1092.39	0.73	1.37
42	2000	1117.92	0.53	1.88	1993	1035.57	0.75	1.33
43	1950	1116.74	0.54	1.84	2007	1022.13	0.77	1.30
44	1960	1081.21	0.56	1.80	1994	1005.02	0.79	1.27
45	1981	1060.92	0.57	1.76	1977	997.90	0.80	1.24
46	1952	1045.13	0.58	1.72	1962	986.87	0.82	1.22
47	2008	1044.27	0.59	1.68	1967	961.10	0.84	1.19
48	1958	1034.64	0.61	1.65	1964	939.32	0.86	1.17
49	1996	1030.89	0.62	1.61	1979	921.13	0.88	1.14
50	1968	1014.44	0.63	1.58	1986	792.26	0.89	1.12
51	1941	990.38	0.65	1.55	1984	762.27	0.91	1.10
52	1975	982.63	0.66	1.52	1991	719.08	0.93	1.08
53	1989	978.93	0.67	1.49	1978	684.50	0.95	1.06
54	1964	976.46	0.68	1.46	2006	608.64	0.96	1.04
55	1945	972.32	0.70	1.44	1985	543.64	0.98	1.02
56	1948	949.24	0.71	1.41	-	-	-	-
57	1977	946.69	0.72	1.39	-	-	-	-
58	2007	919.37	0.73	1.36	-	-	-	-
59	1962	919.01	0.75	1.34	-	-	-	-
60	1967	919.01	0.76	1.32	-	-	-	-
61	1942	898.53	0.77	1.30	-	-	-	-
62	1951	851.09	0.78	1.27	-	-	-	-
63	1986	830.80	0.80	1.25	-	-	-	-
64	1979	827.27	0.81	1.23	-	-	-	-
65	1944	806.84	0.82	1.22	-	-	-	-
66	1959	758.47	0.84	1.20	-	-	-	-
67	1956	741.74	0.85	1.18	-	-	-	-
68	1984	736.60	0.86	1.16	-	-	-	-
69	1978	727.46	0.87	1.14	-	-	-	-
70	1955	664.35	0.89	1.13	-	-	-	-
71	1949	655.14	0.90	1.11	-	-	-	-
72	1939	618.66	0.91	1.10	-	-	-	-
73	1991	608.86	0.92	1.08	-	-	-	-
74	1943	543.16	0.94	1.07	-	-	-	-
75	2006	538.69	0.95	1.05	-	-	-	-
76	1985	478.46	0.96	1.04	-	-	-	-
77	1953	468.46	0.97	1.03	-	-	-	-
78	1940	363.58	0.99	1.01	-	-	-	-

Apêndice 3. Teste de Kolmogorov-Smirnov. Vazões máximas observadas, respectivas probabilidades e desvios em Eldorado (5F-001).

n	ano	q(m³/s)	p(obs)	p(gumbel)	p(lp3i)	p(gev)	D (gumbel)	D (lp3i)	D (gev)
1	1997	3739.2300	0.0127	0.0066	0.0070	0.0071	0.0061	0.0057	0.0055
2	1995	3060.7350	0.0127	0.0166	0.0140	0.0145	0.0039	0.0013	0.0019
3	1983	2675.2790	0.0127	0.0238	0.0220	0.0203	0.0111	0.0093	0.0076
4	1954	2454.6260	0.0127	0.0230	0.0230	0.0197	0.0103	0.0103	0.0071
5	2001	2328.1770	0.0127	0.0182	0.0180	0.0154	0.0055	0.0053	0.0027
6	2004	2306.7400	0.0127	0.0036	0.0010	0.0030	0.0090	0.0117	0.0097
7	2003	2264.0360	0.0127	0.0073	0.0060	0.0063	0.0054	0.0067	0.0064
8	1990	2184.1800	0.0127	0.0153	0.0130	0.0131	0.0026	0.0003	0.0005
9	1998	2130.8630	0.0127	0.0107	0.0120	0.0099	0.0019	0.0007	0.0028
10	2010	2111.5690	0.0127	0.0040	0.0040	0.0038	0.0086	0.0087	0.0089
11	2016	2082.7220	0.0127	0.0070	0.0070	0.0059	0.0056	0.0057	0.0067
12	2011	2062.4604	0.0127	0.0058	0.0080	0.0044	0.0069	0.0047	0.0083
13	1973	2033.3080	0.0127	0.0063	0.0050	0.0065	0.0064	0.0077	0.0061
14	1965	2030.1320	0.0127	0.0011	0.0000	0.0007	0.0116	0.0127	0.0119
15	1987	2001.6090	0.0127	0.0070	0.0090	0.0068	0.0057	0.0037	0.0059
16	1966	1982.6600	0.0127	0.0050	0.0050	0.0047	0.0076	0.0077	0.0080
17	1988	1957.4700	0.0127	0.0068	0.0050	0.0065	0.0059	0.0077	0.0062
18	1957	1780.7080	0.0127	0.0577	0.0480	0.0541	0.0450	0.0353	0.0414
19	1972	1756.2850	0.0127	0.0101	0.0100	0.0088	0.0025	0.0027	0.0039
20	1946	1741.0700	0.0127	0.0063	0.0060	0.0057	0.0064	0.0067	0.0070
21	2002	1611.7980	0.0127	0.0546	0.0560	0.0539	0.0419	0.0433	0.0413
22	2013	1595.4700	0.0127	0.0081	0.0060	0.0076	0.0045	0.0067	0.0051
23	2012	1594.5734	0.0127	0.0000	0.0000	0.0004	0.0127	0.0127	0.0122
24	2014	1558.5380	0.0127	0.0177	0.0160	0.0174	0.0050	0.0033	0.0048
25	1982	1540.8990	0.0127	0.0075	0.0080	0.0089	0.0052	0.0047	0.0038
26	1969	1513.5750	0.0127	0.0137	0.0150	0.0142	0.0011	0.0023	0.0015
27	1999	1508.7200	0.0127	0.0027	0.0030	0.0026	0.0099	0.0097	0.0101
28	1980	1508.7110	0.0127	0.0000	0.0000	0.0000	0.0127	0.0127	0.0127
29	2009	1495.5990	0.0127	0.0084	0.0070	0.0070	0.0043	0.0057	0.0056
30	2005	1407.5990	0.0127	0.0472	0.0490	0.0504	0.0346	0.0363	0.0378
31	1963	1401.0910	0.0127	0.0031	0.0040	0.0040	0.0096	0.0087	0.0087
32	1976	1393.3200	0.0127	0.0063	0.0030	0.0048	0.0063	0.0097	0.0079
33	1971	1393.3190	0.0127	0.0000	0.0000	0.0000	0.0127	0.0127	0.0127
34	1961	1373.3470	0.0127	0.0094	0.0120	0.0124	0.0033	0.0007	0.0002
35	1947	1367.7200	0.0127	0.0032	0.0040	0.0036	0.0094	0.0087	0.0091
36	1970	1291.0420	0.0127	0.0492	0.0470	0.0506	0.0365	0.0343	0.0379
37	2015	1261.1510	0.0127	0.0169	0.0200	0.0208	0.0043	0.0073	0.0081
38	1974	1206.0660	0.0127	0.0386	0.0400	0.0396	0.0260	0.0273	0.0270
39	1992	1197.8650	0.0127	0.0034	0.0040	0.0060	0.0093	0.0087	0.0066
40	1994	1174.7130	0.0127	0.0143	0.0150	0.0172	0.0016	0.0023	0.0046
41	1993	1157.6530	0.0127	0.0144	0.0120	0.0129	0.0017	0.0007	0.0002
42	2000	1117.9190	0.0127	0.0257	0.0320	0.0304	0.0130	0.0193	0.0177
43	1950	1116.7350	0.0127	0.0000	0.0000	0.0009	0.0127	0.0127	0.0117
44	1960	1081.2110	0.0127	0.0255	0.0270	0.0276	0.0128	0.0143	0.0149
45	1981	1060.9230	0.0127	0.0150	0.0140	0.0159	0.0023	0.0013	0.0032
46	1952	1045.1270	0.0127	0.0108	0.0120	0.0124	0.0019	0.0007	0.0003
47	2008	1044.2710	0.0127	0.0000	0.0000	0.0007	0.0127	0.0127	0.0120
48	1958	1034.6350	0.0127	0.0074	0.0070	0.0076	0.0053	0.0057	0.0051
49	1996	1030.8920	0.0127	0.0000	0.0030	0.0029	0.0127	0.0097	0.0097
50	1968	1014.4430	0.0127	0.0110	0.0150	0.0129	0.0017	0.0023	0.0003
51	1941	990.3820	0.0127	0.0186	0.0180	0.0189	0.0059	0.0053	0.0062
52	1975	982.6300	0.0127	0.0037	0.0070	0.0061	0.0090	0.0057	0.0066
53	1989	978.9300	0.0127	0.0032	0.0000	0.0029	0.0094	0.0127	0.0098
54	1964	976.4620	0.0127	0.0037	0.0040	0.0019	0.0089	0.0087	0.0107
55	1945	972.3220	0.0127	0.0000	0.0040	0.0032	0.0127	0.0087	0.0094
56	1948	949.2410	0.0127	0.0183	0.0170	0.0179	0.0057	0.0043	0.0053
57	1977	946.6870	0.0127	0.0000	0.0000	0.0020	0.0127	0.0127	0.0107
58	2007	919.3660	0.0127	0.0178	0.0220	0.0210	0.0051	0.0093	0.0083
59	1962	919.0100	0.0127	0.0000	0.0000	0.0003	0.0127	0.0127	0.0124
60	1967	919.0090	0.0127	0.0000	0.0000	0.0000	0.0127	0.0127	0.0127
61	1942	898.5250	0.0127	0.0143	0.0120	0.0155	0.0017	0.0007	0.0029
62	1951	851.0890	0.0127	0.0310	0.0370	0.0350	0.0184	0.0243	0.0223
63	1986	830.8040	0.0127	0.0138	0.0160	0.0145	0.0011	0.0033	0.0018
64	1979	827.2650	0.0127	0.0000	0.0030	0.0025	0.0127	0.0097	0.0102
65	1944	806.8360	0.0127	0.0130	0.0120	0.0141	0.0004	0.0007	0.0015
66	1959	758.4680	0.0127	0.0287	0.0320	0.0318	0.0161	0.0193	0.0191
67	1956	741.7420	0.0127	0.0089	0.0100	0.0104	0.0038	0.0027	0.0023
68	1984	736.6020	0.0127	0.0028	0.0020	0.0031	0.0099	0.0107	0.0095
69	1978	727.4560	0.0127	0.0063	0.0050	0.0055	0.0064	0.0077	0.0072
70	1955	664.3530	0.0127	0.0330	0.0440	0.0347	0.0204	0.0313	0.0220
71	1949	655.1400	0.0127	0.0054	0.0040	0.0046	0.0073	0.0087	0.0081
72	1939	618.6570	0.0127	0.0149	0.0160	0.0170	0.0023	0.0033	0.0043
73	1991	608.8620	0.0127	0.0048	0.0040	0.0042	0.0078	0.0087	0.0084
74	1943	543.1600	0.0127	0.0275	0.0310	0.0245	0.0148	0.0183	0.0118
75	2006	538.6870	0.0127	0.0000	0.0020	0.0014	0.0127	0.0107	0.0112
76	1985	478.4580	0.0127	0.0210	0.0180	0.0164	0.0084	0.0053	0.0038
77	1953	468.4610	0.0127	0.0018	0.0020	0.0022	0.0109	0.0107	0.0104
78	1940	363.5750	0.0127	0.0249	0.0170	0.0164	0.0123	0.0043	0.0038

TESTE kolmogorov-smirnov 5F-001							
Grau de liberdade			Nível de significância				
			a=0,01	a=0,05	a=0,1	a=0,15	a=0,2
N 5f001 -1	n=	77	0.186	0.155	0.139	0.130	0.122
N 5f001	n=	78	0.185	0.154	0.138	0.129	0.121
Dmáx (Gumbel)	0.0450	-1	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
		0	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
Dmáx (LP3I)	0.0433	-1	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
		0	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
Dmáx (GEV)	0.0414	-1	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
		0	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA

Apêndice 4. Teste de Kolmogorov-Smirnov. Vazões máximas observadas, respectivas probabilidades e desvios em Sete Barras (4F-015).

n	ano	q(m³/s)	p(obs)	p(gumbel)	p(lp3i)	p(gev)	D (gumbel)	D (lp3i)	D (gev)
1	1997	3684.7212	0.0179	0.0055	0.0040	0.0038	0.0124	0.0139	0.0141
2	2001	2613.8496	0.0179	0.0434	0.0340	0.0332	0.0255	0.0161	0.0153
3	2003	2541.3801	0.0179	0.0076	0.0050	0.0062	0.0103	0.0129	0.0116
4	2011	2427.3520	0.0179	0.0149	0.0140	0.0120	0.0029	0.0039	0.0059
5	2010	2369.1162	0.0179	0.0086	0.0100	0.0073	0.0093	0.0079	0.0105
6	2004	2134.0180	0.0179	0.0466	0.0420	0.0407	0.0287	0.0241	0.0229
7	2016	1930.9400	0.0179	0.0603	0.0590	0.0548	0.0425	0.0411	0.0369
8	2012	1866.7880	0.0179	0.0232	0.0210	0.0223	0.0053	0.0031	0.0044
9	1995	1861.9590	0.0179	0.0022	0.0010	0.0018	0.0156	0.0169	0.0161
10	1983	1852.3970	0.0179	0.0037	0.0040	0.0036	0.0142	0.0139	0.0143
11	2002	1804.4564	0.0179	0.0199	0.0210	0.0190	0.0020	0.0031	0.0011
12	1998	1787.9650	0.0179	0.0063	0.0060	0.0069	0.0116	0.0119	0.0109
13	1966	1776.8550	0.0179	0.0042	0.0030	0.0048	0.0137	0.0149	0.0131
14	1990	1716.3990	0.0179	0.0292	0.0290	0.0276	0.0113	0.0111	0.0098
15	2009	1673.1711	0.0179	0.0213	0.0220	0.0216	0.0034	0.0041	0.0037
16	2005	1632.7590	0.0179	0.0207	0.0220	0.0216	0.0029	0.0041	0.0037
17	1973	1616.5280	0.0179	0.0083	0.0070	0.0091	0.0096	0.0109	0.0088
18	2013	1543.9260	0.0179	0.0406	0.0470	0.0433	0.0227	0.0291	0.0254
19	1987	1536.9390	0.0179	0.0059	0.0040	0.0044	0.0120	0.0139	0.0134
20	1963	1513.9430	0.0179	0.0148	0.0150	0.0148	0.0030	0.0029	0.0030
21	1988	1489.2450	0.0179	0.0151	0.0150	0.0164	0.0028	0.0029	0.0014
22	1965	1471.6710	0.0179	0.0094	0.0150	0.0120	0.0084	0.0029	0.0059
23	1972	1438.0330	0.0179	0.0221	0.0230	0.0237	0.0043	0.0051	0.0058
24	1980	1425.3630	0.0179	0.0098	0.0080	0.0092	0.0080	0.0099	0.0087
25	1971	1416.9460	0.0179	0.0064	0.0080	0.0062	0.0115	0.0099	0.0117
26	1969	1393.6820	0.0179	0.0133	0.0160	0.0173	0.0045	0.0019	0.0006
27	2014	1388.8600	0.0179	0.0032	0.0040	0.0036	0.0146	0.0139	0.0142
28	1974	1346.3640	0.0179	0.0308	0.0310	0.0328	0.0130	0.0131	0.0149
29	1982	1325.9310	0.0179	0.0137	0.0160	0.0162	0.0041	0.0019	0.0017
30	1999	1317.9800	0.0179	0.0071	0.0080	0.0064	0.0107	0.0099	0.0115
31	1976	1301.6090	0.0179	0.0107	0.0160	0.0132	0.0072	0.0019	0.0046
32	2015	1265.9120	0.0179	0.0286	0.0280	0.0294	0.0107	0.0101	0.0115
33	1996	1231.7230	0.0179	0.0253	0.0270	0.0287	0.0075	0.0091	0.0108
34	1989	1210.3640	0.0179	0.0146	0.0200	0.0181	0.0032	0.0021	0.0002
35	1970	1174.1250	0.0179	0.0296	0.0290	0.0310	0.0117	0.0111	0.0131
36	1981	1171.6780	0.0179	0.0000	0.0000	0.0021	0.0179	0.0179	0.0158
37	2000	1166.4470	0.0179	0.0036	0.0040	0.0045	0.0143	0.0139	0.0134
38	2008	1163.2493	0.0179	0.0036	0.0030	0.0027	0.0143	0.0149	0.0151
39	1968	1121.5730	0.0179	0.0330	0.0370	0.0357	0.0151	0.0191	0.0178
40	1975	1111.0280	0.0179	0.0077	0.0080	0.0090	0.0102	0.0099	0.0089
41	1992	1092.3900	0.0179	0.0144	0.0180	0.0158	0.0034	0.0001	0.0020
42	1993	1035.5680	0.0179	0.0397	0.0440	0.0475	0.0218	0.0261	0.0296
43	2007	1022.1292	0.0179	0.0102	0.0090	0.0110	0.0076	0.0089	0.0069
44	1994	1005.0220	0.0179	0.0139	0.0160	0.0138	0.0039	0.0019	0.0041
45	1977	997.8980	0.0179	0.0034	0.0060	0.0057	0.0144	0.0119	0.0122
46	1962	986.8650	0.0179	0.0069	0.0100	0.0087	0.0109	0.0079	0.0092
47	1967	961.0990	0.0179	0.0203	0.0190	0.0199	0.0025	0.0011	0.0020
48	1964	939.3230	0.0179	0.0131	0.0140	0.0163	0.0047	0.0039	0.0016
49	1979	921.1300	0.0179	0.0129	0.0130	0.0132	0.0050	0.0049	0.0047
50	1986	792.2570	0.0179	0.0768	0.0810	0.0799	0.0590	0.0631	0.0621
51	1984	762.2680	0.0179	0.0144	0.0140	0.0148	0.0035	0.0039	0.0031
52	1991	719.0810	0.0179	0.0191	0.0210	0.0186	0.0012	0.0031	0.0007
53	1978	684.5040	0.0179	0.0137	0.0110	0.0126	0.0041	0.0069	0.0053
54	2006	608.6410	0.0179	0.0251	0.0200	0.0209	0.0072	0.0021	0.0030

TESTE kolmogorov-smirnov - 4F-015							
Grau de liberdade			Nível de significância				
			a=0,01	a=0,05	a=0,1	a=0,15	a=0,2
N 4f015 -1	n=	54	0.222	0.185	0.166	0.155	0.146
N 4f015	n=	55	0.220	0.183	0.165	0.154	0.144
Dmáx (Gumbel)	0.0590	-1	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
		0	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
Dmáx (LP3I)	0.0631	-1	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
		0	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
Dmáx (GEV)	0.0621	-1	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA
		0	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA	ACEITA

ANEXOS

Anexo 1 – Mapa Geológico 1:100.000 CPRM Folha Eldorado SG.22-X-B-VI, 2013

Anexo 2 – Mapa Geológico 1:100.000 CPRM Folha Registro SG.23-V-A-I, 2014

Anexo 3 – Transcrição de notas históricas do livro Tombo da Paróquia de Nossa Senhora de Xiririca

Anexo 4 - Referencias de Nível e Alerta de Inundação no Vale do Ribeira

Anexo 5 – Valores de y_n (média reduzida) e s_n (desvio padrão reduzido) para Gumbel conforme SUBRAMANYA (1994)

Anexo 6 – Frequency Factors K for Gamma and log-Pearson Type III Distributions (Haan, 1977, Table 7.7)

Anexo 7 – Relatórios de pontos da rede geodésica do Ribeira de Iguape (DAEE Itanhaém e UNESP Registro)

Anexo 8 – Relatório de levantamento fluviométrico com ADCP

ANEXO 3. Transcrição de notas históricas do livro Tombo da Paróquia de Nossa Senhora de Xiririca com relatos dos eventos de enchentes ocorridas na freguesia de mesmo nome

Documento obtido junto ao acervo histórico do Arquivo Público Estadual de São Paulo.

Referência: CO6103

* * *

Página 37 e 37V

Representação e Requerim.to do M.to.

Reverendo Visitador a S. Exa. R.ma

Excellentissimo e reverendissimo senho. Com o mais profundo respeito representa o R. Joaquim Julio da Resurreição Leal, Visitador que acaba das duas Comarcas da marinha, que indo visitar a Igreja da Senhora da Guia de Xiririca, achou ser tão distante aquella Parochia da Villa de Iguape para o recurso da Vara, que merece ser demembrada, creando ao Muito Reverendo Viario Jozé Francisco de Mendonça em Vigario da Vara de Xiririca: desta freguezia se-gastão dous dias ribeira abaixo á villa de Iguape, e para desta tornar á Xiririca, se-gastão ribeira [asima cinco dias por entre cachoeiras/ e de Yvapurúdyba Capella Filial de Xiririca, para se alcançar algum despacho ou Provisão da Vara, se gastão certamente Sette ou oito dias. E que coisa, Excellentissimo Senhor, tão custosa áquellas desvalidas Ovelhas ara alcançar o remedio de Suas consciencias; Talvez que esta tão grande distancia seja a causa dos Reverendos Visitadores á trinta e Sette annos não visitarem aquella Frequezia de Xiririca, temendo as cheias da Ribeira, que são tão caudalosas, que por alguns dias fica interceptado o commercio com o da Villa d'Iguape. Estas tão ponderosas, e attendiveis circunstancias unidas ao conhecimento, que tem o R. representante, de que nemhua coisa occupa com mais desvelo o terno coração de Vossa Excellencia Reverendíssima, doq' Socorrer com prontidão as suas Ovelhas, e as suas necessidades, espéra q' V. Exa. Rma. nomee ao dº M. R. Jozé Francisco de Mendonça em Viario da Vara de Xiririca, dando-lhe poder para elle nomear Promotor e Escrivão idóneo, para Se-lhe mandar Provisão, e recolhendo ao Seu novo Cartogrio todos os Athos pertencentes a Xiririca, bem como se practicou em Paranaguá, na dividão de Vara de Iguape. O referido M. R. Jozé Francisco de Mendonça pelos seus conhecimentos scientíficos adquiridos na Framilia de V. Excella. Rma. e mesmo pela sua gravidade e virtude, hade desempenhar o emprego de Vigario da Vara de Xiririca. E R. M.

Despacho de S. Exa. Rma. = Passe Provisão. Sam Paulo 11 de Settembro de 1817 = Ribrica de S. Exa. que diz = Matheus Abreu Pereira, Bispo =

* * *

Página 42 e 42V

Mudança desta Matriz e Fréquezia para Ribeira ábaixo perto da Ilha Formóza, causas disso, Meios e Diligencias que se tem empregado.

Nemhúa empreza tem Sido mais retardada, nem mais difficil de Sepôr em execução, do que a Reedificação de húa Nova Matriz, ávista da urgente necessidade que tem obrigado a pertender esta Obra, e por consequinte a mudança desta Freguezia. Era necessario de certo modo que as grandes Cheas repetissem cada anno os mesmo effeitos de ruína, afim de obrigar com mais força os presentes Moradores á procurarem as Sua mesma utilidade, e melhoramento, corrigindo assí a falta de cautela e providencia, que cometterão os primeiros Fundadores desta Freguezia, húa vez que a experiencia, e a mesma razão s-advirtia, que, se os mais pequenos regatos se-elevão, e Sobrepujão prodigiosamente com a abundancia das chuvas, hú rio grande, cujas aguas são o

concurso de outros muitos rios, que se-associão e ajuntão em húa só mádre, como acontece com esta Ribeira, á que gráo de elevação não deve Subir até que se-possa espraiair?

Para exceder os Limites da cheas ordinarias este caudaloso Rio, não carece mais, que as chuvas abundem mais da parte dos campos e das Suas Cabeceiras, para Subir os Lugares mais altos, e alagar tudo em distancia immensa. Se éra pois assás bastante para intentar a referida mudança hua destas cheas, que se-contão de maior intervallo de annos, que Se-deve dizer tendo ellas Sido tão frequentes, que treze annos á esta parte, com pouca differença, não se contão menos que tres ou quatro, pouco menores húas avista das outras?

Muito pouco faltou que esta Matriz existente, por ser de pedra e barro, não experimentasse a mesma sorte que tiverão as cazas da Freguezia, com a chea extraordinaria de 28 de Janeiro de 1807, e depois com a de 7 de Outubro de 1809. Que triste era andar em canôas, carregadas com os moveis domesticos, procurando refugio contra as aguas que crescião e inundavão; e quando parecia escapar-se em húa casa por estar em mais alto terreno, onde não constava ter chegado algúa das cheas anteriores, passar logo á outra casa mais alta, e desta emfim procurar como ultimo asillo a mesma Igreja, reduzida já a necessidade de fazer-se desta Casa Sagrada o arcenal ou commu deposito das coisas profanas, como aconteceu emtão, e póde acontecer ainda! Depois disto, que desconsolação ver submergidas, e algúas destroçadas inteiramente, depois da inundação, aquellas casas que fazião o ornato da Freguezia. a residadencia dos moradores, dando hum espectáculo lastimoso já por apparecerem sem belleza, como esqueletos descarnados, e entulhados de portas, de janelas, dos moveis em fim de madeira do seu interior, e que guardavão a alfaya domestica e a roupa dos habitantes, porque tudo as aguas arrebatavão com os mais despojos sujeitos a Sua violencia, e levavão a espalhar ao Longe, e por diversas e incognitas partes!

Portanto não havendo nisto exaggeração algúa, porque tudo se-passava realmente aos olhos destes Moradores, a quem ainda mais convencia a propria experiencia de tantos prejuizos, e ainda mesmo dos perigos evidentes, a que acabaão alguns de escaapr, á vista destas causas tão fortes tratouse logo desde a primeira, chamada a Grande, de mudar esta Matriz e Freguezia para melhor Lugar, e a medida que petião novas cheas, e se renovavão os mesmo incomodos igualmente se-renovava esta pernteção, procurava-o-se os meios mais convenientes, assentando-se sempre de contribuirem todo som seus arrozos para os gastos e trabalhadores, á fim de se-não tirarem do Serviço da Lavoura. Tendo-Se emfim consumido muito tempo em propôr os referidos meios, em tomar medidas, fazer representações, determinar Procuradores, conciliar vontades, vencêr contradições / que jamais dexão de haver / nestas circunstancias todas approximou-Se ás nossas a Vontade benefica de Muito Reverendo Vigario Collado e da Vara da Villa de Paranaguá, VIsitador Ordinario que tem sido desta Igreja em Settembro de 1816 e de 1819, e tomando Si o cuidado de promover esta nossa tão Louvavel Pertenção, havendo-Se conduzido ao lugar escolhido para nova Fundação, offerecido e dado pr. hum generoso Parochiano ROMão de França isbôa, até, ouvindo o mesmo Reverendissimo Visitador Ordinário Joaquim Julio da Resurreição Leal os ovotos e pareceres, estando presentes o R. Vigário Collado actual, o Capitão Mós deste dstricto Jozé Antonio Peniche, o capitão Commandante da Freguezia Francisco de Paula França, e outros muitos dos Principaes Moradores, Se-lavrou o Termo, que serve de fundamento a construcção da ditta nova Matriz, e hé como Se-segue:

* * *

<div> <div>Anexo 4 - Referencias de Nível e Alerta de Inundação no Vale do Ribeira</div> <div> QUADRO DE REFERÊNCIA DA TELEMETRIA </div> </div>				
BRB – BACIA DO RIBEIRA E LITORAL SUL – REGISTRO/SP				
MUNICÍPIO	NORMAL	ATENÇÃO	ALERTA	EMERGÊNCIA
IPORANGA	< 4,00 m	4,00 a 5,00 m	5,00 a 6,00 m	≥ 6,00 m
Eldorado	< 5,00 m	5,00 a 6,00 m	6,00 a 7,50 m	≥ 7,50 m
JUQUIA	< 4,00 m	4,00 a 4,50 m	4,50 a 5,00 m	≥ 5,00 m
REGISTRO	< 3,00 m	3,00 a 3,50 m	3,50 a 4,00 m	≥ 4,00 m
IGUAPE	< 1,70 m	1,70 a 2,00 m	2,00 a 2,20 m	≥ 2,20 m
SETE BARRAS	< 2,00 M	2,00 A 2,60 M	2,60 A 3,50 M	≥ 3,50 M

DISTÂNCIA PELO RIO ±
100,5 Km	Barra do Ribeira
	73,5 K	Barragem do Valo Grande
	93,0 Km	Barra do Icapara
	71,0 Km	Três Barras
	44,0 Km	Jaire
	39,5 Km	Barra do Jacupiranga
	15,0 Km	Barra do Juquiá
	27, 5 km	Sete Barras
	72,0 Km	Eldorado
	94,0 Km	Itapeuna
	154,0 Km	Iporanga
	231,5 Km	Ribeira
	246,5 Km	Barra do Capivari
	246,5 Km	Barra do Capivari
IPORANGA	22,5 Km	Barra do Rio Pardo
BARRA DO CAPIVARI	70,0 Km	Barra do Rio Pardo
IPORANGA	92,5 km	Barra do Capivari

TEMPO DE PERCURSO ±			
REGISTRO	À	IGUAPE – VALO GRANDE	– 50:00 hs.
RIBEIRA	À	ELDORADO	– 24:00 hs.
CAPIVARI	À	ELDORADO	– 30:00 hs.
ELDORADO	À	SETE BARRAS	– 20:00 hs.
ELDORADO	À	REGISTRO	– 50 a 60:00 hs.
RIBEIRA	À	REGISTRO	– 74 a 84:00 hs.
CAPIVARI	À	REGISTRO	– 80 à 90:00 hs.
JUQUIÁ	À	REGISTRO	– 24:00 hs.
IPORANGA	À	ELDORADO	– 12 a 15:00 hs

ANEXO 5. Valores de y_n (média reduzida) e s_n (desvio padrão reduzido) para Gumbel conforme SUBRAMANYA (1994)

[illegible][illegible]

ANEXO 6. Frequency Factors K for Gamma and log-Pearson Type III Distributions (Haan, 1977, Table 7.7)

	Recurrence Interval In Years							
	1.0101	2	5	10	25	50	100	200
SKEW COEFFICIENT	Percent Chance (≥) = 1-F							
Cs	99	50	20	10	4	2	1	0.5
3	-0.667	-0.396	0.420	1.180	2.278	3.152	4.051	4.970
2.9	-0.690	-0.390	0.440	1.195	2.277	3.134	4.013	4.904
2.8	-0.714	-0.384	0.460	1.210	2.275	3.114	3.973	4.847
2.7	-0.740	-0.376	0.479	1.224	2.272	3.093	3.932	4.783
2.6	-0.769	-0.368	0.499	1.238	2.267	3.071	3.889	4.718
2.5	-0.799	-0.360	0.518	1.250	2.262	3.048	3.845	4.652
2.4	-0.832	-0.351	0.537	1.262	2.256	3.023	3.800	4.584
2.3	-0.867	-0.341	0.555	1.274	2.248	2.997	3.753	4.515
2.2	-0.905	-0.330	0.574	1.284	2.240	2.970	3.705	4.444
2.1	-0.946	-0.319	0.592	1.294	2.230	2.942	3.656	4.372
2	-0.990	-0.307	0.609	1.302	2.219	2.912	3.605	4.298
1.9	-1.037	-0.294	0.627	1.310	2.207	2.881	3.553	4.223
1.8	-1.087	-0.282	0.643	1.318	2.193	2.848	3.499	4.147
1.7	-1.140	-0.268	0.660	1.324	2.179	2.815	3.444	4.069
1.6	-1.197	-0.254	0.675	1.329	2.163	2.780	3.388	3.990
1.5	-1.256	-0.240	0.690	1.333	2.146	2.743	3.330	3.910
1.4	-1.318	-0.225	0.705	1.337	2.128	2.706	3.271	3.828
1.3	-1.383	-0.210	0.719	1.339	2.108	2.666	3.211	3.745
1.2	-1.449	-0.195	0.732	1.340	2.087	2.626	3.149	3.661
1.1	-1.518	-0.180	0.745	1.341	2.066	2.585	3.087	3.575
1	-1.588	-0.164	0.758	1.340	2.043	2.542	3.022	3.489
0.9	-1.660	-0.148	0.769	1.339	2.018	2.498	2.957	3.401
0.8	-1.733	-0.132	0.780	1.336	1.993	2.453	2.891	3.312
0.7	-1.806	-0.116	0.790	1.333	1.967	2.407	2.824	3.223
0.6	-1.880	-0.099	0.800	1.328	1.939	2.359	2.755	3.132
0.5	-1.955	-0.083	0.808	1.323	1.910	2.311	2.686	3.041
0.4	-2.029	-0.066	0.816	1.317	1.880	2.261	2.615	2.949
0.3	-2.104	-0.050	0.824	1.309	1.849	2.211	2.544	2.856
0.2	-2.178	-0.033	0.830	1.301	1.818	2.159	2.472	2.763
0.1	-2.252	-0.017	0.836	1.292	1.785	2.107	2.400	2.67
0	-2.326	0.000	0.842	1.282	1.751	2.054	2.326	2.576
-0.1	-2.4	0.017	0.846	1.27	1.716	2.000	2.252	2.482
-0.2	-2.472	0.033	0.850	1.258	1.680	1.945	2.178	2.388
-0.3	-2.544	0.050	0.853	1.245	1.643	1.890	2.104	2.294
-0.4	-2.615	0.066	0.855	1.231	1.606	1.834	2.029	2.201
-0.5	-2.686	0.083	0.856	1.216	1.567	1.777	1.955	2.108
-0.6	-2.755	0.099	0.857	1.200	1.528	1.720	1.880	2.016
-0.7	-2.824	0.116	0.857	1.183	1.488	1.663	1.806	1.926
-0.8	-2.891	0.132	0.856	1.166	1.448	1.606	1.733	1.837
-0.9	-2.957	0.148	0.854	1.147	1.407	1.549	1.660	1.749
-1	-3.022	0.164	0.852	1.128	1.366	1.492	1.588	1.664
-1.1	-3.087	0.180	0.848	1.107	1.324	1.435	1.518	1.581
-1.2	-3.149	0.195	0.844	1.086	1.282	1.379	1.449	1.501
-1.3	-3.211	0.210	0.838	1.064	1.240	1.324	1.383	1.424
-1.4	-3.271	0.225	0.832	1.041	1.198	1.270	1.318	1.351
-1.5	-3.33	0.240	0.825	1.018	1.157	1.217	1.256	1.282
-1.6	-3.380	0.254	0.817	0.994	1.116	1.166	1.197	1.216
-1.7	-3.444	0.268	0.808	0.970	1.075	1.116	1.140	1.155
-1.8	-3.499	0.282	0.799	0.945	1.035	1.069	1.087	1.097
-1.9	-3.553	0.294	0.788	0.920	0.996	1.023	1.037	1.044
-2	-3.605	0.307	0.777	0.895	0.959	0.980	0.990	0.995
-2.1	-3.656	0.319	0.765	0.869	0.923	0.939	0.946	0.949
-2.2	-3.705	0.330	0.752	0.844	0.888	0.900	0.905	0.907
-2.3	-3.753	0.341	0.739	0.819	0.855	0.864	0.867	0.869
-2.4	-3.800	0.351	0.725	0.795	0.823	0.830	0.832	0.833
-2.5	-3.845	0.360	0.711	0.771	0.793	0.798	0.799	0.800
-2.6	-3.899	0.368	0.696	0.747	0.764	0.768	0.769	0.769
-2.7	-3.932	0.376	0.681	0.724	0.738	0.740	0.740	0.741
-2.8	-3.973	0.384	0.666	0.702	0.712	0.714	0.714	0.714
-2.9	-4.013	0.390	0.651	0.681	0.683	0.689	0.690	0.690
-3	-4.051	0.396	0.636	0.660	0.666	0.666	0.667	0.667

Relatório de Estação Geodésica

Código da Estação: RRI 020	Tipo: Estação Planimétrica
-----------------------------------	----------------------------

Município: SETE BARRAS	UF: SP
-------------------------------	---------------

Última Visita: 10/07/2008	Situação Marco Principal: Bom
----------------------------------	--------------------------------------

COORDENADAS GEODÉSICAS			
	Latitude:	24° 23' 52,8233" S	Sigma: 0,003 m
	Longitude:	47° 54' 46,2368" W	Sigma: 0,004 m
S	Altura Geométrica:	17,362 m	Sigma: 0,010 m
A	Altura Ortométrica:	15,462 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
D	X	3.895.495,065 m	Sigma: 0,002 m
6	Y	- 4.313.173,071 m	Sigma: 0,003 m
9	Z	- 2.618.509,451 m	Sigma: 0,002 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
	UTM (E)	204.564,366 m	
	UTM (N)	7.298.594,243 m	
	MC:	- 45°	

COORDENADAS GEODÉSICAS			
S	Latitude:	24° 23' 54,5848" S	Sigma: 0,002 m
I	Longitude:	47° 54' 47,9184" W	Sigma: 0,003 m
R	Altura Geométrica (m):	12,316 m	Sigma: 0,005 m
G	Altura Ortométrica (m):	15,356 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
S	X	3.895.427,715 m	Sigma: 0,002 m
	Y	- 4.313.169,191 m	Sigma: 0,002 m
2	Z	- 2.618.547,671 m	Sigma: 0,003 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
0	UTM (E)	204.519,172 m	
0	UTM (N)	7.298.548,365 m	
	MC:	- 45°	Coordenadas Ajustadas em julho 2008

Localização

O vértice esta posicionado na margem direita do Rio Ribeira de Iguape, estrada SP – 139 Registro, Sete Barra ao lado de um ponto de ônibus no km 16 + 500 m.

Descrição

Pilar de concreto de formato quadrado, medindo 0,245 m de altura por 0,10 x 0,10 m de largura, tendo em seu topo um diapositivo de centragem forçada para bastão com tripé e uma chapa metálica na lateral, com a inscrição Rede GPS DAEE – UNESP VALE DO RIBEIRA.

Fotos do local

Relatório de Estação Geodésica

Código da Estação: **RRI 021** Tipo: Estação Planimétrica

Município: **SETE BARRAS** UF: **SP**

Última Visita: **11/07/2008** Situação Marco Principal: **Bom**

COORDENADAS GEODÉSICAS			
	Latitude:	24° 25' 47,6717" S	Sigma: 0,004 m
	Longitude:	47° 57' 26,7832" W	Sigma: 0,004 m
S	Altura Geométrica:	16,466 m	Sigma: 0,009 m
A	Altura Ortométrica:	14,516 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
D	X	3.891.158,069 m	Sigma: 0,003 m
6	Y	- 4.315.118,544 m	Sigma: 0,003 m
9	Z	- 2.621.726,769 m	Sigma: 0,007 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
	UTM (E)	200.114,035 m	
	UTM (N)	7.294.963,032 m	
	MC:	- 45°	

COORDENADAS GEODÉSICAS			
S	Latitude:	24° 25' 49,4331" S	Sigma: 0,002 m
I	Longitude:	47° 57' 28,4665" W	Sigma: 0,003 m
R	Altura Geométrica (m):	11,483 m	Sigma: 0,005 m
G	Altura Ortométrica (m):	14,413 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
S	X	3.891.090,719 m	Sigma: 0,002 m
	Y	- 4.315.114,664 m	Sigma: 0,003 m
2	Z	- 2.621.764,989 m	Sigma: 0,004 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
0	UTM (E)	200.068,838 m	
0	UTM (N)	7.294.917,149 m	
	MC:	- 45°	Coordenadas Ajustadas em julho 2008

Localização
O vértice esta posicionado na margem direita do Rio Ribeira de Iguape, na estrada de Conchal Branco, distante 6 km + 500 m da estrada SP – 139 entrada da Fazenda São Carlos, adentrar 1km + 300 m cravado no Sitio Conchal em frente a um antigo estábulo.

Descrição
Pilar de concreto de formato quadrado, medindo 0,265 m de altura por 0,10 x 0,10 m de largura, tendo em seu topo um diapositivo de centragem forçada para bastão com tripé e uma chapa metálica na lateral, com a inscrição Rede GPS DAEE – UNESP VALE DO RIBEIRA.

Relatório de Estação Geodésica

Código da Estação: **RRI 022** Tipo: Estação Planimétrica

Município: **SETE BARRAS** UF: **SP**

Última Visita: **11/07/2008** Situação Marco Principal: **Bom**

COORDENADAS GEODÉSICAS			
	Latitude:	24° 27' 36,1058" S	Sigma: 0,004 m
	Longitude:	47° 58' 49,3056" W	Sigma: 0,006 m
S	Altura Geométrica:	19,195 m	Sigma: 0,012 m
A	Altura Ortométrica:	17,235 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
D	X	3.8888.508,854 m	Sigma: 0,002 m
6	Y	- 4.315.651,126 m	Sigma: 0,003 m
9	Z	- 2.624.765,147 m	Sigma: 0,010 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
	UTM (E)	197.860,176 m	
	UTM (N)	7.291.575,181 m	
	MC:	- 45°	

COORDENADAS GEODÉSICAS			
S	Latitude:	24° 27' 37,8674" S	Sigma: 0,003 m
I	Longitude:	47° 58' 50,9900" W	Sigma: 0,004 m
R	Altura Geométrica (m):	14,258 m	Sigma: 0,007 m
G	Altura Ortométrica (m):	17,128 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
S	X	3.888.441,504 m	Sigma: 0,003 m
	Y	- 4.315.647,246 m	Sigma: 0,003 m
2	Z	- 2.624.803,367 m	Sigma: 0,010 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
0	UTM (E)	197.814,977 m	
0	UTM (N)	7.291.529,293 m	
	MC:	- 45°	Coordenadas Ajustadas em julho 2008

Localização
O vértice esta posicionado na margem direita do Rio Ribeira de Iguape, na estrada de Conchal Branco, distante 18 km da estrada SP – 139, entrar a 200 m antes do Córrego do Votupoca, adentrar 2 km + 200 m cravado na propriedade de Roberto Hianachiro.

Descrição
Pilar de concreto de formato quadrado, medindo 0,225 m de altura por 0,10 x 0,10 m de largura, tendo em seu topo um diapositivo de centragem forçada para bastão com tripé e uma chapa metálica na lateral, com a inscrição Rede GPS DAEE – UNESP VALE DO RIBEIRA.

Fotos do local

Relatório de Estação Geodésica

Código da Estação: RRI 023	Tipo: Estação Planimétrica
Município: SETE BARRAS	UF: SP
Última Visita: 11/07/2008	Situação Marco Principal: Bom

COORDENADAS GEODÉSICAS			
	Latitude:	24° 28' 00,8025" S	Sigma: 0,005 m
	Longitude:	48° 00' 58,6641" W	Sigma: 0,005 m
S	Altura Geométrica:	22,665 m	Sigma: 0,013 m
A	Altura Ortométrica:	20,685 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
D	X	3.885.593,159 m	Sigma: 0,004 m
6	Y	- 4.317.857,385 m	Sigma: 0,003 m
9	Z	- 2.625.458,243 m	Sigma: 0,011 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
	UTM (E)	802.462,392 m	
	UTM (N)	7.290.807,618 m	
	MC:	- 51°	

COORDENADAS GEODÉSICAS			
S	Latitude:	24° 28' 02,5639" S	Sigma: 0,004 m
I	Longitude:	48° 01' 00,3497" W	Sigma: 0,004 m
R	Altura Geométrica (m):	17,762 m	Sigma: 0,007 m
G	Altura Ortométrica (m):	20,582 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
S	X	3.885.525,809 m	Sigma: 0,003 m
	Y	- 4.317.853,505 m	Sigma: 0,003 m
2	Z	- 2.625.496,463 m	Sigma: 0,009 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
0	UTM (E)	802.412,635 m	
0	UTM (N)	7.290.763,790 m	
	MC:	- 51°	Coordenadas Ajustadas em julho 2008

Localização
O vértice esta posicionado na margem direita do Rio Ribeira de Iguape, na estrada de Conchal Branco, distante 23 km + 600 m da estrada SP – 139 esta cravado ao lado de uma antena parabólica em frente de um ponto de ônibus no Sítio Tietã.

Descrição
Pilar de concreto de formato quadrado, medindo 0,21 m de altura por 0,10 x 0,10 m de largura, tendo em seu topo um diapositivo de centragem forçada para bastão com tripé e uma chapa metálica na lateral, com a inscrição Rede GPS DAEE – UNESP VALE DO RIBEIRA.

Fotos do local

Relatório de Estação Geodésica

Código da Estação: RRI 024	Tipo: Estação Planimétrica
Município: ELDORADO	UF: SP
Última Visita: 11/07/2008	Situação Marco Principal: Bom

COORDENADAS GEODÉSICAS			
	Latitude:	24° 30' 21,7194" S	Sigma: 0,005 m
	Longitude:	48° 02' 51,7947" W	Sigma: 0,005 m
S	Altura Geométrica:	24,344 m	Sigma: 0,013 m
A	Altura Ortométrica:	22,314 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
D	X	3.882.023,996 m	Sigma: 0,004 m
6	Y	- 4.318.652,517 m	Sigma: 0,003 m
9	Z	- 2.629.404,756 m	Sigma: 0,011 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
	UTM (E)	799.182,176 m	
	UTM (N)	7.286.538,230 m	
	MC:	- 51°	

COORDENADAS GEODÉSICAS			
S	Latitude:	24° 30' 23,4810" S	Sigma: 0,004 m
I	Longitude:	48° 02' 53,4818" W	Sigma: 0,004 m
R	Altura Geométrica (m):	19,502 m	Sigma: 0,007 m
G	Altura Ortométrica (m):	22,212 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
A	X	3.881.956,646 m	Sigma: 0,003 m
S	Y	- 4.318.648,637 m	Sigma: 0,003 m
2	Z	- 2.629.442,976 m	Sigma: 0,009 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
0	UTM (E)	799.132,416 m	
0	UTM (N)	7.286.494,402 m	
	MC:	- 51°	Coordenadas Ajustadas em julho 2008

Localização
O vértice esta posicionado na margem direita do Rio Ribeira de Iguape, na estrada de Conchal Branco, distante 29 km + 600 m da estrada SP – 139 esta cravado ao lado de uma cerca de arame farpado ao lado do barracão de encaixotamento de banana na Fazenda Caiacanga.

Descrição
Pilar de concreto de formato quadrado, medindo 0,23 m de altura por 0,10 x 0,10 m de largura, tendo em seu topo um diapositivo de centragem forçada para bastão com tripé e uma chapa metálica na lateral, com a inscrição Rede GPS DAEE – UNESP VALE DO RIBEIRA.

Relatório de Estação Geodésica

Código da Estação: RRI 025	Tipo: Estação Planimétrica
-----------------------------------	----------------------------

Município: ELDORADO	UF: SP
----------------------------	---------------

Última Visita: 11/07/2008	Situação Marco Principal: Bom
----------------------------------	--------------------------------------

COORDENADAS GEODÉSICAS			
	Latitude:	24° 31' 48,0997" S	Sigma: 0,007 m
	Longitude:	48° 04' 44,2870" W	Sigma: 0,005 m
S	Altura Geométrica:	35,265 m	Sigma: 0,016 m
A	Altura Ortométrica:	33,185 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
D	X	3.878.937,886 m	Sigma: 0,005 m
6	Y	- 4.319.955,785 m	Sigma: 0,004 m
9	Z	- 2.631.827,430 m	Sigma: 0,014 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
	UTM (E)	795.957,411 m	
	UTM (N)	7.283.946,653 m	
	MC:	- 51°	

COORDENADAS GEODÉSICAS			
S	Latitude:	24° 31' 49,8613" S	Sigma: 0,006 m
I	Longitude:	48° 04' 45,9753" W	Sigma: 0,004 m
R	Altura Geométrica (m):	30,469 m	Sigma: 0,008 m
G	Altura Ortométrica (m):	33,079 m	Fonte: GPS/MAPGEO2004
COORDENADAS CARTESIANAS			
S	X	3.878.870,536 m	Sigma: 0,004 m
	Y	- 4.319.951,905 m	Sigma: 0,004 m
2	Z	- 2.631.865,650 m	Sigma: 0,013 m
COORDENADAS PLANAS (UTM)			
0	UTM (E)	795.907,649 m	
0	UTM (N)	7.283.902,825 m	
	MC:	- 51°	Coordenadas Ajustadas em julho 2008

Localização
O vértice esta posicionado na margem direita do Rio Ribeira de Iguape, na estrada de Conchal Branco, distante 37 km + 700 m da estrada SP – 139, esta cravado ao lado da rodovia, rio e cerca de arame farpado.

Descrição
Pilar de concreto de formato quadrado, medindo 0,28 m de altura por 0,10 x 0,10 m de largura, tendo em seu topo um diapositivo de centragem forçada para bastão com tripé e uma chapa metálica na lateral, com a inscrição Rede GPS DAEE – UNESP VALE DO RIBEIRA.

Fotos do local