



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**ANDRÉ LUIZ DE SOUZA CELARINO**

**O QUATERNÁRIO TARDIO NA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP): ANÁLISES  
MORFOMÉTRICAS E EVIDÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS PRESERVADAS EM  
SOLOS E SEDIMENTOS DE PLANÍCIES FLUVIAIS**

**CAMPINAS**

**2015**

**NÚMERO: 290/2015**

**ANDRÉ LUIZ DE SOUZA CELARINO**

**“O QUATERNÁRIO TARDIO NA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP): ANÁLISES  
MORFOMÉTRICAS E EVIDÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS PRESERVADAS EM  
SOLOS E SEDIMENTOS DE PLANÍCIES FLUVIAIS”**

**TESE DE DOUTORADO APRESENTADA AO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UNICAMP  
PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE DOUTOR EM  
GEOGRAFIA NA ÁREA DE ANÁLISE AMBIENTAL  
E DINÂMICA TERRITORIAL**

**ORIENTADOR: FRANCISCO SÉRGIO BERNARDES LADEIRA**

**ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO  
FINAL DA TESE DEFENDIDA PELO ALUNO  
ANDRÉ LUIZ DE SOUZA CELARINO E  
ORIENTADO PELO PROF. DR. FRANCISCO  
SÉRGIO BERNARDES LADEIRA.**

**CAMPINAS**

**2015**

Ficha catalográfica  
Universidade Estadual de Campinas  
Biblioteca do Instituto de Geociências  
Márcia A. Schenfel Baena - CRB 8/3655

C33q Celarino, André Luiz de Souza, 1984-  
O quaternário tardio na bacia do Rio Pardo (MG e SP) : análises morfométricas e evidências paleoambientais preservadas em solos e sedimentos de planícies fluviais / André Luiz de Souza Celarino. – Campinas, SP : [s.n.], 2015.

Orientador: Francisco Sérgio Bernardes Ladeira.  
Tese (doutorado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Geomorfologia fluvial. 2. Pedologia. 3. Paleogeografia. 4. Fitólitos. I. Ladeira, Francisco Sérgio Bernardes, 1965-. II. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para Biblioteca Digital

**Título em outro idioma:** The late quaternary period in Pardo river basin (MG e SP) : morphometric analysis and paleoenvironmental evidences preserved in soils and sediments of floodplains

**Palavras-chave em inglês:**

Fluvial Geomorphology

Pedology

Paleogeography

Phytoliths

**Área de concentração:** Análise Ambiental e Dinâmica Territorial

**Titulação:** Doutor em Geografia

**Banca examinadora:**

Francisco Sérgio Bernardes Ladeira [Orientador]

Alessandro Batezelli

Luiz Carlos Ruiz Pessenda

Alfredo Borges de Campos

Márcia Regina Calegari

**Data de defesa:** 09-12-2015

**Programa de Pós-Graduação:** Geografia



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**AUTOR:** André Luiz de Souza Celarino

**“O Quaternário na bacia do Rio Pardo (MG e SP): Análises morfométricas e evidências paleoambientais preservadas em solos de planícies fluviais”**

**ORIENTADOR:** Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira

Aprovada em: 09 / 12 / 2015

**EXAMINADORES:**

Prof. Dr. Francisco Sérgio Bernardes Ladeira – Presidente

Prof. Dr. Alfredo Borges de Campos

Profa. Dra. Marcia Regina Calegari

Prof. Dr. Luiz Carlos Ruiz Pessenda

Prof. Dr. Alessandro Batezelli

***A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora, consta no processo de vida acadêmica do aluno.***

Campinas, 09 de dezembro de 2015.

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer a todos aqueles que de alguma forma entraram em contato ou me ajudaram na longa caminhada do doutorado.

Primeiramente aos meus pais, Laércio Burian Celarino e Maria Aparecida de Souza Celarino, e ao meu irmão, Luiz Fernando de Souza Celarino, por compartilhar desta trajetória sempre oferecendo todo o suporte emocional possível.

À minha eterna namorada, Marina Sória Castellano, pelo diálogo, sabedoria, companheirismo, amor e paciência.

Aos amigos do LUDENS S.A em especial à figura de duas pessoas bastante importantes que proporcionaram grandes momentos de reflexão: Gustavo Nogueira de Paula e Rafael Alckmin Reis. Ao amigo Douglas Gonçalves pela companhia sempre descontraída e à Ademar Nakamoto pela imensa bondade e amizade.

À amizade dos tempos de graduação com Rafael Irmão Faltz, companheiro de muitas trocas de idéias. Menções também a Mateus Ancelmi e aos sempre presentes Fernando Nogueira, Thiago Alvarez e Lucas Augusto.

Aos amigos do período sanduíche em Austin-Texas, Paul Holloway, Thomas Christiansen, John Clary, Christine Bonthius e Catherine Linninger pela ajuda, companheirismo e adaptação. Aos amigos que fiz por lá também: Marcos Barrera, Luis Ignácio, Fabiano e Bruno.

Aos amigos da graduação e pós-graduação que de alguma forma se envolveram no trabalho: Renan, Roberta Bueno, Sâmia Passarella, Estéfano Gobbi, Marcelo Gigliotti, Gustavo Moraes, Rafael Vasquez, Diego (Sapo), Diego Sullivan, Fernanda Leonardi e Edson Mengatto.

Ao professor Edgardo Latrubesse da University of Texas at Austin pela amizade, acolhida e ensinamentos em geomorfologia fluvial durante o período sanduíche, experiências ótimas acadêmicas e de vida que foram essenciais nesta trajetória.

Ao Dr. Rodrigo Macedo (Esalq) e ao prof. Pablo Vidal Torrado (Esalq) pela ajuda essencial na extração e infra-estrutura de laboratório fornecida. À prof. Marcia Calegari pela ajuda final na identificação de fitólitos. Ao prof. Pessenda (CENA-USP) pela prontidão e ajuda essencial nos estágios iniciais da pesquisa.

Aos professores Alfredo Borges e José Stevaux pelas contribuições no exame de qualificação.

Ao prof. Francisco Ladeira pela imensa ajuda, oportunidade, orientação e sobretudo amizade ao longo de todos os anos que marcaram minha trajetória acadêmica na Unicamp e na Geografia.

Agradeço também à Valdirene e Maria Gorete da secretaria de pós-graduação do Departamento de Geografia, pela prontidão e ajuda com os trâmites tão necessários durante o estágio no exterior e durante todo o doutorado.

Agradeço à FAPESP (Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de São Paulo) através do processo nº 2011/00261-3, pelo suporte financeiro durante a bolsa no país e no exterior.

*“... eu também lera em algum lugar  
que se um homem não acreditasse piamente ou entendesse a causa que defendia, de certo  
modo, poderia fazer um trabalho mais convincente, o que me dava uma vantagem  
considerável sobre os professores.”*

Charles Bukowski

*“Gostar é provavelmente a melhor  
maneira de ter, ter deve ser a pior maneira de gostar.”*

José Saramago

*“A vida não é a que a gente viveu, e  
sim a que a gente recorda, e como recorda para contá-la.”*

Gabriel Garcia Marquez

# O QUATERNÁRIO NA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP): ANÁLISES MORFOMÉTRICAS E EVIDÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS PRESERVADAS EM SOLOS DE PLANÍCIES FLUVIAIS

As planícies fluviais são feições deposicionais do vale de um canal associadas a um regime climático ou hidrológico particular da bacia de drenagem, nesse sentido, os sedimentos são temporariamente armazenados e processos de agradação ou degradação serão responsáveis pela dinâmica nestes compartimentos. Em função dessa dinâmica, sobretudo no clima tropical úmido, os depósitos fluviais são rapidamente alterados quimicamente e horizontes pedológicos poderão evoluir, reunindo ali uma série de nutrientes e elementos químicos responsáveis pela ocupação de uma vegetação típica, em às condições climáticas, sedimentares, hidrológicas e pedológicas regionais.

Nessas unidades geomorfológicas ocorre uma alta diversidade de habitats terrestres, transicionais e aquáticos em diferentes estágios de evolução, o sistema rio-planície fluvial traz um alto grau de heterogeneidade de processos físicos, químicos e bióticos, portanto, tais áreas possuem enorme potencial ecológico e preservam importantes informações ambientais do passado.

O objetivo deste trabalho foi interpretar tais informações no que toca a evolução da bacia do Rio Pardo, desde a sua nascente no estado de Minas Gerais até a sua foz junto ao Rio Grande, na divisa entre São Paulo e o triângulo mineiro. Preliminarmente, algumas características morfométricas foram levantadas com o objetivo de identificar indícios de ajustamentos recentes na bacia que tenham influenciado a dinâmica do canal, analisando espacialmente a distribuição de anomalias de drenagem, perfis longitudinais, lineamentos estruturais e falhas. De posse dessas informações partiu-se para a análise de 14 perfis de solo selecionados ao longo da planície fluvial do Rio Pardo e afluentes, onde 7 foram estudados quanto às suas características químicas, granulométricas e micromorfológicas, associando-as aos ambientes de sedimentação e aos principais processos de intemperismo, incluindo datações por  $^{14}\text{C}$  e Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE). Os resultados mostraram que os processos de intemperismo são bastante significativos mesmo em ambientes onde a pedogênese pode ser ocasionalmente interrompida por depósitos fluviais. As análises mostraram que muitos destes processos de alteração estão ainda em curso, na micromorfologia observou-se em alguns perfis zonas de alteração de Biotitas/Muscovitas para argilominerais. Na macromorfologia observou-se que em determinadas situações a pedogênese foi capaz inclusive de gerar horizontes Bt, pouco comuns em áreas de drenagem pouco eficiente, como são as planícies fluviais, por esse motivo foi essencial a utilização da metodologia de fácies sedimentares, pois através dela foi possível identificar através da arquitetura do depósito qual a sua posição relativa dentro da planície, que poderia favorecer ou não os processos de alteração química. Observou-se também que há registros de climas mais frios e secos na bacia no período entre 35.000 e 17.000 anos, que se mantiveram até o último máximo glacial ( $\approx$  17.000 AP). No Holoceno Médio (6000 a 3845 anos A.P) o clima passou a um estágio mais quente e úmido que o atual, com predomínio das gramíneas, mas com aumento de fitólitos de Palmeiras, assim como empobrecimento isotópico de  $^{13}\text{C}$ . No Holoceno Superior o clima passou a ser tipicamente quente e úmido, com maior participação de morfotipos de árvore e arbustos e também das Palmeiras, indicando uma vegetação mais próxima aos cerrados que hoje ocupam a porção mais à jusante da bacia.

**Palavras chaves:** Geomorfologia fluvial, Pedogênese, Fitólitos, Planície Fluvial, Reconstituição Paleoambiental.

# THE QUATERNARY PERIOD IN PARDO RIVER BASIN (MG E SP): MORPHOMETRIC ANALYSIS AND PALEOENVIRONMENTAL EVIDENCES PRESERVED IN SOILS OF FLOODPLAINS

Floodplains are depositional features of a channel valley connected to a specific climatic or hydrologic condition of the drainage basin, in this sense, sediments are temporarily stored and aggradation or degradation processes will be responsible for the dynamics of these units. As a function of this dynamics, mostly in humid tropics, floodplain deposits are fastly chemically weathered and soil horizons could evolve, yielding nutrients and chemical elements responsible for the occupation of a typical vegetation, as an answer of climatic, sedimentary, hydrologic and pedologic conditions.

These geomorphologic units have a high diversity of terrestrial, transitional and aquatic habitats in different stages of evolution, the river-floodplain system brings high degree heterogeneity of physical, chemical and biotic processes, therefore, such areas have an important ecological potential and are able to preserve data from past environments.

The aim of this work was to understand such informations about the evolution of Pardo River basin, from its headwaters in Minas Gerais state to the mouth, at Grande River, at the borders of São Paulo state and “triângulo mineiro”. Preliminarily, some morphometric features were carried out in order to identify evidences of recent adjustments in the basins that changed channel dynamics, particularly the drainage anomalies distribution, longitudinal profiles, structural lineaments and faults. Regarding these basic informations, 14 soil profiles were selected in the floodplains of Pardo river and their affluents, where 7 were studied regarding chemical, grain size and micromorphology features, associating them to the architecture of sedimentation and to weathering processes, including  $^{14}\text{C}$  and OSL (Optically stimulated luminescence) datings. The results showed that weathering processes are very significant even though in situations where pedogenesis could be occasionally interrupted by floodplain deposits. Most of these processes are still running, micromorphology analysis has revealed transformation of Biotite/Muscovite into clay minerals in several profiles. Macromorphology has revealed that in some situations the soil forming processes were able to generate Bt horizons, unusual in poorly drained areas such as floodplains, for that reason the sedimentary facies method used was essential, only by using it we could identify the deposit architecture and its relative position on floodplain, which could support or not chemical weathering processes. Records of climates colder and drier than today were identified between 35000 and 17000 years BP, situation kept until the last glacial maximum ( $\approx 17000$  BP). In the Middle Holocene (6000 a 3845 years BP) climate changed to a warmer and wetter than today condition, where grass phytoliths prevailed despite an increase of palms as well as an impoverishment of  $^{13}\text{C}$  signal. In Upper Holocene the climate changed to a typical warm and humid tropical condition, with higher participation of trees, shrubs and palms phytoliths, which indicated a vegetation closer to the savannas that are spread today mostly on upper parts of the basin.

**Keywords:** Fluvial Geomorphology, Pedogenesis, Phytoliths, Floodplain, Paleoenvironmental reconstruction.

## SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E ORGANIZAÇÃO DA TESE.....	19
1. Introdução.....	19
2. Organização da tese.....	23
3. Referências bibliográficas.....	24
CAPÍTULO 2 – ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP): SUBSÍDIOS PARA A DISCUSSÃO SOBRE INFLUÊNCIA NEOTECTÔNICA.....	26
1. Introdução.....	26
2. Hipótese.....	27
3. Objetivos.....	27
4. Metodologia.....	27
4.1 Área de Estudo.....	27
4.2 Contexto Geológico e Geomorfológico.....	30
4.3 Densidade de drenagem (DD).....	37
4.4 Perfis Longitudinais.....	38
4.5 SL – <i>Stream Gradient Index</i> .....	39
4.6 Identificação de lineamentos de drenagem.....	40
5. Resultados.....	41
5.1 Densidade de drenagem.....	41
5.2 Perfis Longitudinais.....	42
5.3 SL – <i>Stream Gradient Index</i> .....	55
5.3.1 SL- Drenagens.....	56
5.3.2 SL- Segmentos de drenagem.....	58
5.4 Lineamentos.....	59
6. Discussão.....	61
7. Considerações Finais.....	64
8. Referências bibliográficas.....	66

CAPÍTULO 3 – PROCESSOS PEDOGENÉTICOS EM SEDIMENTOS ALUVIAIS EM DIFERENTES TRECHOS DA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP): ANÁLISE MACROMORFOLÓGICA, MICROMORFOLÓGICA E GEOQUÍMICA DE DEPÓSITOS EM DIFERENTES ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO. ....		73
1.	Introdução.....	73
2.	Objetivos.....	74
3.	Metodologia.....	75
3.1	O ambiente fluvial .....	75
3.2	Fácies sedimentares .....	77
3.3	Descrição pedológica dos perfis em campo .....	80
3.4	CrITÉrios de seleÇão dos pontos de amostragem .....	82
3.5	Análises laboratoriais .....	83
3.5.1	Granulometria .....	83
3.5.2	Geoquímica.....	83
3.5.3	Luminescência óticamente estimulada (LOE).....	85
3.5.4	Datação por <sup>14</sup> C.....	86
3.5.5	Micromorfologia.....	86
4.	Resultados e Discussão.....	87
4.1	ALTO PARDO .....	91
4.1.1	FeiÇões micromorfológicas.....	96
4.2	MÉDIO PARDO .....	101
4.2.1	FeiÇões micromorfológicas.....	107
4.3	MÉDIO/BAIXO PARDO.....	111
4.3.1	TERRAÇOS.....	113
4.3.2	PLANÍCIE ALUVIAL .....	114
4.3.2.1	Meandros abandonados.....	114
4.3.2.1.1	FeiÇões micromorfológicas.....	120
4.3.2.2	Depósitos em barras de pontal .....	124

4.3.2.2.1	Feições micromorfológicas.....	130
4.3.2.3	Depósitos de canal e diques marginais .....	130
4.3.2.3.1	Feições micromorfológicas.....	135
4.3.2.4	Foz do rio Araraquara .....	139
4.3.2.4.1	Feições micromorfológicas.....	145
4.4	BAIXO PARDO.....	148
5.	Considerações Finais .....	154
6.	Referências Bibliográficas.....	159
CAPÍTULO 4 – FITÓLITOS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E NITROGÊNIO COMO INDICADORES DE MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS AO LONGO DO QUATERNÁRIO NA BACIA DO RIO PARDO.....		
		164
1.	Introdução.....	164
2.	Objetivos.....	165
3.	Metodologia.....	166
3.1	Razão $C_{total}/N_{total}$ , Nitrogênio total e isótopos de $^{13}C$ e $^{15}N$ .....	166
3.2	Datação por $^{14}C$ .....	167
3.3	Luminescência ópticamente estimulada (LOE).....	168
3.4	Extração de Fitólitos.....	169
4.	Resultados.....	171
4.1	Alto Pardo – Perfil 1 (P1) .....	172
4.2	Médio Pardo – Perfil 2 (P2).....	175
4.3	Médio/Baixo Pardo – Perfis 8, 10, 12 e 13.....	179
4.3.1	Perfil 8 (P8) – Meandro Abandonado .....	179
4.3.2	Perfil 10 (P10) – Depósitos em Barras de Pontal .....	183
4.3.3	Perfil 12 (P12) – Depósitos de canal e diques marginais .....	188
4.3.4	Perfil 13 (P13) – Foz do rio Araraquara .....	192
4.3.5	Baixo Pardo – Perfil 14 (P14).....	196

5. Discussão Geral .....	200
6. Considerações Finais .....	203
7. Referências Bibliográficas.....	206
ANEXO I – Análise Granulométrica .....	212
ANEXO II – Análise Geoquímica.....	213
ANEXO III – Datações por LOE .....	214
ANEXO IV – Datações por <sup>14</sup> C.....	215
ANEXO V – Análises isotópicas de <sup>13</sup> C e <sup>15</sup> N.....	219

## Índice de Figuras

### Capítulo 2

Figura 1: Municípios da Bacia do rio Pardo.....	28
Figura 2: Subdivisões da Bacia do Rio Pardo nos estados de SP e MG. ....	29
Figura 3 - Mapa Geológico da bacia do rio Pardo.....	32
Figura 4 - Mapa geomorfológico da bacia do rio Pardo.....	35
Figura 5 - Modelo digital do terreno da bacia do rio Pardo .....	36
Figura 6: Parâmetros utilizados no cálculo do SL. Extraído de Etchbehere <i>et al.</i> (2004).....	39
Figura 7: Densidade de drenagem da bacia do rio Pardo. ....	41
Figura 8: Maiores tributários do rio Pardo e principais feições estruturais.....	43
Figura 9: Perfis longitudinais das principais drenagens da bacia do rio Pardo. ....	45
Figura 10: Trecho do ribeirão do Agudo relacionado à anomalia 2. A seta representa o sentido da drenagem.....	47
Figura 11: Trecho do rio Canoas com controle estrutural.....	49
Figura 12: Trechos do rio Araraquara apresentando controle estrutural.....	50
Figura 13: Trechos com padrão de drenagem em treliça na região da bacia do rio Guaxupé..	52
Figura 14: Caráter meândrico do rio Capivari, na cota de 1200 m. ....	53
Figura 15: Mudança brusca na morfologia de meadrante para retilíneo no rio Capivari.....	54
Figura 16: Área da cachoeira do Itambé no Córrego da Boiada .....	55
Figura 17: A - Índices SL dos 50 maiores tributários do rio Pardo distribuídos pela posição da nascente. A linha tracejada representa o valor médio entre todos os rios analisados. B – Índices SL dos 50 maiores tributários do rio pardo distribuídos por Hierarquia de drenagem. A linha tracejada representa o valor médio de cada agrupamento. ....	56
Figura 18: Índices SL dos 50 maiores tributários separados por setor da Bacia. ....	57
Figura 19: Mapa de índices SL para toda bacia.....	58
Figura 20: Lineamentos de drenagem interpretados para a área de estudo. ....	60

### Capítulo 3

Figura 1: Feições geomorfológicas de uma planície fluvial num canal meandrante.. ....	76
Figura 2: A – <i>Chute cutoff</i> . B. <i>Neck Cutoff</i> . C – Avulsão. . ....	77
Figura 3: Localização das trincheiras e tradagens realizadas ao longo da bacia do rio Pardo. ....	81
Figura 4: Conceitos básicos da datação por luminescência.....	85

Figura 5: Contexto Geológico dos perfis analisados. ....	88
Figura 6: Unidades geomorfológicas do Alto curso, posição do perfil na planície fluvial (seta vermelha) e perfil topográfico. ....	92
Figura 7: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 1. ....	93
Figura 8: Detalhe do horizonte enterrado a 190cm (fície C) no perfil 1.....	95
Figura 9: Fotomicrografias do perfil 1.. ....	98
Figura 10: Fotomicrografias do perfil 1. ....	99
Figura 11: Fotomicrografias do perfil 1. ....	101
Figura 12: Mapa geomorfológico regional de trecho do médio curso. ....	102
Figura 13: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 2. ....	104
Figura 14: A - Detalhe das associações de fácies do perfil 2. B - Detalhe da estratificação cruzada planar e o desenvolvimento de horizontes pedológicos Btg nas fácies acima. ....	105
Figura 15: Fotomicrografias do perfil 2.. ....	109
Figura 16: Fotomicrografias do perfil 2 ....	110
Figura 17: A – Corredeiras marcando o começo do trecho meandrante do rio Pardo. B – Alta vazão do canal resultando em processos erosivos significativos. ....	111
Figura 18: Mapa geomorfológico regional do Médio/Baixo curso ....	112
Figura 19: Perfis analisados na unidade Terraço através de sondagens. ....	113
Figura 20: Perfis amostrados em antigos meandros abandonados (P3 foi coletado em um meandro abandonado fora da área em questão, a localização é apresentada na Figura 5). ....	115
Figura 21: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 8. ....	117
Figura 22: Detalhe das fácies e dos horizontes pedológicos identificados no perfil 8. Ao lado direito o detalhe das laminações citadas no texto. A seta branca indica o topo do perfil. ....	118
Figura 23: Fotomicrografias do perfil 8. ....	122
Figura 24: Fotomicrografias do perfil 8 ....	123
Figura 25: Formação de uma zona de separação de fluxo e deposição de silte em barras de pontal. (NANSON, 1980). ....	125
Figura 26: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 10. ....	126
Figura 27: Detalhe das associações de fácies FF e LA do perfil 10. ....	128

Figura 28: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 12. ....	131
Figura 29: Detalhe das fácies interpretadas para o perfil 12. As linhas brancas pontilhadas paralelas indicam estratificações cruzadas planares bastante incipientes. ....	133
Figura 30: Fotomicrografias do perfil 12. ....	137
Figura 31: Fotomicrografias do perfil 12. ....	139
Figura 32: Região da foz do rio Araraquara com o rio Pardo em detalhe. As setas brancas indicam alguns paleocanais e a seta preta indica o sentido de escoamento da drenagem. A seta branca pontilhada dimensiona a largura da planície fluvial. ....	140
Figura 33: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 13. ....	142
Figura 34: Detalhe das associações de fácies interpretadas no perfil 13. ....	143
Figura 35: Fotomicrografias do perfil 12. ....	148
Figura 36: Unidades Geomorfológicas do baixo curso. ....	149
Figura 37: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 14. ....	150
Figura 38: A – Formação de barras laterais em canais retilíneos (ALLEN, 1965). B – Em tempos de baixa energia do canal os depósitos mais finos se sedimentam sobre os depósitos de canal. C – Em tempos de alta energia do canal ocorrem os depósitos mais grossos por acreção lateral (MACKIN, 1937 <i>apud</i> MIALL, 2006). ....	151
Figura 39: Detalhe das amostras recuperadas no testemunho do perfil 14. ....	153

#### Capítulo 4

Figura 1: Localização dos pontos amostrados. ....	171
Figura 2: Relação C/N, $^{15}\text{N}$ , $^{13}\text{C}$ , $\text{C}_{\text{total}}$ e abundância de fitólitos no perfil 1. ....	172
Figura 3: Fotomicrografias dos morfotipos encontrados em P1 (1- 40 –100cm, 2- 190-250cm). Poaceae: Elongate (A, N), Bilobate (B, I, L), Cross (C), Cuneiform Buliform (D, O), Cylindrical polylobate (E), Rondel (M), Square (P). Arecaceae: Globular echinated (F). Eudicotiledôneas: Cylindric (J), Globular psilate (H), Elipsoidal psilate (S). Araucariaceae: Crater shaped (Q). Pólen não identificado (G). ....	174
Figura 4: Relação C/N, $^{15}\text{N}$ , $^{13}\text{C}$ , $\text{C}_{\text{total}}$ e abundância de fitólitos no perfil 2. ....	176

Figura 5: Fotomicrografias de fitólitos encontrados em P2. Poaceae: <i>Elongate</i> (A), <i>Bilobate</i> (F), <i>Saddle</i> (G), <i>Rondel</i> (C, D, E), <i>Square</i> (B). Arecaceae: <i>Globular echinated</i> (H, L). Eudicotiledôneas: <i>Parallepipedal</i> (J), <i>Tabular</i> corroído (I).....	178
Figura 6: Aspecto geral da vegetação próxima ao P8. No primeiro plano a vegetação em regeneração típica do meandro abandonado, em segundo plano, espécies de floresta semidecídua e cerrado arborizado (IBGE, 2004). .....	180
Figura 7: Relação C/N, $^{15}\text{N}$ , $^{13}\text{C}$ , $\text{C}_{\text{total}}$ e abundância de fitólitos no perfil 8.....	181
Figura 8: Fotomicrografias de fitólitos com significado taxonômico em P8. Poaceae: <i>Elongate</i> (C), <i>Elongate Echinata</i> (D), <i>Bilobate</i> (J, F, G), <i>Rondel</i> (H), <i>Cross</i> (I). Eudicotiledôneas: <i>Globular rugose</i> (A), <i>Globular smooth</i> (B). Espícula de Esponja (E).....	182
Figura 9: Aspecto geral da vegetação no ponto 10. No segundo plano observa-se maior ocorrência de espécies arbustivas na floresta semidecídua e cerrado arborizado (IBGE, 2004). .....	184
Figura 10: Relação C/N, $^{15}\text{N}$ , $^{13}\text{C}$ , $\text{C}_{\text{total}}$ e abundância de fitólitos no perfil 10.....	185
Figura 11: Fotomicrografias de fitólitos encontrados em P10. 1) 60-70cm - Poaceae: <i>Bulliform</i> corroído (A, C), <i>Elongate Echinata</i> (B), <i>Bilobate</i> (F, G), <i>Cylindrical Polilobate</i> (D). Eudicotiledôneas: <i>Cylindric sulcate tracheid</i> (I, J, H), <i>Globular rugose</i> (E). 2) 140-180cm – Poaceae: <i>Rondel</i> (M, R), <i>Retangular</i> (Pooideae) (N), <i>Bilobate</i> (O, M, N, L), <i>Elongate</i> (P), <i>Saddle</i> (Q, R).....	187
Figura 12: Relação C/N, $^{15}\text{N}$ , $^{13}\text{C}$ , $\text{C}_{\text{total}}$ e abundância de fitólitos no perfil 12.....	189
Figura 13: Fotomicrografias de fitólitos com significado taxonômico em P12 (175cm). Poaceae: <i>Saddle</i> (B), <i>Elongate</i> (C, P), <i>Bilobate</i> (D, I), <i>Rondel</i> (O, G, Q). Arecaceae: <i>Globular Echinata</i> (E). Araucariaceae: <i>Crater Shaped</i> (M). Eudicotiledôneas: <i>Cylindric sulcate tracheid</i> (N), <i>Tabular</i> (A), <i>Parallepipedal</i> (L, F). .....	191
Figura 14: Relação C/N, $^{15}\text{N}$ , $^{13}\text{C}$ , $\text{C}_{\text{total}}$ e abundância de fitólitos no perfil 13.....	193
Figura 15: Fotomicrografias de fitólitos com significado taxonômico em P13. Poaceae: <i>Bulliform</i> (C, F), <i>Elongate</i> (A, B, G, D), <i>Elongate Echinata</i> (H), <i>Panicoideae</i> (J, H, E).....	194
Figura 16: Isótopos estáveis e abundância de fitólitos no perfil 14.....	197
Figura 17: Fotomicrografias de fitólitos e outros corpos silicosos em P14 (1 – 150cm, 2 – 250cm). Espículas de esponja: Fragmento de megasclera de <i>Corvospongilla seckti</i> (A, B, O, P), Fragmento de megasclera de <i>Heterorotula fistula</i> (C), megasclera de <i>Trochospongilla repens</i> . Diatomáceas não identificadas (E, D, N). Fitólitos – Poaceae: <i>Elongate</i> e <i>bilobate</i> com	

haste fragmentada (G), Panicoideae (I, L), Pooideae (J), *Bulliform* (M). Palmeiras (Areaceae): *Globular echinated* (H). Dicotiledôneas: *Globular Rugose* (F)..... 199

## Índice de Tabelas

### Capítulo 3

Tabela 1: Elementos arquiteturais de depósitos fluviais. Modificado de Miall (2006).....	79
Tabela 2: Fácies encontradas nos perfis da bacia do rio Pardo. Adaptada de Miall (2006).....	89
Tabela 3: Principais características micromorfológicas do Perfil 1. ....	96
Tabela 4: Principais características micromorfológicas do perfil 2. ....	107
Tabela 5: Principais características micromorfológicas do perfil 8. ....	120
Tabela 6: Principais características micromorfológicas do perfil 12. ....	135
Tabela 7: Principais características micromorfológicas do perfil 13. ....	145

### Capítulo 4

Tabela 1: Representação dos grupos com significado taxonômico (Adaptado de CALEGARI, 2008).....	170
---	-----

## CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO E ORGANIZAÇÃO DA TESE

### 1. Introdução

Embora exista atualmente uma série de processos pelos quais as planícies fluviais possam ser formadas, é essencial a interação entre depósitos de clastos arenosos ou cascalhos relacionados ao canal, depósitos de acreção vertical e depósitos de acreção lateral. Não obstante depósitos de acreção lateral em barras de pontal e depósitos mais grossos transportados como carga de fundo sejam processos significativos, muitos depósitos aluviais consistem em sedimentos mais finos (*overbank fines*) acomodados verticalmente durante as épocas de cheias. Nesse sentido os canais fluviais agem como condutores de sedimentos enquanto as planícies fluviais adjacentes funcionam como armazenadoras de finos (WRIGHT and MARRIOT, 1993). Walling e Bradley (1989) mediram que no rio Culm (Inglaterra), 85% da carga sedimentar transportada em suspensão pelo canal era armazenada nas planícies fluviais após eventos de cheia.

Os sedimentos mais finos depositados apresentam maior superfície de contato e uma grande quantidade de minerais alteráveis. Nesse sentido, num clima tropical há uma tendência a que estes sedimentos sejam modificados pela pedogênese de maneira efetiva. A combinação entre processos geomorfológicos e pedológicos é a principal propriedade dos solos aluviais definida por Daniels (2003), e a sucessão vertical entre depósitos de planície fluvial e pedogênese gerou o conceito de pedofácies (KRAUS, 1987), restrito ao ambiente aluvial e empregado para identificar as variações laterais das propriedades pedogenéticas dos pacotes sedimentares em função da distância das áreas de acumulação.

Para Allen (1965) os sedimentos aluviais possuem características relacionadas à sua geometria, textura, estrutura e fatores biológicos, tais propriedades são definidas pela fisiografia e pela geometria hidráulica dos cursos d'água, assim como a dinâmica da vazão dos rios que controla o transporte/deposição dos materiais e a morfologia do canal.

Desse modo, a planície fluvial é uma unidade geomorfológica que evolui em função da interação entre parâmetros morfométricos, incluindo a geometria hidráulica, as características do transporte e a morfologia do canal, com parâmetros ligados ao intemperismo. Forma-se um ciclo composto por processos de erosão, transporte e sedimentação dos materiais nas planícies, que por sua vez serão alterados num segundo momento pela pedogênese. Entender como as formas atuais foram elaboradas necessariamente implicaria em conhecer alguns destes fatores. Um caminho possível seria a aplicação de determinados índices morfométricos em conjunto com técnicas que permitam

avaliar o ambiente de deposição e o grau de alteração posterior dos sedimentos, metodologia cerne deste trabalho.

A área de estudo é a bacia do rio Pardo, cuja nascente encontra-se na cidade de Ipuíuna-MG na unidade bacia do rio Grande, sub-bacia “afluentes mineiros dos rios Mogi-Guaçu/Pardo” (GD 06 – IGAM – Instituto Mineiro de Gestão das Águas). O rio escoar no sentido SE-NW até atingir a sua foz, passando por sete subdivisões em dois comitês de bacia hidrográfica do estado de São Paulo. A área total drenada da bacia é de 17.860 km<sup>2</sup> e a descarga média anual no rio Grande é de 500 m<sup>3</sup>/s, no entanto, a vazão medida próximo às cidades de Barretos-SP e Guaíra-SP nos meses de fevereiro e março pode passar de 1700 m<sup>3</sup>/s (DAEE s/d).

Um dado que chama a atenção para a importância da bacia numa escala mais continental é a quantidade de sedimentos transportados em suspensão, segundo DAEE (1985), o rio Pardo carregou no período de 1967 a 1981, em média, 99.5t/hora de sedimentos em suspensão, o que resultaria em aproximadamente 0.8 X 10<sup>6</sup> t/ano, ou seja, 3-8% da carga transportada pelo rio Paraná à montante da cachoeira de Sete Quedas, medida no período de 1972 a 1978 por Stevaux (1994). Portanto, o rio Pardo contribui com 3 a 8% de toda a carga sedimentar em suspensão carregada pelo rio Paraná no trecho próximo a cachoeira de Sete Quedas, ou seja, é um sistema que tem uma importância grande nos processos de transporte e deposição de sedimentos finos nas planícies fluviais do rio Paraná, entre os dez maiores do mundo em termos de vazão (LATRUBESSE *et al.*, 2005).

A bacia do rio Pardo drena uma área de complexa configuração geomorfológica e geológica, as regiões mais altas escoam por cinturões orogênicos enquanto aquelas mais baixas escoam por bacias sedimentares em extensas planícies, podendo, portanto, ser classificada como uma bacia de drenagem mista (LATRUBESSE *et al.*, *op.cit.*). Ainda que em termos de sistemas tropicais a bacia não esteja entre as maiores no que se refere à área drenada e vazão, no estado de São Paulo o rio Pardo é um dos mais importantes tanto do ponto de vista ecológico quanto econômico, contudo, apesar de sua relevância no contexto regional, foi muito pouco estudado.

Os escassos estudos realizados na bacia se concentraram no alto Pardo, região de Caconde-SP e Poços de Caldas-MG, caso dos trabalhos de Setzer (1956), Hiruma e Ponçano (1994) e Melo *et al.* (1993). Setzer (1956) estudou os solos do vale do rio Pardo entre os municípios de Caconde e Poços de Caldas e apontou para a riqueza dos solos em cálcio,

potássio e magnésio em decorrência dos gnaisses anfíbolíticos da região, e em manganês em virtude da sua complexação pela matéria orgânica e também pela alteração de micas.

Melo *et al* (1993) estudaram a atividade neotectônica na região com base em dados geológicos e geomorfológicos e a atribuíram três fases. A primeira foi de desenvolvimento a partir do Cretáceo Superior, correspondente ao lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. A segunda, no Paleógeno, associada a eventos geradores do sistema de rift da Serra do Mar na borda continental. A terceira (Pós-paleógeno), de prosseguimento da atividade ao longo do lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio, que seria responsável pelos esforços neotectônicos na área do alto Pardo.

Hiruma e Ponçano (1994) estudaram a densidade de drenagem e a relação com fatores geomorfopedológicos também na área do alto Pardo. Foi observada significativa correlação espacial das anomalias de alta densidade de drenagem com a distribuição das principais estruturas reativadas no Mesozóico-Cenozóico.

Fora do alto Pardo destaca-se o trabalho de Turcq *et al.* (1997), que propuseram uma reconstituição paleohidrológica e paleoclimática do vale do rio Tamanduí, afluente próximo a cidade de São Simão-SP. Depósitos aluviais indicaram período úmido entre 33.000-22.000A.P e de 10.000-6.000A.P, com expansão de florestas e diminuição de erosão nas vertentes. De 17.000 a 10.000A.P houve um período seco com raras cheias e erosão das vertentes, em contraste com o período após 6.000A.P, marcado por baixa vazão, estabilidade do canal e lençol freático próximo à superfície. Estes resultados não são compatíveis com os dados de outros trabalhos apresentados para o Quaternário (LEDRU *et al.*, 2005), já que a última glaciação teve seu início após 115.000 A.P com o fim do último período interglacial e se estendeu até aproximadamente 10.000 A.P, tendo seu máximo glacial próximo a 20.000 anos, o que difere do trabalho de Turcq *et al.* (*op.cit.*). Além disso, o período seco que se instaurou após 6000 A.P também é divergente dos resultados da bibliografia, que indica o estabelecimento de um clima úmido na região sudeste a partir de 6.000 A.P (STEVAUX, 2000; BEHLING, 2002).

Existe uma vasta produção científica que discute mudanças climáticas do período Quaternário, muitas delas apontam para um determinado padrão nas oscilações onde a tendência após a última glaciação no Pleistoceno é um clima mais quente e úmido no Holoceno. Muitos destes trabalhos são realizados em ambientes fluviais, outros em registros de sedimentos lacustres, mas são relativamente raros os trabalhos que abordam a pedogênese no ambiente aluvial.

Porém, numa área tão grande quanto a do Brasil, é possível encontrar expressões diferentes dos paleoclimas entre as regiões, por exemplo, a região Sul ainda preservava vastas áreas com vegetação de campos até o Holoceno médio (BEHLING, 2002), indicando que o clima ali ainda era seco, em contraste com outras localidades. Este trabalho parte então da hipótese de que o paleoclima do território brasileiro não foi uniforme, ou seja, houve áreas onde havia diferença de condições ambientais assim como as que existem atualmente, sendo assim, diferentes produtos da alteração de minerais foram gerados segundo as condições de intemperismo predominantes em cada região, gerando, portanto, processos pedogenéticos distintos.

De maneira geral, no mundo tropical o intemperismo pode agir de maneira bem rápida e eficiente. Nesse sentido, identificar como e em que velocidade os sedimentos aluviais são depositados e alterados na planície fluvial gerando solos é essencial para estudos paleoambientais, esta é a principal contribuição deste trabalho.

Além disso, não só o clima pode influenciar os processos deposicionais em uma bacia, por muitas vezes é o fator estrutural que explica as formas encontradas nos pacotes sedimentares, determinados ajustes estruturais são capazes de produzir uma série de feições de deformação, soerguimento ou subsidência, caso das bacias de Taubaté e do rio Paraíba do Sul. Alguns autores ainda argumentam que algumas dessas feições foram geradas nos últimos eventos relacionados ao surgimento da Serra do Mar no Oligoceno, e que os rejeitos gerados preencheram vales e planícies produzindo deformações nos terraços, conforme Riccomini *et al.* (1989) identificou no vale do Rio Paraíba do Sul, considerando tais feições como quaternárias.

Sendo assim, buscou-se identificar através de índices morfométricos calculados em ambiente SIG (Sistema de Informações Georreferenciado) indícios de movimentações estruturais quaternárias no âmbito da bacia do rio Pardo, objetivando investigar a sua cronologia e a sua origem.

Portanto, este trabalho tem como objetivo geral trazer novas informações acerca da evolução da bacia tanto numa perspectiva paleoclimática a partir dos processos geomorfológicos identificados na planície fluvial, quanto num viés mais estrutural. O viés estrutural será abordado através da análise de alguns parâmetros morfométricos como a densidade de drenagem, índice SL (*Stream gradient index*), declividade-extensão (RDE), perfis longitudinais, mapa de lineamentos de drenagem, índice de concavidade, índice de declividade e fator de relevo. A perspectiva paleoclimática será trabalhada utilizando o

conceito de fácies fluviais proposto por Miall (2006), além disso, perfis de solo foram descritos em distintas unidades da planície fluvial ao longo de toda a bacia e serão apresentados em conjunto com análises geoquímicas, granulométricas, micromorfológicas, isótopos estáveis de carbono e nitrogênio, datações por LOE (luminescência opticamente estimulada) e descrições dos processos pedogenéticos pelos quais os sedimentos aluviais foram alterados, conforme previstas por Santos *et al.* (2005).

## 2. Organização da tese

Este documento está organizado em quatro capítulos. O primeiro é introdutório e apresenta os objetivos gerais do trabalho.

O capítulo 2 discute alguns índices morfométricos calculados para a bacia do rio Pardo com o objetivo de identificar possíveis ajustamentos tectônicos recentes que possam ter influenciado a dinâmica do canal e os processos de sedimentação nas planícies fluviais.

O capítulo 3 discute os materiais que formam as planícies fluviais nos distintos setores da bacia (alto, médio, médio/baixo e baixo Pardo). Perfis foram analisados nas planícies fluviais desde montante a jusante com o objetivo de identificar os processos geomorfológicos atuantes, incluindo o ambiente de sedimentação e a morfologia do canal, assim como os processos pedogenéticos pelos quais os depósitos aluviais foram alterados.

O capítulo 4 apresenta uma reconstituição paleoambiental da bacia, utilizando análises isotópicas, datações e identificação de fitólitos para a interpretação das variações climáticas ao longo do período Quaternário.

### 3. Referências bibliográficas

- ALLEN, J.R.L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, v.5, p. 89-191, 1965.
- BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 177, p. 19-27, 2002.
- DANIELS, M. Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. **Geomorphology** 56, p. 225–242, 2003.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ESGOTO DO ESTADO DE SP (DAEE). **Banco de dados fluviométricos do Estado de São Paulo**. Disponível em <http://www.daee.sp.gov.br/>.
- \_\_\_\_\_. **Transporte sólido por suspensão em rios paulistas**. Org José Setzer. Centro Tecnológico de Hidráulica, Escola Politécnica da USP, 1985, 86p. Disponível em <http://www.scribd.com/doc/103336296/TRANSPORTE-SOLIDO-POR-SUSPENSAO-EM-RIOS-PAULISTAS-Livro>.
- HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfológicos na área do alto rio Pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 15, n. 1/2, p. 49-57, 1994.
- KRAUS, M.J. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. **Journal of sedimentary petrology**, 57, 602–612, 1987.
- LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 70, p.137-206, 2005.
- LEDRU, M.P., ROUSSEAU, D., CRUZ JR., F.W., RICCOMINI, C., KARMANN, I., MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100.000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. **Quaternary Research**, 64, p. 444-450, 2005.
- MELO, M.S. de; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. Neotectônica da área do alto rio Pardo (SP e MG). **Revista do Instituto Geológico**, v.14, n.2, p. 27-38, 1993.
- MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. 4ª. ed. New York: Springer, 2006, 582p.
- RICCOMINI, C. **O Rift continental do sudeste do Brasil**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1989. 256 p.
- SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5ª Edição. Viçosa: SBCS, 2005. 92p.
- SETZER, J. A natureza e as possibilidades do solo no vale do rio Pardo entre os municípios de Caconde, SP, e Poços de Caldas, MG. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 3, p.3-37, 1956.

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**, 72, p.73-85, 2000.

STEVAUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, 21, p.143-161, 1994.

TURCQ, B., PRESSINOTTI, M., MARTIN, L. Paleohydrology and Paleoclimate of the Past 33.000 years at the Tamanduá River, Central Brazil. **Quaternary Research**, 47, p.284-294, 1997.

WALLING, D.E., BRADLEY, S.B. Rates and Patterns of contemporary floodplain sedimentation: A case study of the River Culm, Devon, UK. **GeoJournal**, v.19.1, p.53-62, 1989.

WRIGHT, V.P., MARRIOTT, S.B. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. **Sedimentary Geology**, 86, p.203-210, 1993.

## CAPÍTULO 2 – ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP): SUBSÍDIOS PARA A DISCUSSÃO SOBRE INFLUÊNCIA NEOTECTÔNICA.

### 1. Introdução

Os estudos neotectônicos têm sido utilizados no Brasil com o objetivo de entender como os movimentos da crosta terrestre durante o Mioceno e Plioceno foram capazes de formar as feições geomorfológicas atuais. Desde então, tem-se gerado uma grande quantidade de trabalhos que usam a geomorfologia como metodologia de análise, sobretudo a fluvial (DOORNKAMP, 1986; HASUI, 1990; MELO *et al.*, 1993; HIRUMA e PONÇANO, 1994; LATRUBESSE E RANCY, 2000; SAADI *et al.*, 2000; HAYAKAWA E ROSSETTI, 2012; etc).

Tem-se produzido uma série de trabalhos de caráter regional por todo o Brasil que investigam evidências de neotectônica em áreas com contextos geológicos completamente distintos. Nesse sentido, o presente trabalho tem como objetivo investigar e apresentar informações a respeito da bacia do rio Pardo segundo um conjunto de técnicas oriundas da geomorfologia fluvial.

Alguns trabalhos têm lançado mão de uma série de técnicas como perfis longitudinais (ZANCOPÉ *et al.*, 2009; GUEDES *et al.*, 2006; 2009), densidade de drenagem, lineamentos (COUTO *et al.*, 2011; CONCEIÇÃO & SILVA, 2013; PASSARELLA *et al.*, 2010), índice SL (*Stream Gradient Index*) (ETCHBEHERE *et al.*, 2004; 2006), fator de assimetria (HAYAKAWA & ROSSETTI, 2012), índice de circularidade, índice de sinuosidade, coeficiente de manutenção (ALVES E CASTRO, 2013) entre outros.

Com o avanço das geotecnologias, a geomorfologia fluvial tem se utilizado de novas imagens com melhor resolução e distribuição livre, como imagens Landsat e SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), o que tem diminuído o tempo de execução e melhorado a precisão de tais investigações. Além disso, softwares cada vez mais capazes no que toca ao armazenamento e processamento de dados têm surgido, alguns também em livre distribuição.

Para o presente trabalho se fez necessária uma investigação bastante criteriosa das principais características da bacia do rio Pardo, como uma etapa introdutória para as demais análises e que fosse capaz de apresentar as primeiras discussões sobre a área de estudo, que seriam então atacadas também com outras metodologias.

Nesse sentido, o presente trabalho tem como objetivo investigar e apresentar informações morfométricas na bacia do rio Pardo segundo um conjunto de técnicas complementares, adicionando mais informações ao banco de dados já produzido por outros

trabalhos em outras localidades do Brasil, focando especificamente na região que abrange desde as porções centrais da Província Tocantins até o nordeste da Bacia Sedimentar do Paraná.

Para isso, alguns parâmetros morfométricos como perfis longitudinais, análise de densidade de drenagem, mapa de lineamentos, índice de concavidade, índice de inclinação e índice SL (*Stream Gradient Index*) foram calculados buscando evidências de alterações ligadas a fatores estruturais.

## 2. Hipótese

Este capítulo tem como hipótese o fato de que ajustamentos tectônicos recentes na bacia podem ser responsáveis por mudanças nas formas dos canais e nas características dos sedimentos transportados e depositados nas planícies fluviais. Por sua vez, o conjunto de tais alterações pode ser identificado com o uso de determinados índices morfométricos em produtos cartográficos, utilizando-se de uma metodologia que poderá indicar um padrão desses ajustes e em quais locais são mais frequentes.

## 3. Objetivos

O objetivo geral é identificar se há indícios de ajustamentos recentes na bacia do rio Pardo que tenham influenciado não só a dinâmica do canal como a deposição de sedimentos nas planícies fluviais.

Como objetivo específico, serão analisadas as anomalias de drenagem dos rios mais importantes da bacia, identificando a provável cronologia destes eventos e associando-os à evolução da bacia no contexto da plataforma sul-americana.

## 4. Metodologia

### 4.1 Área de Estudo

A área de estudo abrange toda a bacia hidrográfica do rio Pardo, desde a sua nascente na vertente mineira até a foz junto ao rio Grande, na divisa do estado de São Paulo com Minas Gerais (

Figura 1). É limitada a oeste pela bacia do rio Mogi Guaçu, a leste pela bacia do rio Grande e a norte pela bacia do Sapucaí-Mirim/Grande. A bacia abrange 51 municípios, com uma população total de 1.988.078 pessoas (IBGE, 2007), sendo os mais populosos Poços de Caldas-MG e Ribeirão Preto-SP.

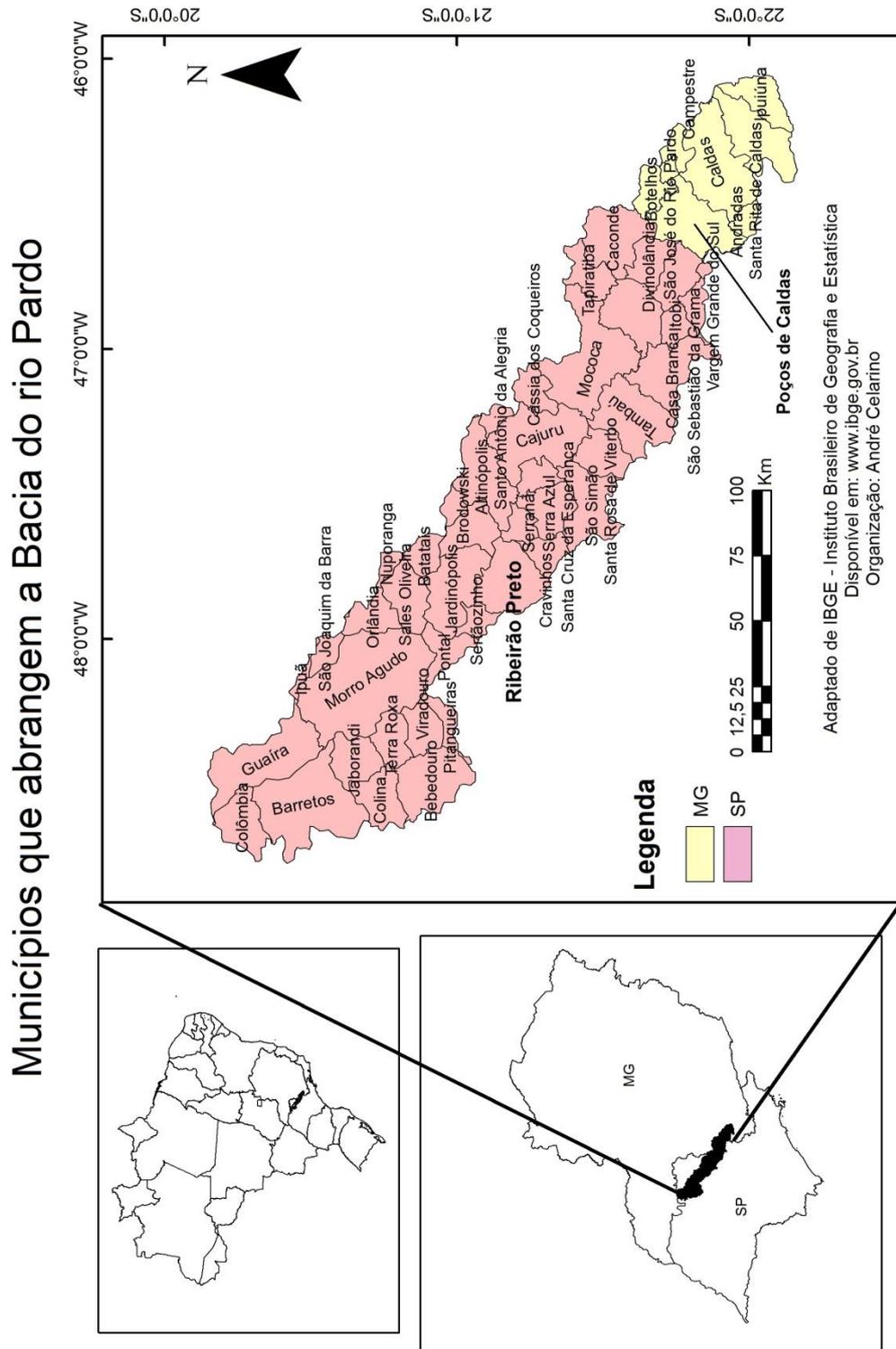


Figura 1: Municípios da Bacia do rio Pardo.

O rio Pardo nasce na cidade de Ipiúna-MG na unidade Bacia do rio Grande, sub-bacia “afluentes mineiros dos rios Mogi-Guaçu/Pardo” (GD 06 - IGAM – Instituto Mineiro de Gestão das Águas), escoa no sentido SE-NW até atingir a sua foz, passando por 7 subdivisões em 2 comitês de bacia hidrográfica do estado de São Paulo (Figura 2). A área total drenada da

bacia é de 17.860 km<sup>2</sup>, densidade de drenagem de 1,19km/km<sup>2</sup> e descarga média anual no rio Grande é de 500m<sup>3</sup>/s, no entanto, a vazão medida próximo às cidades de Barretos-SP e Guáira-SP nos meses de fevereiro e março pode passar de 1500 m<sup>3</sup>/s (DAEE s/d).

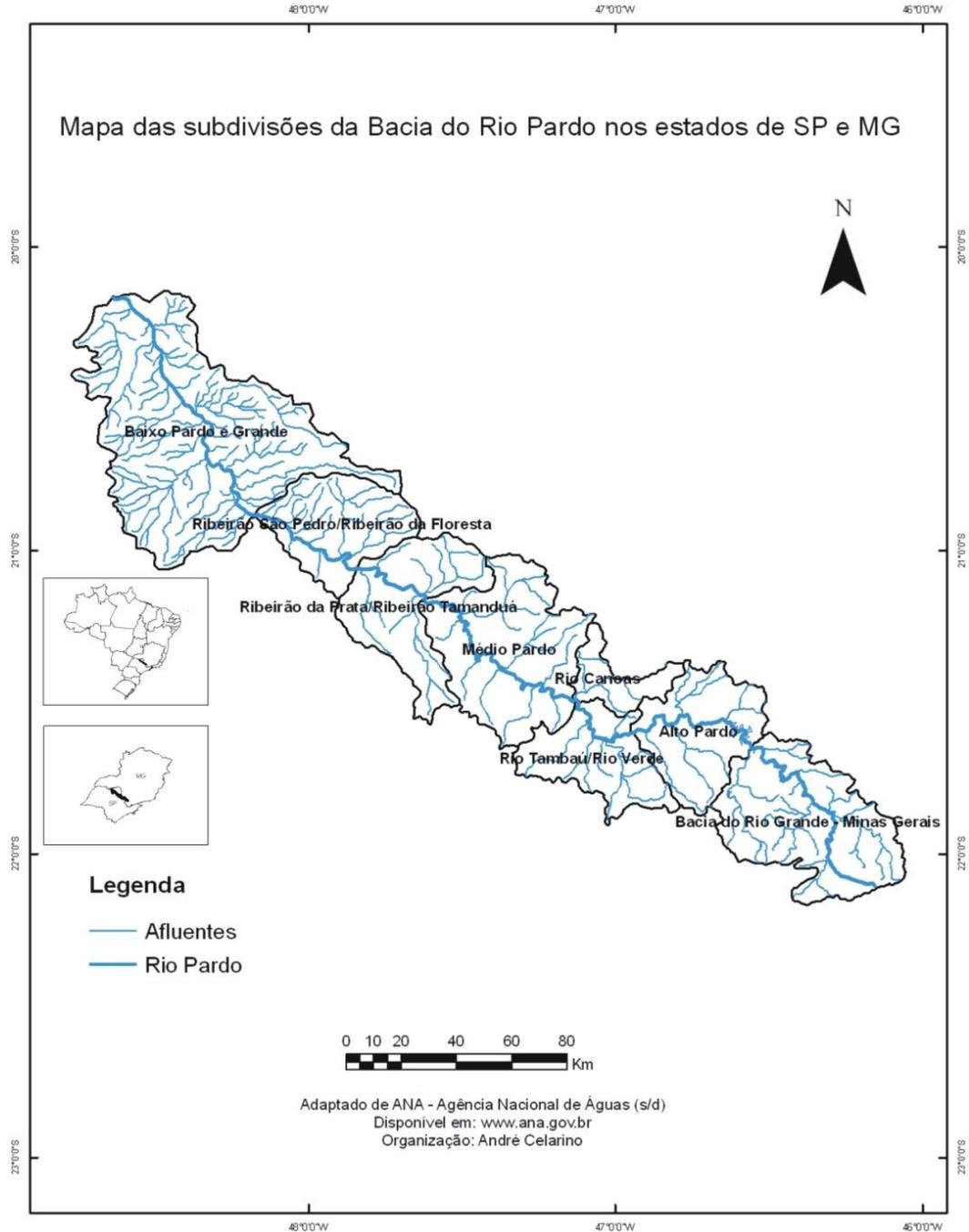


Figura 2: Subdivisões da Bacia do Rio Pardo nos estados de SP e MG, baseado nos relatórios dos comitês de Bacia Hidrográfica do rio Pardo CBH-PARDO (IPT, 2000); Comitê da bacia hidrográfica do Baixo Pardo/Grande (CBH-BPG, 2009); Comitê da bacia hidrográfica dos afluentes mineiros dos Rios Mogi Guaçu e Pardo (IGAM-GD6, 2010).

Baseado no mapa da Figura 2 e nos contextos geomorfológico e geológico que serão apresentados a seguir, a bacia foi dividida em Alto Pardo, Médio-Baixo Pardo e Baixo Pardo.

A região do Alto Pardo engloba as divisões “Bacia do rio Grande Minas Gerais” e “Alto Pardo”, conforme apresentados na Figura 2, são características deste setor vales bastante entalhados com pouca dimensão interfluvial, sendo comum a presença de corredeiras. Predominam os processos erosivos e a formação de planícies fluviais é bastante limitada em função da elevada declividade, a geologia regional é composta por rochas do embasamento cristalino e maciços ligados ao intenso magmatismo associado à separação dos continentes africano e sulamericano, conforme será apresentado no item seguinte.

O trecho denominado Médio Baixo Pardo engloba as divisões “Rio Canoas”, “Rio Tambaú/Rio Verde”, “Médio Pardo” e “Ribeirão da Prata/Ribeirão Tamanduá”, conforme apresentado na Figura 2. São características deste setor vales menos entalhados e maiores dimensões interfluviais quando comparados com o Alto Pardo, além disso, a diminuição da declividade diminui a velocidade da água nos canais, promovendo maior transporte de sedimentos em suspensão. Alguns trechos desenvolvem canais bastante sinuosos e a morfologia meandrante passa a ser bastante comum nos tributários e mais frequente no rio Pardo, onde passa a escoar sobre rochas da Bacia Sedimentar do Paraná.

O Baixo Pardo engloba as divisões “Ribeirão São Pedro/Ribeirão da Floresta” e “Baixo Pardo/Grande” (Figura 2), nesta região o rio Pardo passa a escoar pelo Planalto Ocidental Paulista, ou seja, são vastas áreas com baixas declividades onde afloram os basaltos da formação Serra Geral e por vezes as sedimentares do Grupo Bauru, grandes dimensões interfluviais e vales pouco entalhados propiciam uma ampla participação dos Latossolos nos perfis de alteração. As planícies fluviais são extensas e chegam a alcançar alguns quilômetros de espessura, há a formação de terraços fluviais que atualmente são totalmente ocupados pela cultura da cana de açúcar. Os canais tributários são pouco sinuosos e o principal é por vezes retilíneo, há a formação irregular de planícies fluviais em função dos depósitos em barras laterais, hoje totalmente ocupados pela vegetação.

#### 4.2 Contexto Geológico e Geomorfológico

A nascente em Minas Gerais, até a área do alto Pardo, situa-se no maciço de Guaxupé (Figura 3), onde predominam os complexos Varginha-Guaxupé. São constituídos por granulitos migmatizados e intrudidos por granitos (ALMEIDA *et al*, 1976), que segundo

Melo *et al* (1993), correspondem a terrenos antigos de alto grau metamórfico bordejados por uma faixa de dobramentos mais jovem (faixa alto rio Grande). Segundo Hiruma e Ponçano (1994), as rochas foram afetadas por “migmatização e anatexia no Proterozóico Superior, e encaixam rochas granitóides intrusivas tardi a pós-tectônicas do proterozóico médio a Eopaleozóico”.

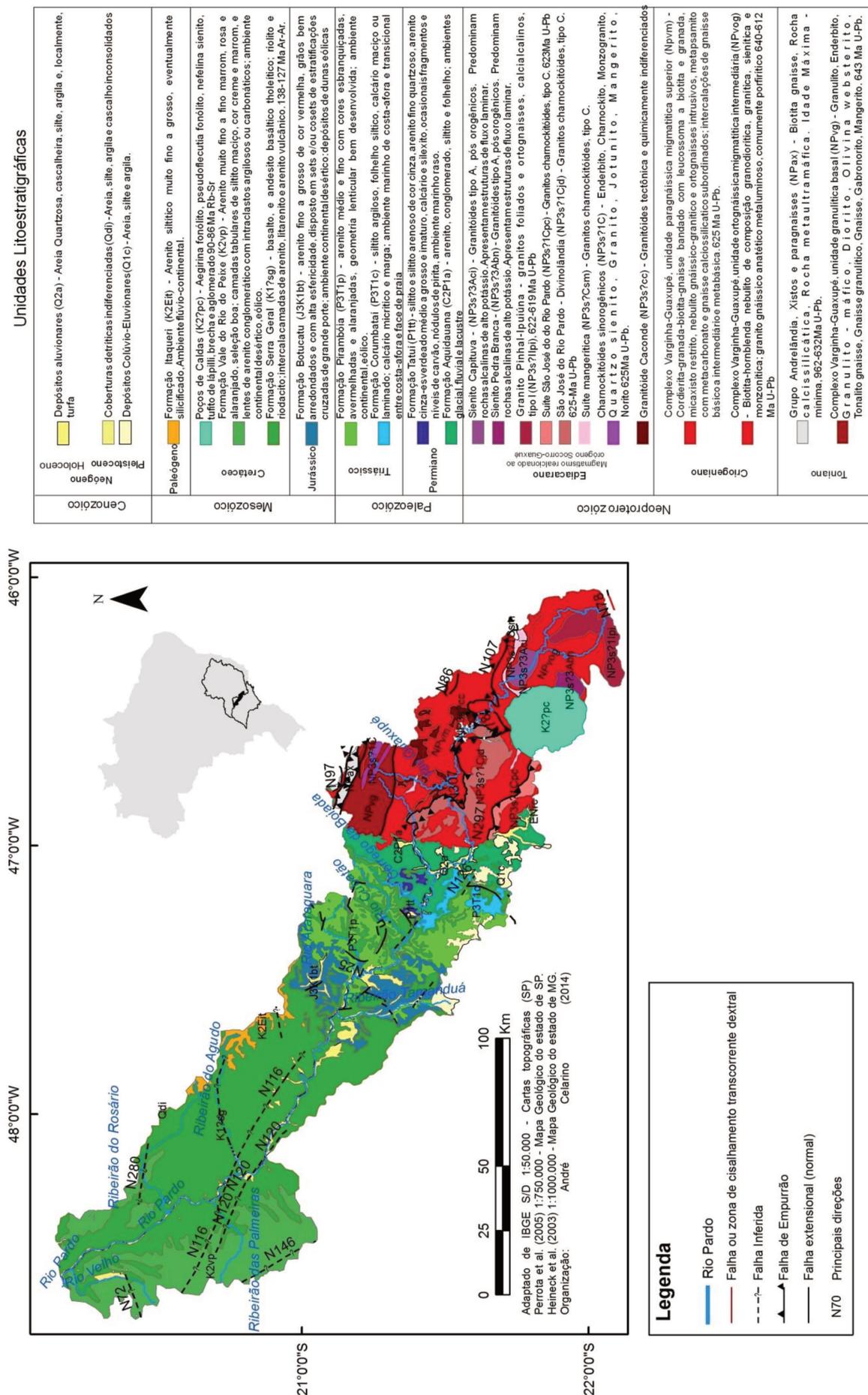


Figura 3 - Mapa Geológico da bacia do rio Pardo.

No alto Pardo e bacia do rio Grande ocorre também o batólito granitóide Pinhal-Ipuiúna, constituído por um conjunto de rochas granitóides predominantemente porfíricas de composição variável, delineando uma tendência tipicamente cálcio-alcalina (HADDAD *et al*, 1997). O batólito ocorre encaixado em rochas metamórficas de alto grau, em geral afetadas por intensa migmatização (HADDAD *et al*, *op cit.*).

Os sienitos Capituva e Pedra Branca consistem em uma variedade de sienitos potássicos, que inclui tipos saturados com augita sódica e aegirina-augita, flogopita e titanita, e tipos supersaturados com augita e biotita (HADDAD *et al*, 1997).

A suíte São José do Rio Pardo, produzida há cerca de 620 Ma juntamente com o granito Pinhal, está associada à fusão parcial de uma seção crustal exposta num terreno de alto grau, denominado por Janasi (1997) como Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé a sul do Cráton do São Francisco. É formada por corpos tabulares dobrados com uma associação de rochas mangeríticas a graníticas, que resultou de cristalização fracionada *in situ* de magmas quartzo mangeríticos (JANASI *op cit.*).

O limite oeste dessas unidades cristalinas corresponde ao limite com os sedimentos paleozóicos e vulcânicas mesozóicas associadas à Bacia do Paraná. Durante o Mesozóico-Paleoceno a região do alto Pardo foi afetada por intenso magmatismo alcalino, “exposto em estruturas circulares, representado por intrusivas hipoabissais e lavas efusivas, encontradas nos maciços alcalinos de Poços de Caldas e Boa Vista” (MELO *et al*, 1993).

No domínio da bacia do Paraná, as formações geológicas de maior importância no âmbito da bacia do rio Pardo são: Aquidauana, Tatuí, Corumbataí, Pirambóia, Botucatu, Serra Geral, Itaqueri e Rio Claro:

**Formação Aquidauana:** Composta por um pacote de arenitos do Carbonífero-Permiano, com cimento ferruginoso, siltitos, folhelhos vermelhos, conglomerados e níveis de tilito. Segundo Bravo (1998), a Formação Aquidauana registra uma fase glacial comum a todo o Gondwana. Vários autores admitiram uma origem continental para os sedimentos, que seriam depósitos flúvio-lacustres com influência glacial.

**Formação Tatuí:** Composta principalmente de arenitos e siltitos, estes últimos representam o início da sedimentação pós-glacial que ocorreu no Permiano (FULFARO *et al*, 1984). Formada em ambiente costeiro e de mar aberto raso (IPT, 1981).

**Formação Corumbataí:** Segundo Zaine (1994), é constituída por argilitos, siltitos e folhelhos arroxeados e marrom-avermelhados, às vezes esverdeados, com intercalações de arenitos, leitos carbonáticos e coquinas. Suas características faciológicas indicam um ambiente deposicional associado a planícies de maré, interpondo-se, esporadicamente, depósitos de "offshore", sendo admitidas condições mais continentais para o topo (GAMA

JR., 1979). A idade da formação, com base em palinomorfos, tem sido atribuída ao final do Permiano Superior (DAEMON e QUADROS, 1970).

**Formação Pirambóia:** estende-se de maneira contínua por todo Estado de São Paulo, aflorando ao longo de toda Depressão Periférica Paulista. Com espessura variável, seus depósitos chegam a atingir 270m em seções aflorantes na região de São Pedro-SP. Em termos de gênese sedimentar, considerou-as como predominantemente fluvial (CAETANO CHANG E WU, 2003).

**Formação Botucatu:** composta por um pacote de arenitos de granulação fina a média, com estratificação cruzada característico de dunas. A formação Botucatu representa diversos ambientes de um grande paleodeserto de aridez crescente, que perdurou até os derrames basálticos da formação Serra Geral, no cretáceo. (IPT, 1981).

**Formação Serra Geral:** composta por um conjunto de derrames basálticos, entre os quais se intercalam camadas de arenitos da Formação Botucatu. Corpos intrusivos podem estar associados, geralmente compondo diques e *sills* (IPT, *op.cit.*).

**Formação Itaqueri:** Almeida & Barbosa (1953) descreveram sedimentos areno-conglomeráticos existentes nas serras de Itaqueri, Santana, São Carlos e do Cuscuzeiro, ora sobreposta aos basaltos da Formação Serra Geral ora aos arenitos eólicos da Formação Botucatu, pertencentes ao Grupo São Bento de idade juro-cretácica (IPT, *op.cit.*). A Formação Itaqueri foi descrita por Almeida & Barbosa (*op.cit.*) como uma alternância de arenitos com matriz argilosa, folhelhos, conglomerados e arenitos intensamente silicificados, situados no Paleógeno.

**Formação Rio Claro:** Os sedimentos da Formação Rio Claro são predominantemente arenosos, esbranquiçados, amarelados e róseos, mal consolidados. São comuns as intercalações de lentes argilosas e também de níveis conglomeráticos (ZAINÉ, *op.cit.*). Em relação à fonte dos sedimentos, é incontestável a derivação dos arenitos das formações Botucatu e Pirambóia, conforme atestado pela situação geográfica e pelas semelhanças granulométricas e texturais. Fulfaro e Suguio (1968) consideram a Formação Rio Claro como Neoógena, baseando-se num quadro geral de evolução da tectônica e sedimentação do Cenozóico brasileiro.

Quanto ao contexto geomorfológico (Figura 4), observa-se que a bacia inicia-se no Planalto de Poços de Caldas em cotas que vão desde 1.100m até 1750m, aproximadamente (Figura 5).

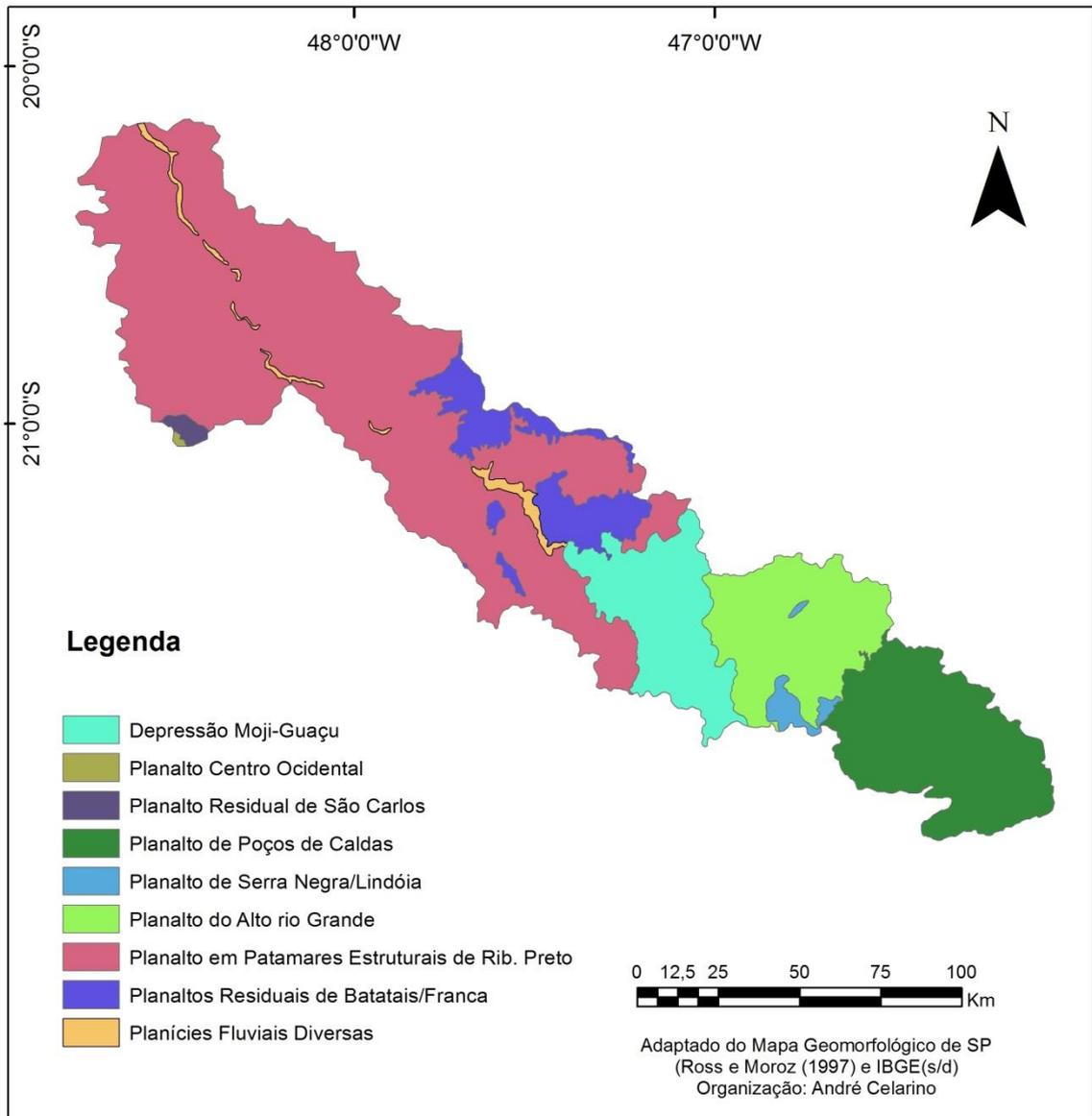


Figura 4 - Mapa geomorfológico da bacia do rio Pardo

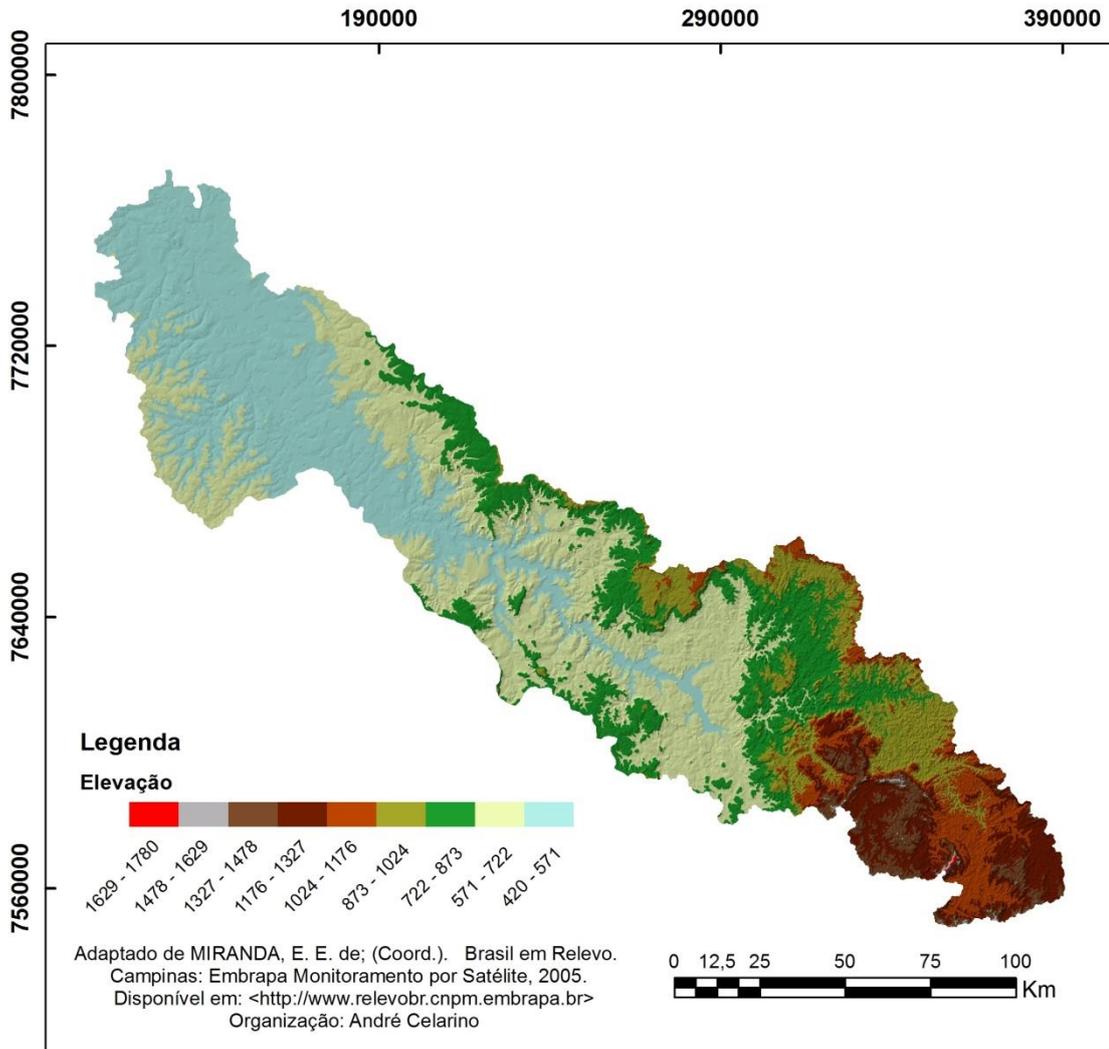


Figura 5 - Modelo digital do terreno da bacia do rio Pardo

Segundo Leonardi (2007), a nascente do rio Pardo retrata um complexo de rochas efusivas e intrusivas oriundas da reativação do ciclo brasileiro e posterior intrusão alcalina no Cretáceo (SCHOBENHAUS, 1981). Para Almeida (1964), esse setor é um planalto montanhoso com topo situado entre 1500 e 1600m de altitude, de configuração circular e estritamente estabelecido numa chaminé de rochas eruptivas alcalinas.

No estado de São Paulo, o rio Pardo percorre os terrenos do escudo Atlântico na região de Caconde, Divinolândia e Vargem Grande do Sul, em cotas inferiores a 1000m, escoando pelo relevo da bacia sedimentar do Paraná, especificamente sobre os terrenos paleomesozóicos da Depressão Periférica Paulista, mantendo o sentido NW em direção ao eixo do rio Paraná e rompendo a zona de cuestas basálticas, adaptando-se às estruturas rochosas.

No seu trecho final, o rio Pardo entra no Planalto Ocidental Paulista (Figura 4), composto por rochas do Grupo Bauru e derrames da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo)

(Figura 3), em cotas inferiores a 700m (Figura 5). Segue nessa província até a sua foz junto ao rio Grande.

As unidades geomorfológicas que a bacia do rio Pardo percorre no estado de SP, segundo Ross e Moroz (1997), são:

**Planalto do Alto rio Grande** (Planalto Atlântico - Cinturão Orogênico do Atlântico): Predominam morros baixos com topos convexos e parte com topos aguçados. O entalhamento dos vales varia entre menos de 20m até 80m e dimensão interfluvial entre 750m até 3.750m. Predominam altimetrias entre 700 e 1000m e as declividades ficam entre 20 a 30%.

**Depressão Moji Guaçu** (Depressão Periférica Paulista – Bacia do Paraná): Predominam colinas de topos tabulares amplos, onde os vales são entalhados até 20m e a dimensão interfluvial varia de 1750 a 3750m. Predominam altimetrias entre 500 e 650m com declividades entre 5 e 10%.

**Planalto em Patamares Estruturais de Ribeirão Preto** (Planalto Ocidental – Bacia do Paraná): Predominam colinas amplas e baixas com topos tabulares, com vales de entalhamento médio menor que 20m e a dimensão interfluvial variando entre 750m até mais de 3750m. Predominam cotas entre 500 e 700m e as declividades são de 2 a 10%.

Foram utilizadas 43 cartas topográficas na escala 1:50.000, fornecidas pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística), e também imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), obtidas através do projeto TOPODATA (INPE-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) que foram processadas no software ArcMap®. Para cada análise, foram adotados alguns procedimentos descritos a seguir.

#### 4.3 Densidade de drenagem (DD)

O objetivo desta análise foi correlacioná-la com as demais análises fluviométricas para a identificação de zonas anômalas que possam ter sido submetidas a deformações estruturais. A densidade de drenagem foi definida por Horton (1945) como a razão entre a soma do comprimento dos rios de uma bacia hidrográfica dividido pela sua área, podendo ser descrita pela equação:

$$Dd = \frac{\Sigma L}{A}$$

Onde Dd é a densidade de drenagem,  $\Sigma L$  a soma do comprimento dos canais e A, a área da bacia.

A bacia do rio Pardo foi dividida em setenta sub-bacias para o cálculo do comprimento das drenagens e da área de cada bacia ( $\text{km}/\text{km}^2$ ), utilizando-se o software ArcMap®. Após esse procedimento, utilizou-se a ferramenta de interpolação *Geostatistical Analyst Tools*, sob o método da Krigagem ordinária, que é a estimativa de um valor numa determinada posição utilizando  $n$  dados mais próximos, através de uma combinação linear (SILVA, 1999), com o objetivo de espacializar as informações e obter um mapa onde os índices pudessem ser comparados. A escolha deste método foi pautada assumindo duas premissas: 1) Não haver tendência nos dados; 2) Não haver correlação dos dados com distância, portanto outros métodos como o IDW (Inverso do quadrado da distância) não se aplicariam.

#### 4.4 Perfis Longitudinais

A representação de bacias hidrográficas através de perfis longitudinais é uma técnica bastante utilizada na identificação de anomalias no canal fluvial (HACK, 1973; McKEOWN *et al.*, 1988; GUEDES *et al.*, 2006, 2009; WHIPPLE *et al.*, 2007; ZANCOPE, 2008; LEE e TSAI, 2010 entre outros). Esta técnica consiste na plotagem de um gráfico onde o eixo das ordenadas representa a altitude e a abscissa o comprimento do canal ou do vale, sendo esta última a variável independente.

Neste trabalho foram selecionados, além do rio Pardo, onze de seus maiores tributários para a confecção de perfis longitudinais. Para cada drenagem foi medida a distância percorrida pelo canal entre duas curvas topográficas (com intervalo de 20m).

Para a verificação de trechos anômalos, gerou-se uma reta de regressão exponencial de melhor ajuste ao conjunto de dados (maior coeficiente  $R^2$ ). A escolha da função exponencial se deu em função do melhor ajuste desta em relação ao perfil das drenagens, em detrimento de regressões lineares e potenciais, conforme outros autores também já verificaram (SHEPERD, 1985, McKEOWN *et al.*, 1988).

Além disso, segundo Sheperd (1985), os perfis longitudinais geralmente respondem a mais que uma equação de regressão, pois possuem diferentes trechos anômalos dentro do seu curso. Portanto, naqueles perfis longitudinais com maiores rugosidades foram utilizadas duas retas de regressão e plotadas no mesmo gráfico, com o intuito de comparar e eliminar possíveis anomalias super ou subestimadas por apenas uma reta de regressão.

#### 4.5 SL – Stream Gradient Index

Esta técnica foi utilizada pela primeira vez por Hack (1973) e consiste na relação entre declive e extensão do canal. Desde então, muitos trabalhos tem lançado mão desta técnica para identificar processos neotectônicos, zonas de falha, mudanças de nível de base, entre outros (ETCHBEHERE *et al.*, 2004, 2006; GUEDES *et al.*, 2009; LEE e TSAI, 2010; MONTEIRO *et al.*, 2010; FONT *et al.*, 2010).

Ela é calculada usando a seguinte fórmula:

$$\text{Stream gradient index (SL)} = \left( \frac{\Delta h}{\Delta l} \right) \times L$$

Onde,  $\Delta h$  é a diferença altimétrica entre dois pontos de um segmento ao longo do canal;  $\Delta l$  é a projeção horizontal da extensão do segmento e  $L$  é o comprimento total do curso a montante do ponto para o qual o índice foi calculado (Figura 6).

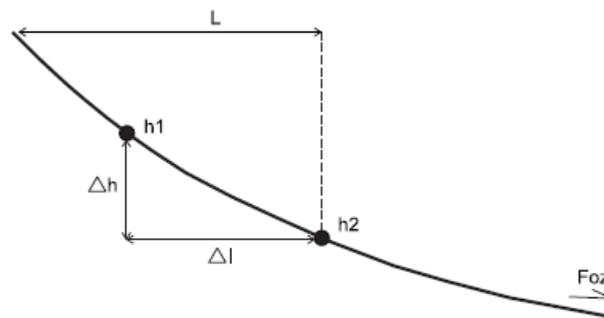


Figura 6: Parâmetros utilizados no cálculo do SL. Extraído de Etchbehere *et al.* (2004).

Foram selecionados, além do rio Pardo, os cinquenta maiores afluentes em extensão e calculados os índices SL tanto para segmentos quanto para toda a drenagem, conforme utilizado por Etchbehere *et al.* (2004; 2009), Mckeown *et al.* (1988), Monteiro *et al.* (2010), Guedes *et al.* (2009) e Lee e Tsai (2010). O índice SL total é calculado através da fórmula:

$$SL_{total} = \frac{\Delta h}{\log_n L}$$

Onde,  $\Delta h$  é a amplitude altimétrica total, ou seja, diferença entre as cotas da cabeceira e da foz, e  $L$  é o comprimento total do curso.

Evitou-se drenagens que possuíam algum tipo de alteração antrópica, como, por exemplo, construção de barragens e alteração do leito original do rio. Ainda assim, aqueles

trechos analisados que continham alguma alteração dessa natureza foram descartados para que os dados não fossem distorcidos.

O comprimento de cada drenagem foi medido com auxílio do Arcmap®, calculando a distância do segmento do canal entre duas curvas de nível, que no caso das cartas utilizadas, possuem equidistância de 20m. Os dados foram tabulados e o índice obtido foi inserido no ponto médio de cada segmento, totalizando 725 pontos plotados. Na última etapa os índices SL geraram um mapa de valores interpolados usando a ferramenta *Geostatistical Analyst Tools*, utilizando a metodologia de Krigagem ordinária, conforme justificado anteriormente. De acordo com Mckeown *et al.* (1988), os valores de SL variam muito localmente, por isso a interpolação se faz necessária para que tendências regionais ao longo da bacia sejam identificadas.

#### 4.6 Identificação de lineamentos de drenagem

O termo “lineamento” foi definido por O’Leary *et al.* (1976) como uma feição linear superficial mapeável, simples ou composta, cujas partes estão alinhadas de forma retilínea ou pouco curvilínea que se diferenciam do padrão local, inferindo fenômeno de ordem subsuperficial. Quando aplicado à rede de drenagem, a análise dos lineamentos pode revelar a orientação das principais estruturas da bacia, sejam elas ligadas à falhamentos, contatos litológicos ou também a fatores antrópicos, como construção de canais e estradas.

Tal metodologia foi utilizada para identificar quais são os principais lineamentos da bacia do rio Pardo, assim como se há alguma ligação destes com possíveis falhas antigas ou recentes que possam ter influenciado nos processos geomorfológicos ao longo das planícies fluviais.

Imagens SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) foram obtidas através do projeto TOPODATA (INPE-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), com resolução espacial de 30m, para gerar uma imagem sombreada do relevo com ângulo azimutal de iluminação de 315° e ângulo de iluminação solar de 45°. A partir da imagem processada, os lineamentos foram extraídos visualmente através da ferramenta *Hillshade*, do software Arcmap 10.1®. O mapa com as feições geradas foi importado no software Spring 5.2.5®, onde foram gerados os diagramas de rosetas.

## 5. Resultados

### 5.1 Densidade de drenagem

A Figura 7 apresenta o mapa de densidade de drenagem para a área da bacia hidrográfica do rio Pardo. Com o objetivo de comparar valores, aqueles chamados anômalos superiores serão aqueles cujo valor está acima da média + desvio padrão (1,813), aqueles chamados anômalos inferiores serão aqueles cujo valor está abaixo da média – desvio padrão (0,5657) e, finalmente, aqueles valores entre estes índices serão chamados intermediários, assim como Hiruma e Ponçano (1994) utilizaram.

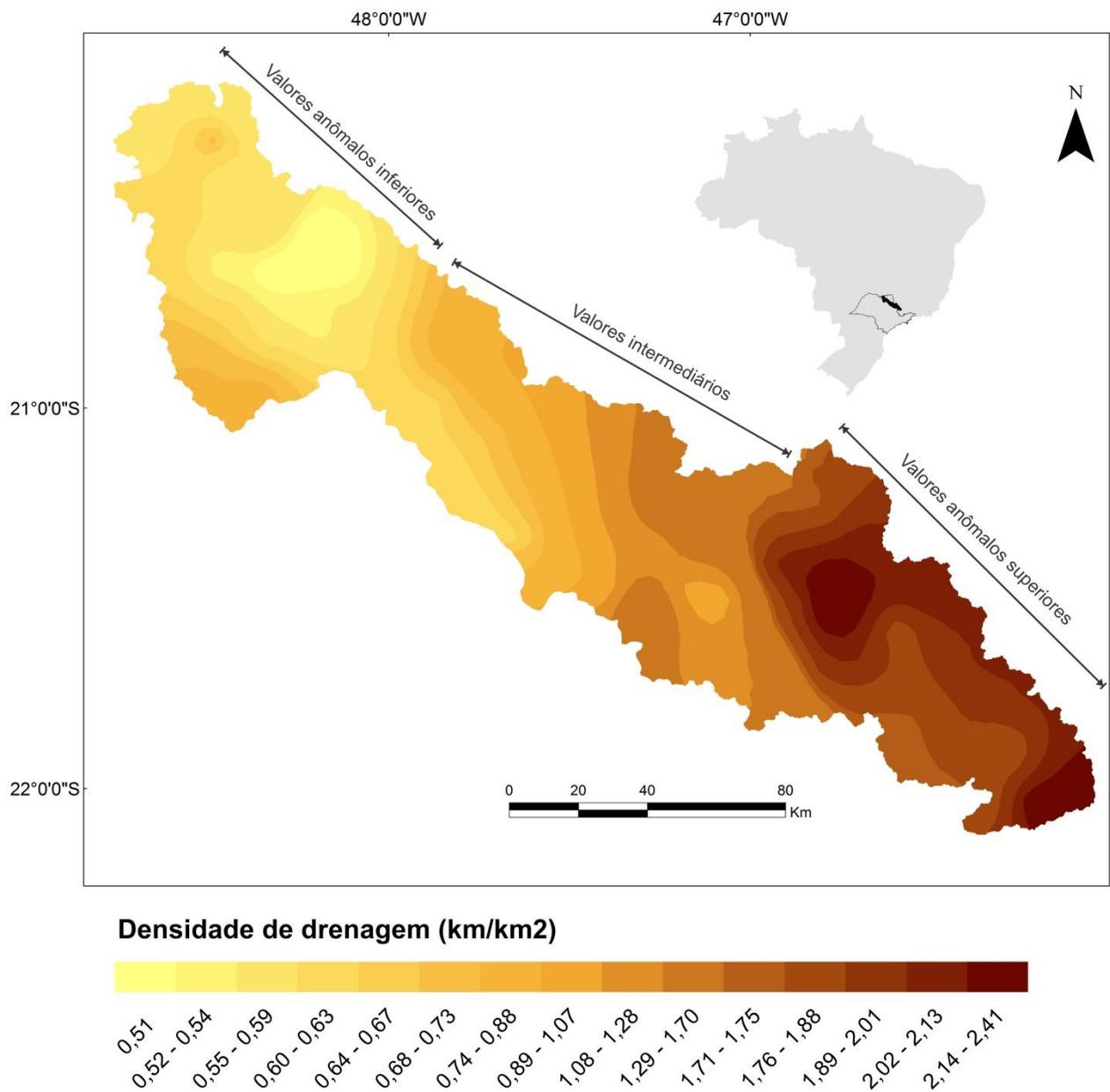


Figura 7: Densidade de drenagem da bacia do rio Pardo.

Observa-se que os valores com anomalias superiores estão localizados na porção sul da bacia, no alto Pardo, e tais valores estão correlacionados à geologia regional e também à alta declividade, que favorece o escoamento superficial.

Em direção ao norte da bacia próximo às cidades de Mococa-SP e São José do Rio Pardo-SP, os índices de densidade de drenagem passam a diminuir para valores entre 1 e 1,28, considerados intermediários. Nesta região ocorre a transição entre o compartimento cristalino e a bacia do Paraná, onde as rochas têm maior capacidade de absorção de água.

Na região do baixo Pardo ocorrem anomalias inferiores, os valores variam entre 0,51 e 0,53. Nesta área afloram basaltos da Formação Serra Geral num relevo bastante aplainado, além disso, a baixa declividade somada ao clima regional possibilitou a gênese de solos bastante profundos, geralmente Latossolos com boa capacidade de infiltração, o que faz com que haja uma diminuição no índice, favorecendo o escoamento subsuperficial.

## 5.2 Perfis Longitudinais

A Figura 8 apresenta as principais feições estruturais e a distribuição dos onze tributários analisados além do rio Pardo, são eles: rio Canoas, rio Araraquara, rio Capivari, rio Cubatão, rio Guaxupé, rio Velho, ribeirão das Palmeiras, ribeirão do Agudo, ribeirão do Rosário, ribeirão do Tamanduá e córrego da Boiada.

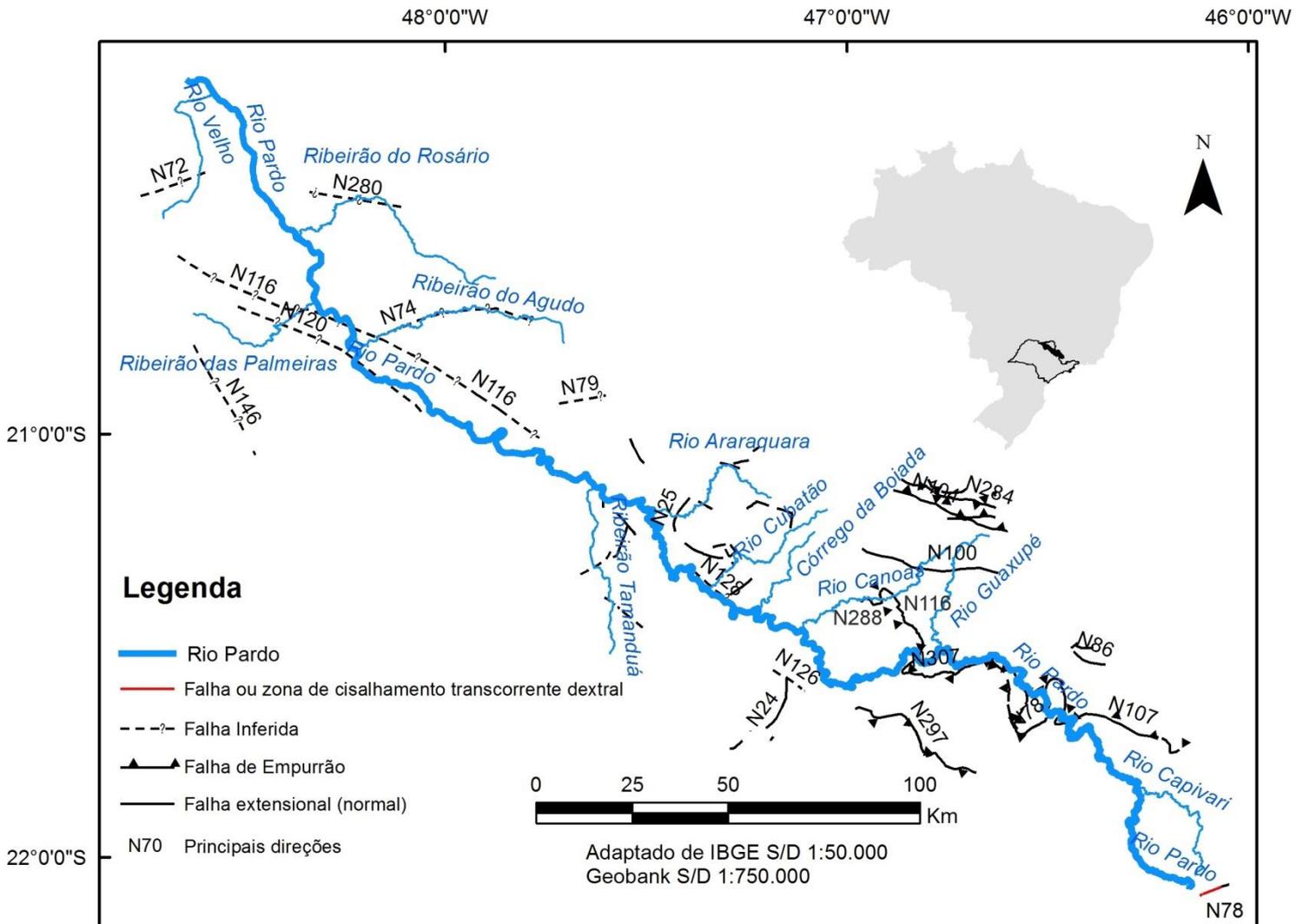
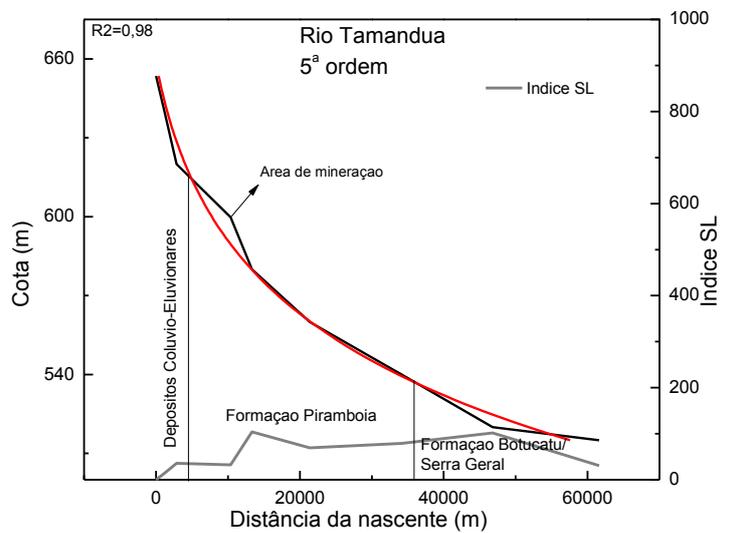
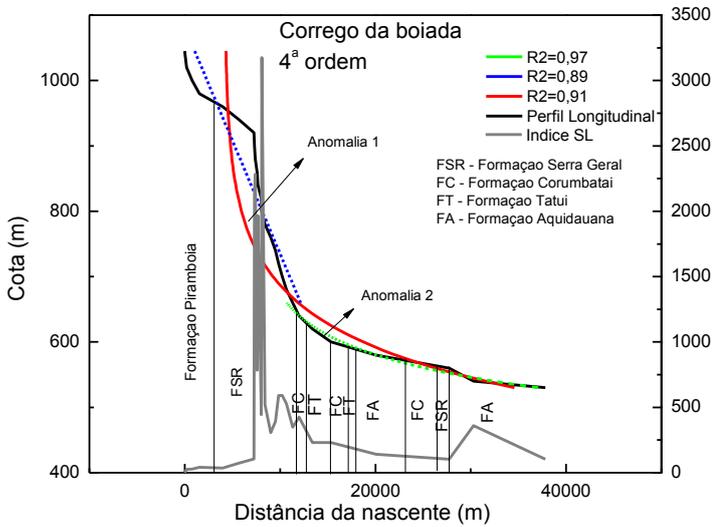
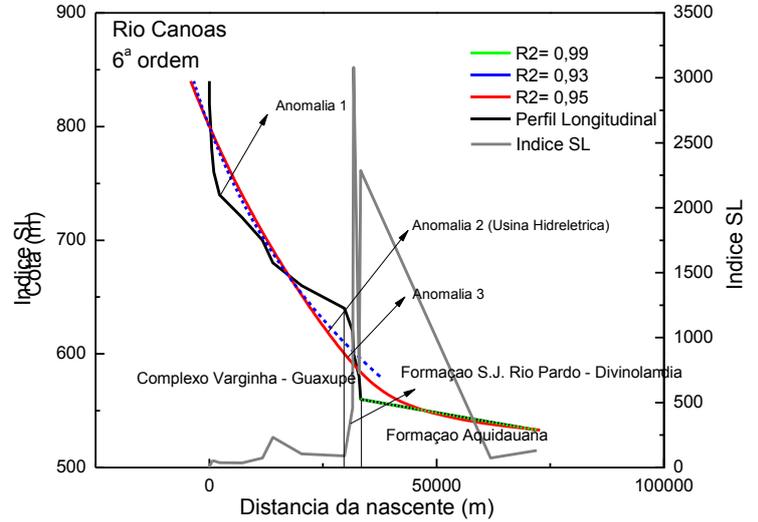
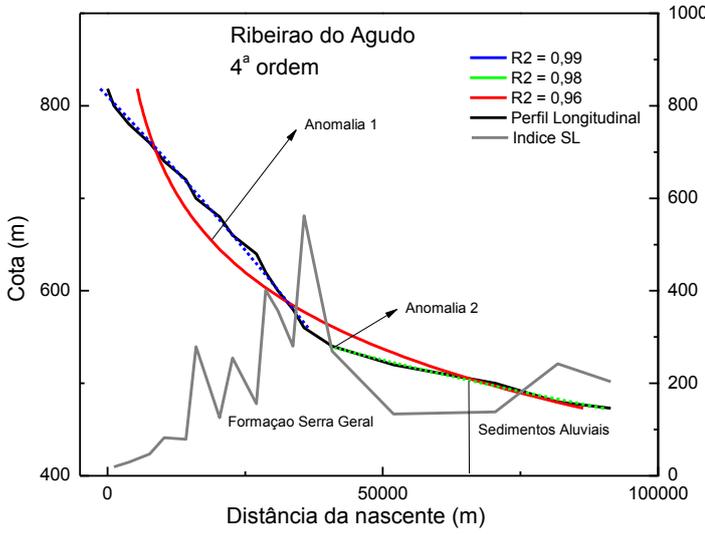
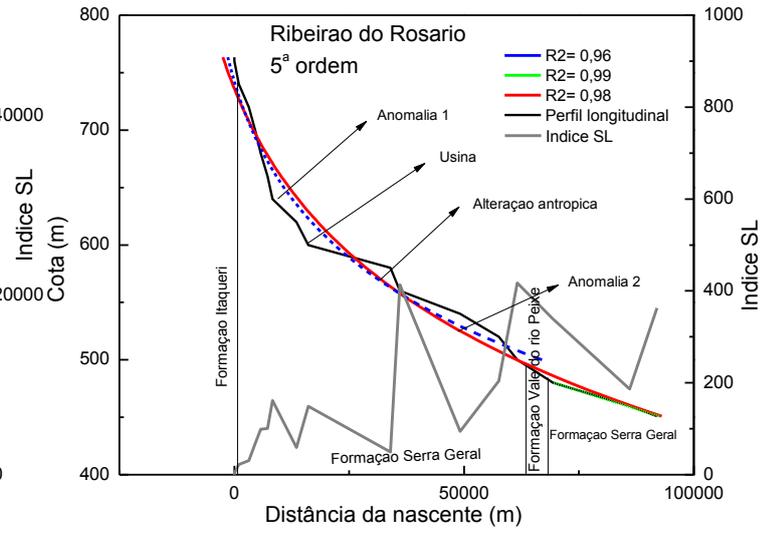
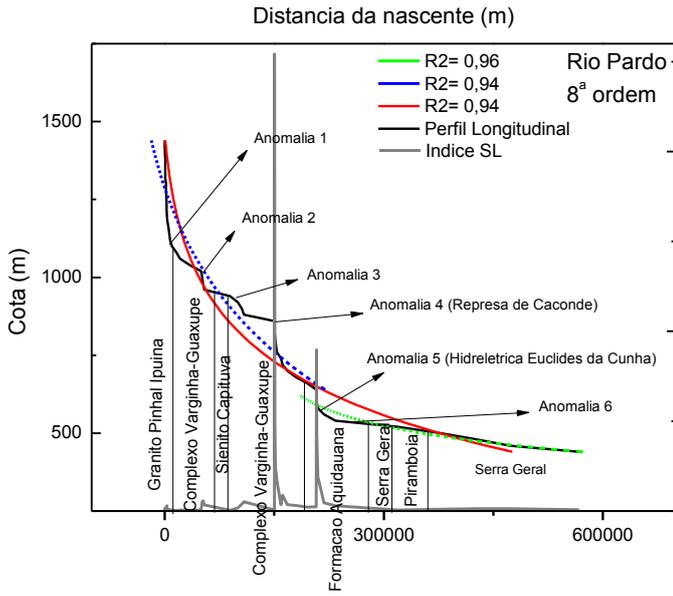


Figura 8: Maiores tributários do rio Pardo e principais feições estruturais, compiladas do mapa geológico de SP produzido pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil através do banco de dados Geobank.

### *Rio Pardo*

A Figura 9 apresenta o perfil longitudinal do rio Pardo e dos 11 maiores afluentes, levando-se em conta uma regressão exponencial que considera toda a extensão do rio, outras duas retas de regressão em dois trechos diferentes e uma que representa os índices SL por trecho. Foram considerados anômalos, arbitrariamente, desvios no perfil longitudinal maiores que 10m da linha de regressão, assim como Guedes *et. al.* (2006) também o fizeram.



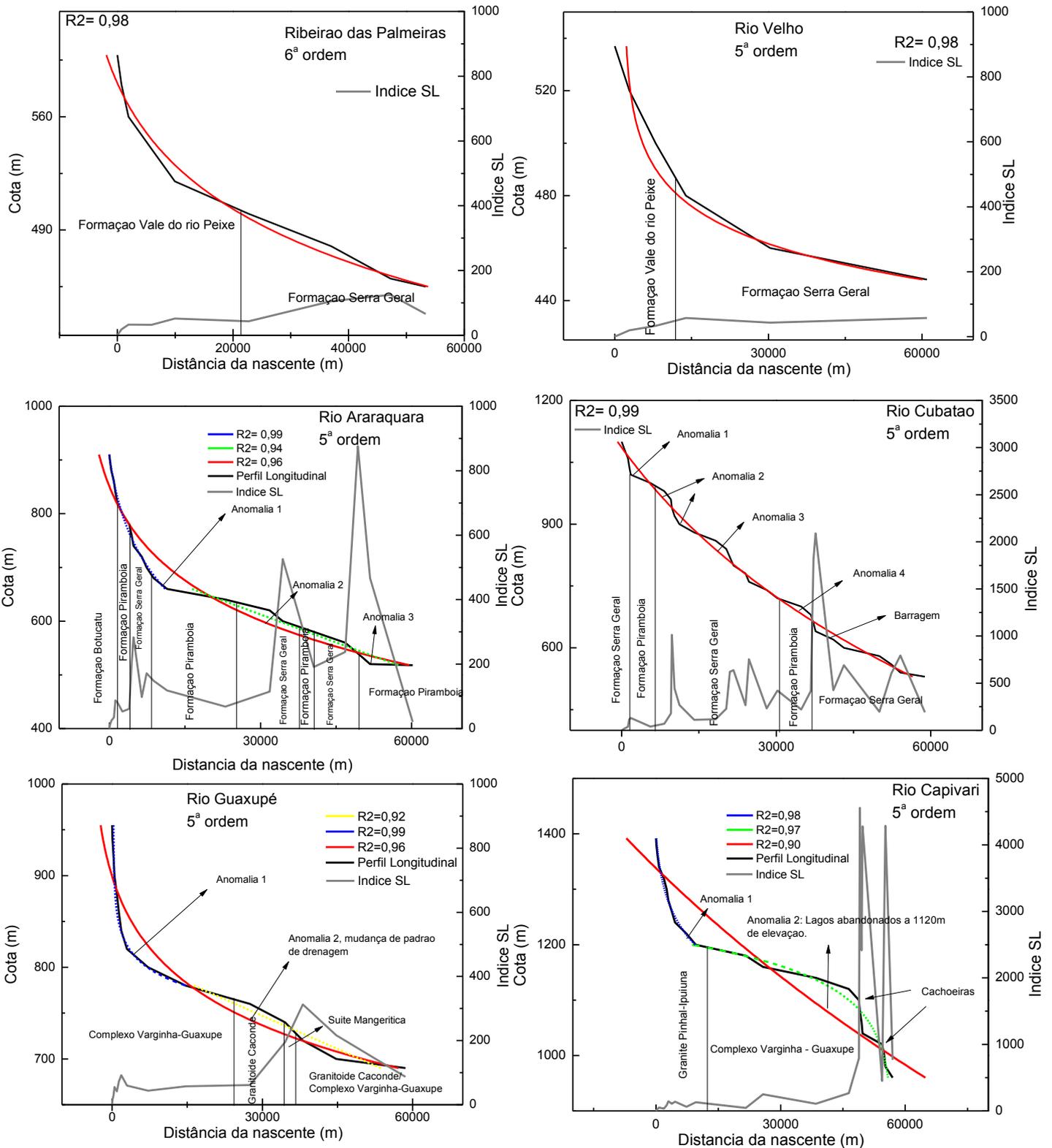


Figura 9: Perfis longitudinais das principais drenagens da bacia do rio Pardo.

Observa-se que, de maneira geral, as anomalias estão concentradas nas porções mais a montante da bacia, até a cota de aproximadamente 650m, onde o rio Pardo começa a escoar pela Bacia Sedimentar do Paraná. Em comparação com a linha de regressão azul, apenas a anomalia 2 não persiste, enquanto as anomalias 1, 3 e 4 permanecem, embora menos proeminentes. Este setor compreende as formações geológicas do Granito Pinhal Ipuiuna, Complexo Varginha-Guaxupé, Sienito Capituva e outras rochas que afloram em setores específicos, geralmente ligadas ao desenvolvimento do cinturão atlântico das províncias Tocantins e Mantiqueira.

Na anomalia 3 observa-se que a linha do perfil longitudinal está bastante acima da linha de regressão. Neste trecho afloram ortognaisses do Complexo Varginha-Guaxupé, de alto grau metamórfico (JANASI, 1993), bordejado por faixas de dobramentos mais jovens da faixa alto rio Grande e, no limite oeste, há o contato com rochas básicas geradas no magmatismo que deu origem ao dique anelar cretáceo de Poços de Caldas (HIRUMA E PONÇANO, 1994). Ou seja, esta anomalia está ligada a um contexto estrutural que remonta ao Proterozóico, e, mais recentemente, as atividades magmáticas do Cretáceo. O mesmo ocorre na anomalia 4, área onde atualmente está instalada a Usina Caconde, justamente para aproveitar a energia hidráulica gerada pelas quedas d'água e *nick points* (variação brusca no perfil longitudinal de um rio) ao longo deste trecho.

Já as anomalias 5 e 6 ocorrem na Bacia Sedimentar do Paraná. A anomalia 5 ocorre devido a Usina Euclides da Cunha próximo ao município de São José do Rio Pardo. A anomalia 6 ocorre a jusante, próximo ao município de Mococa.

A anomalia 6 é explicada pela diferença de resistência entre as rochas do complexo Varginha e da formação Aquidauana. A curva do perfil longitudinal fica abaixo da curva de regressão exatamente porque o rio Pardo encontra menor resistência nos arenitos da formação Aquidauana, sendo mais eficiente na erosão do seu talvegue.

### *Ribeirão do Rosário*

O ribeirão do Rosário é o maior afluente do rio Pardo e nasce na área do município de Orlândia-SP, a uma cota de 760 m, percorrendo 91,9 km até a sua foz a 451 m de altitude, é um canal de quinta ordem, segundo classificação de Strahler (1952). A anomalia 1 pode ser explicada pelo fator litológico, já que está sobre basaltos que compõe a Formação Serra Geral, esta alteração pode resultar do processo de disjunção colunar da rocha. Além disso, nos primeiros 35km de percurso o canal drena áreas urbanas, ou seja, obras estruturais

no rio podem ser responsáveis pela geração de anomalias e índices SL mais elevados. Já a anomalia 2 está associada a uma falha inferida de direção N280°, observando a Figura 8, percebe-se que o canal muda de direção repentinamente e passa a escoar orientado pela direção da falha.

### *Ribeirão do Agudo*

No perfil longitudinal do ribeirão do Agudo (4ª ordem), rio que nasce entre os municípios de Batatais-SP e Nuporanga-SP, percorrendo 91,4 km desde a nascente a 818 m até a foz a 473 m, observa-se que ambas as anomalias estão localizadas na Formação Serra Geral. Com relação à anomalia 1, apesar de suavizada quando comparada com a reta de regressão por trechos, observa-se que no eixo do rio ocorre uma falha de direção N74° que coincide com o canal (Figura 8) e com a cachoeira da Gruta no município de Orlandia-SP. Já a anomalia 2 apresentou um alto índice SL (Figura 9) onde há um bloco soerguido aproximadamente 40 m acima do nível de base local, o que fez com que o canal do rio tivesse que contorná-lo para só depois retomar o sentido original de escoamento (Figura 10).

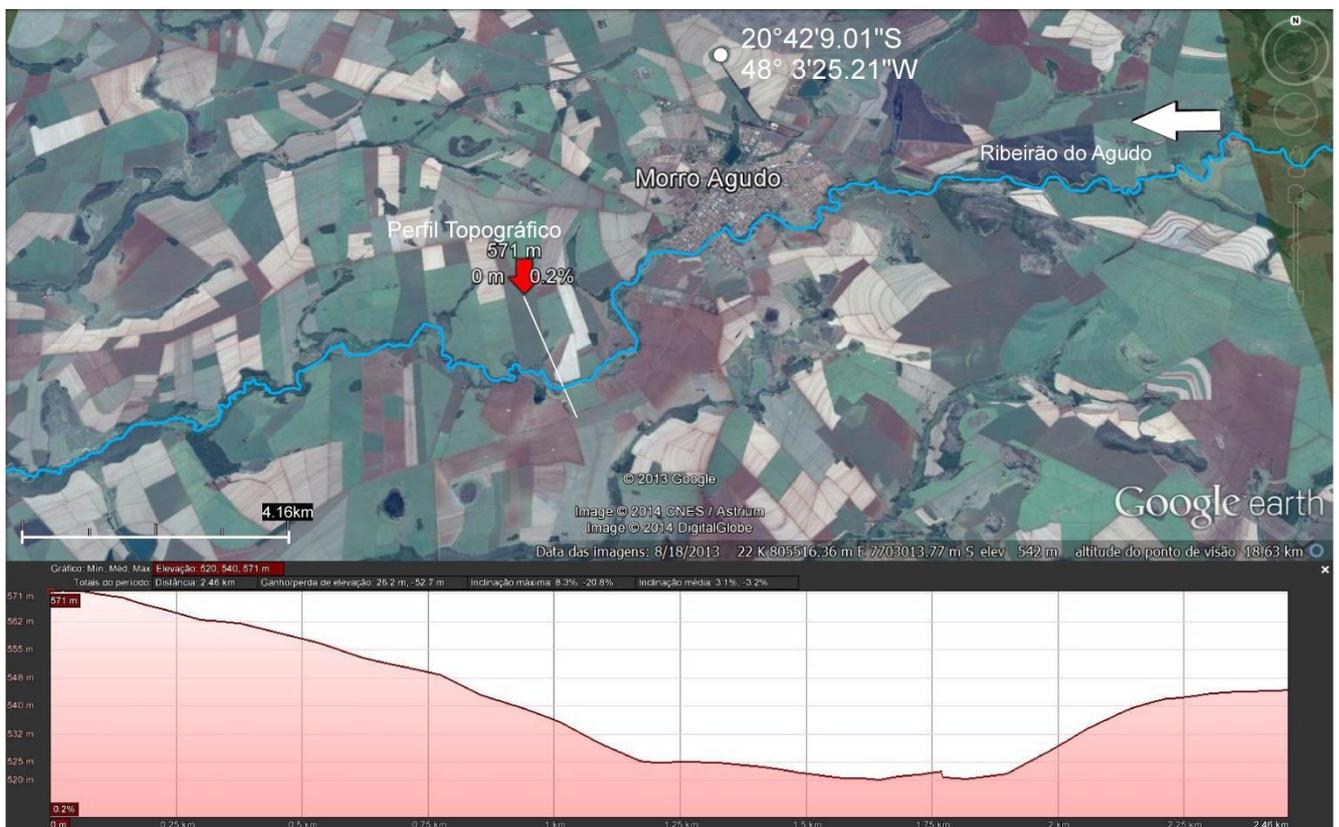


Figura 10: Trecho do ribeirão do Agudo relacionado à anomalia 2. A seta representa o sentido da drenagem.

### *Rio Canoas*

O rio Canoas é o terceiro maior afluente do rio Pardo, nasce próximo aos municípios de Guaranésia-MG e Guaxupé-MG, a uma cota de 850 m, percorrendo 71 km até atingir sua foz no rio Pardo, a uma cota de 530 m. Nota-se, a exemplo do que ocorre no perfil longitudinal do rio Pardo, que as anomalias 1, 2 e 3 estão localizadas na área onde afloram rochas do complexo Varginha-Guaxupé. A anomalia 1 está relacionada a uma falha normal com direção N100° (Figura 8).

Com relação às anomalias 2 e 3, a Figura 11 mostra a mudança na geometria do canal no trecho em questão. Do lado direito da figura o rio Canoas apresenta padrão meandrante, enquanto no lado esquerdo, apresenta-se retilíneo e com algumas curvas em ângulos retos. No seu trecho retilíneo, ocorrem rochas intrusivas da suíte São Jose do Rio Pardo-Divinolândia, constituída de mangeritos máficos onde também ocorrem charnockitos finos e quartzo sienitos, datados de 625 Ma que ocorrem em altos estruturais de até 850m de altitude, intensamente deformadas, limitadas a oeste e a leste pelo Complexo Varginha-Guaxupe, de idade ainda mais antiga (BASEI *et al.*, 1995; JANASI, 1999). Três falhas de empurrão (Figura 8) de direções N116°, N307° e N288° estão associadas a este trecho, portanto, a mudança abrupta na geometria do canal responde à transição entre uma litologia mais antiga (Complexo Varginha-Guaxupé) para uma intrusão mais recente (Suite São José do Rio Pardo-Divinolândia), associadas a uma série de dobramentos antigos. Observa-se também que os índices SL são muito altos em relação aos outros trechos do rio, fato este que explica a ocorrência da usina hidrelétrica de Mococa no local.



Figura 11: Trecho do rio Canoas com controle estrutural. Ao lado direito da imagem o canal é meândrico, enquanto ao lado esquerdo o canal é retilíneo (a seta branca indica a direção do fluxo da drenagem e os números correspondem às cotas dos altos estruturais).

No trecho mais a jusante, onde a reta amarela se ajusta melhor, não foram detectadas anomalias de drenagem.

### *Rio Araraquara*

O rio Araraquara nasce entre os municípios de Cássia dos Coqueiros-SP e Santo Antônio da Alegria-SP, na cota de 900m, para desaguar no rio Pardo após 60 km na cota 520m, portanto, num desnível de 380m.

Observa-se que a anomalia 1 (Figura 9) existe apenas quando se compara com a reta de regressão usada para todo o curso do rio ( $r^2=0,96$ ). O trecho em questão foi checado usando como base as cartas SRTM da região e imagens do Google Earth, e nenhum indicio de alteração no canal foi encontrado.

Já a anomalia 2 ocorre entre duas falhas normais de direção N25 (Figura 8), localizadas nas formações Serra Geral e Pirambóia. A Figura 12A mostra que neste trecho anômalo ocorrem algumas corredeiras e o canal passa a mudar de direção em ângulos praticamente retos, caracterizando um padrão de drenagem retangular numa geometria

retilínea orientada pelas falhas. O mesmo ocorre com a anomalia 3 onde também se observam altos valores do índice SL (Figura 9), como pode ser observado na Figura 12B.

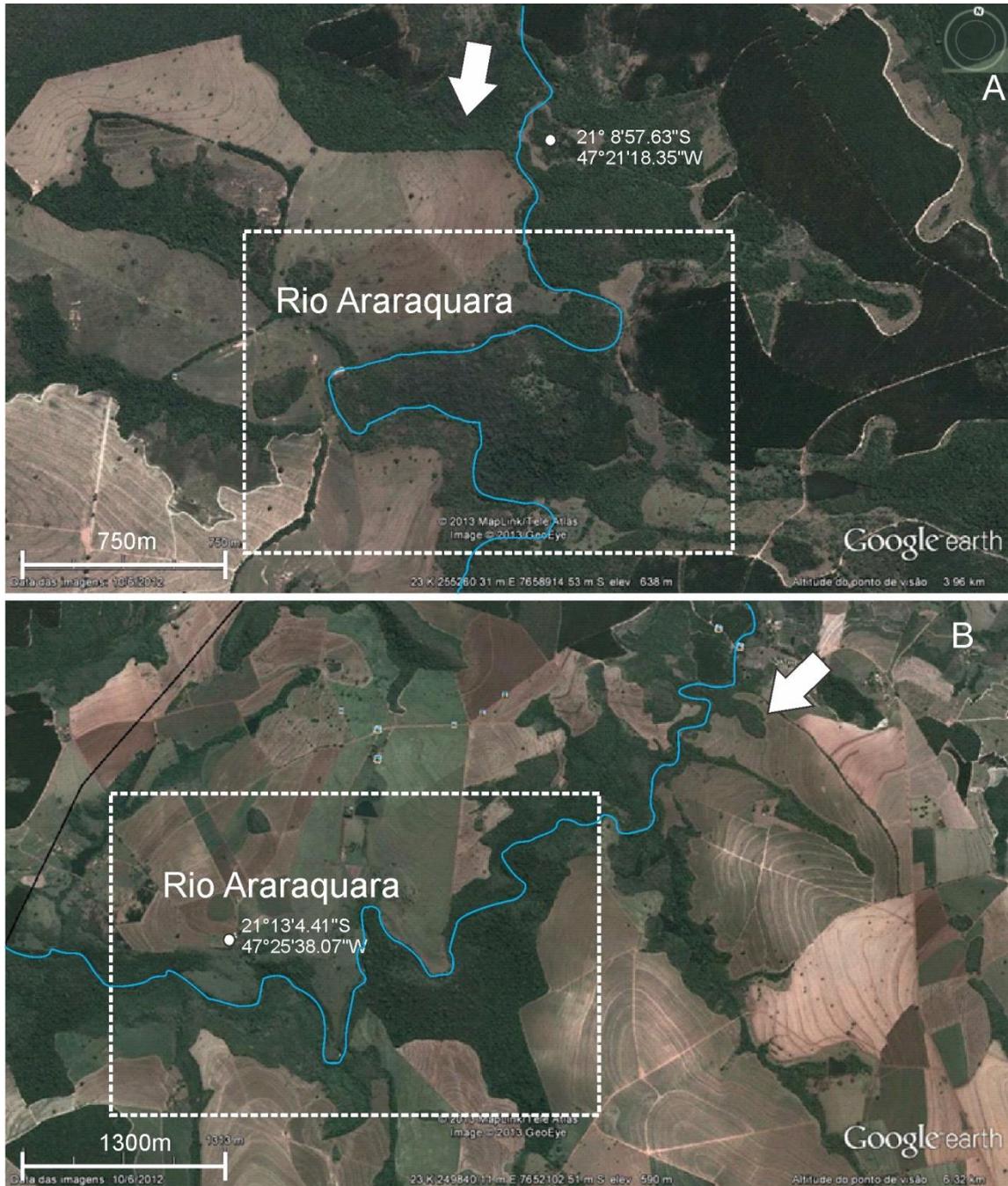


Figura 12: Trechos do rio Araraquara apresentando controle estrutural. A – Anomalia 2. B – Anomalia 3 (A seta branca indica a direção do fluxo da drenagem).

### *Rio Cubatão*

O rio Cubatão nasce próximo a cidade de Cássia dos Coqueiros-SP (

Figura 1) na cota de 1100m, escoar por 58km até desaguar no rio Pardo na cota 530m, num desnível de 570m entre sua nascente e sua foz.

Neste perfil longitudinal não foram feitas retas de regressão por trechos porque o rio não apresentou nenhuma inflexão bem definida, como foi o caso dos demais já estudados, mas uma série de pequenos trechos anômalos.

Estes trechos anômalos estão relacionados a ocorrências de aproximadamente 60 cachoeiras e corredeiras ao longo do rio, coincidindo com a localização de falhas normais observadas na Figura 8. A anomalia 4 está situada entre Cajuru-SP e Cássia dos Coqueiros-SP e possui altos valores de índices SL (Figura 9) é constituída por uma série de cachoeiras esculpidas entre a formação Pirambóia e a formação Serra Geral, como as cachoeiras do Mangue, da Serra e do Pastel.

### *Rio Guaxupé*

O rio Guaxupé nasce próximo ao município de mesmo nome, na cota de 955m, percorrendo 58km até desaguar no rio Pardo na cota 690m (Figura 9).

Observa-se que a anomalia 1 (Figura 9) ocorre apenas se comparada à reta de regressão que considera todo o canal ( $R^2 = 0.96$ ). Consultando cartas SRTM e imagens do Google Earth, não foram encontradas evidências de alterações neste trecho.

Em relação à anomalia 2, ocorre uma mudança na morfologia do canal de meandrante para retilíneo e ocorrem trechos onde as bacias apresentam padrão de drenagem em treliça (). Este trecho está na transição do Complexo Varginha Guaxupé para o Granitóide Caconde, onde ocorre uma série de falhas compressoriais. Além disso, a área apresenta-se soerguida regionalmente devido a ocorrência da Suite Mangerítica de São José do Rio Pardo, datada em 630-625 Ma (BASEI *et al.*, 1995), que são associações entre migmatitos e granitos intrusivos responsáveis pelo alçamento crustal da região e sucessivos cavalgamentos.

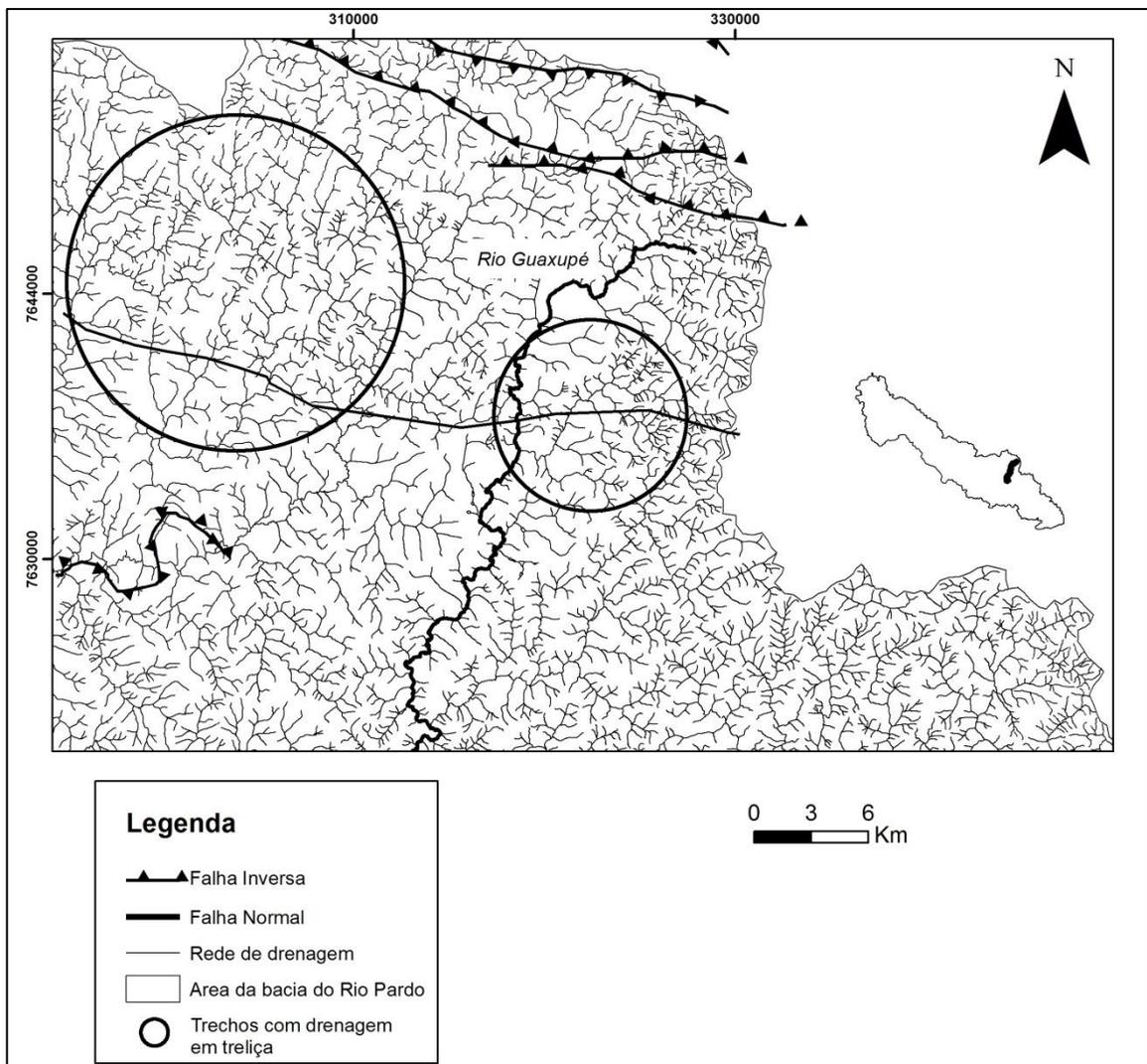


Figura 13: Trechos com padrão de drenagem em treliça na região da bacia do rio Guaxupé.

### *Rio Capivari*

O Rio Capivari nasce próximo ao município de Ipuiúna-MG, não muito distante da nascente do próprio rio Pardo, numa cota de 1392m, percorrendo 56km até a sua foz na cota 960m. Observa-se que o rio nasce em cotas elevadas e tem um desnível entre a nascente e a foz de 420m.

O trecho relativo à anomalia 1 não é significativo em relação às retas de regressão por trechos ( $R^2 = 0,98$  e  $0,97$ ) e, após consulta às cartas SRTM e às imagens do Google Earth, nenhuma evidência de alteração estrutural foi encontrada.

Já na transição entre os domínios Granito Pinhal-Ipuiuna e Complexo Varginha ocorre uma inflexão no perfil do rio, que passa a ser convexo e apresenta um trecho anômalo

em relação as retas de regressão (Anomalia 2). A presença de cachoeiras coincide com dois picos de altos valores de índices SL (Figura 9), demonstrando que a metodologia foi adequada e conseguiu atingir os objetivos propostos, indicando possíveis trechos influenciados por movimentos de soerguimento ou subsidência.

Dois fenômenos são observados neste trecho apresentado pela Figura 14. O rio apresenta inúmeros meandros e extensa planície aluvial, morfologia não muito comum considerando-se uma altitude de 1200m e que o rio está erodindo rochas de elevada resistência.



Figura 14: Caráter meândrico do Rio Capivari, na cota de 1200 m (A seta branca indica a direção do fluxo de drenagem).

À jusante do trecho mostrado na Figura 15 ocorre o segundo fenômeno, onde há uma mudança na morfologia do canal antes meandrante para retilíneo, onde ocorre uma série de cachoeiras e quedas d'água.

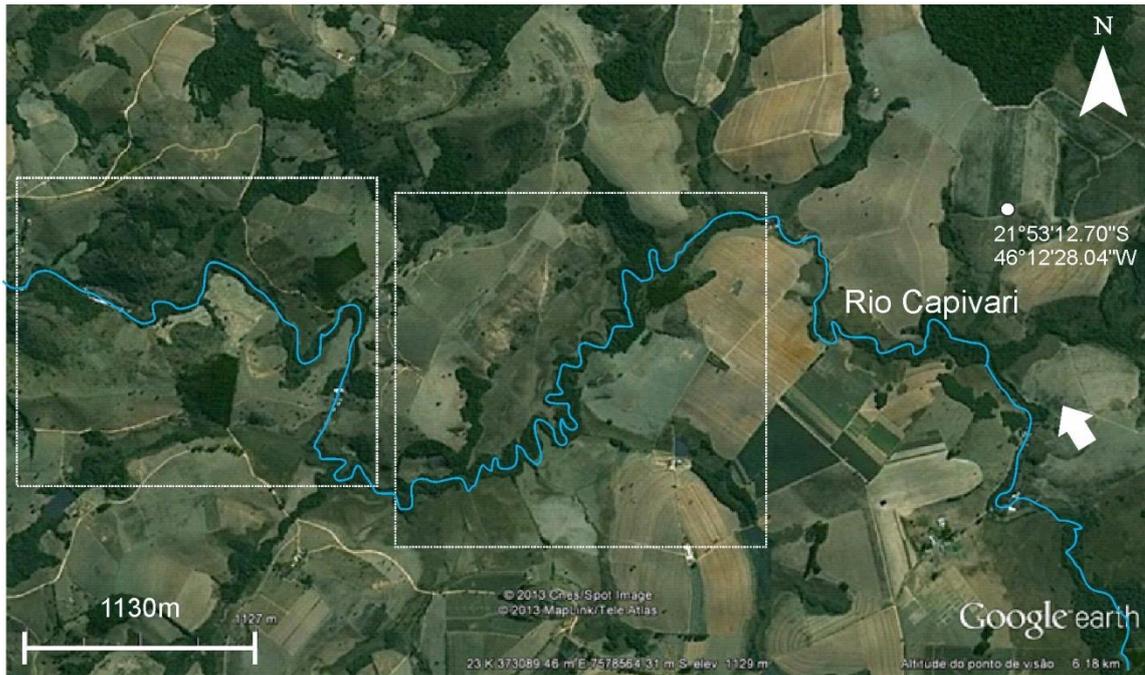


Figura 15: Mudança brusca na morfologia de meadrante para retilíneo no rio Capivari.

### *Córrego da Boiada*

O córrego da Boiada nasce próximo ao município de Cássia dos Coqueiros-SP a 1045m de altitude, percorre 37km até desaguar no rio Pardo a 530m, entre os municípios de Cajuru-SP e Mococa-SP.

Destaca-se a inflexão no perfil longitudinal identificada na anomalia 1 comparando-se com as duas retas de regressão, assim como um alto índice SL. A anomalia está localizada próxima ao município de Cássia dos Coqueiros-SP, corresponde à cachoeira do Itambé, uma queda d'água de mais de 80m de altura, esculpida nos basaltos da Formação Serra Geral.

Nota-se que não há estrutura de falhas ou zonas de cisalhamento próximas a essa anomalia. O que ocorre neste trecho, observando-se o mapa geológico (Figura 3) e a Figura 16, é que existe um patamar elevado, entre as cotas de 1050 e 950m, correspondente ao limite da Formação Serra Geral em contato com as formações mais antigas do Carbonífero e Permiano (Corumbataí, Tatuí e Aquidauana), que estão num patamar mais abaixo, inferior a 800m. Esse limite se faz através de uma *cuesta* basáltica, que também marca a transição da Depressão Periférica Paulista para o Planalto Ocidental Paulista, em termos geomorfológicos, portanto, essa cachoeira não é resultado de uma alteração de ordem tectônica, mas sim da erosão remontante das formações permianas e do Carbonífero superior da bacia do Paraná.

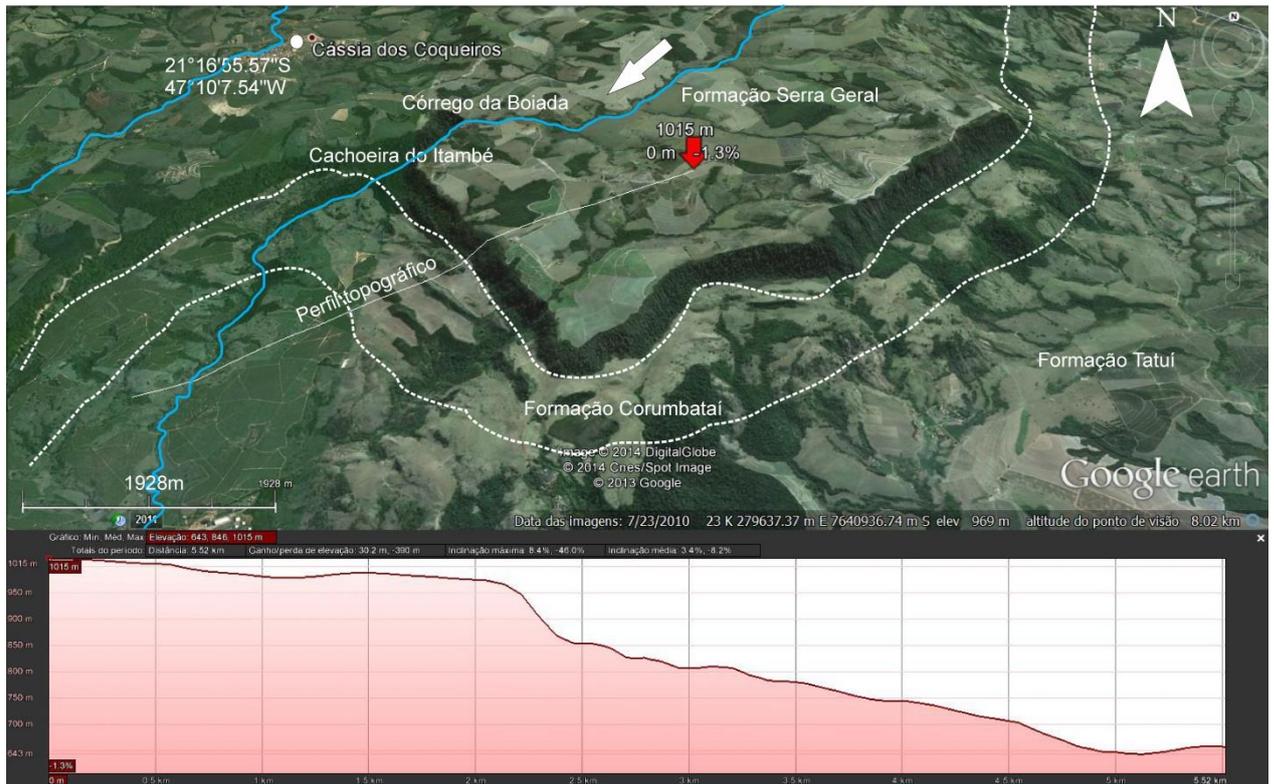


Figura 16: Área da cachoeira do Itambé no Córrego da Boiada, em detalhe o ressaltamento entre as formações permianas e carboníferas (abaixo de 850m) e a Formação Serra Geral (1000m). A seta branca indica a direção do fluxo de drenagem.

#### *Rio Tamanduá, Rio Velho e Ribeirão das Palmeiras.*

Estes rios foram agrupados nesta seção porque são todos afluentes da margem esquerda, enquanto os anteriores são afluentes da margem direita. Além disso, os três perfis não apresentaram anomalias no perfil longitudinal, ou seja, os desvios em relação a curva de regressão não foram superiores a 10m, o que indica um período de certa estabilidade estrutural nestes rios.

Aqueles rios localizados na margem esquerda do rio Pardo e fora do setor cristalino da bacia apresentaram, de maneira geral, maior estabilidade estrutural que aquelas drenagens que ocorrem no lado direito do rio principal. O item a seguir explica melhor a distribuição regional dessas informações através dos índices SL.

#### 5.3 SL – *Stream Gradient Index*

Conforme explicado na metodologia do trabalho, o índice SL foi calculado primeiro para as 50 maiores drenagens como um todo e depois por segmentos.

### 5.3.1 SL- Drenagens

Este índice foi calculado para que pudesse ser feita uma comparação entre os valores aqui encontrados e aqueles oriundos de outros trabalhos. Além disso, os índices também permitiram uma comparação qualitativa dos valores dividindo as drenagens entre margem esquerda e margem direita (Figura 17).

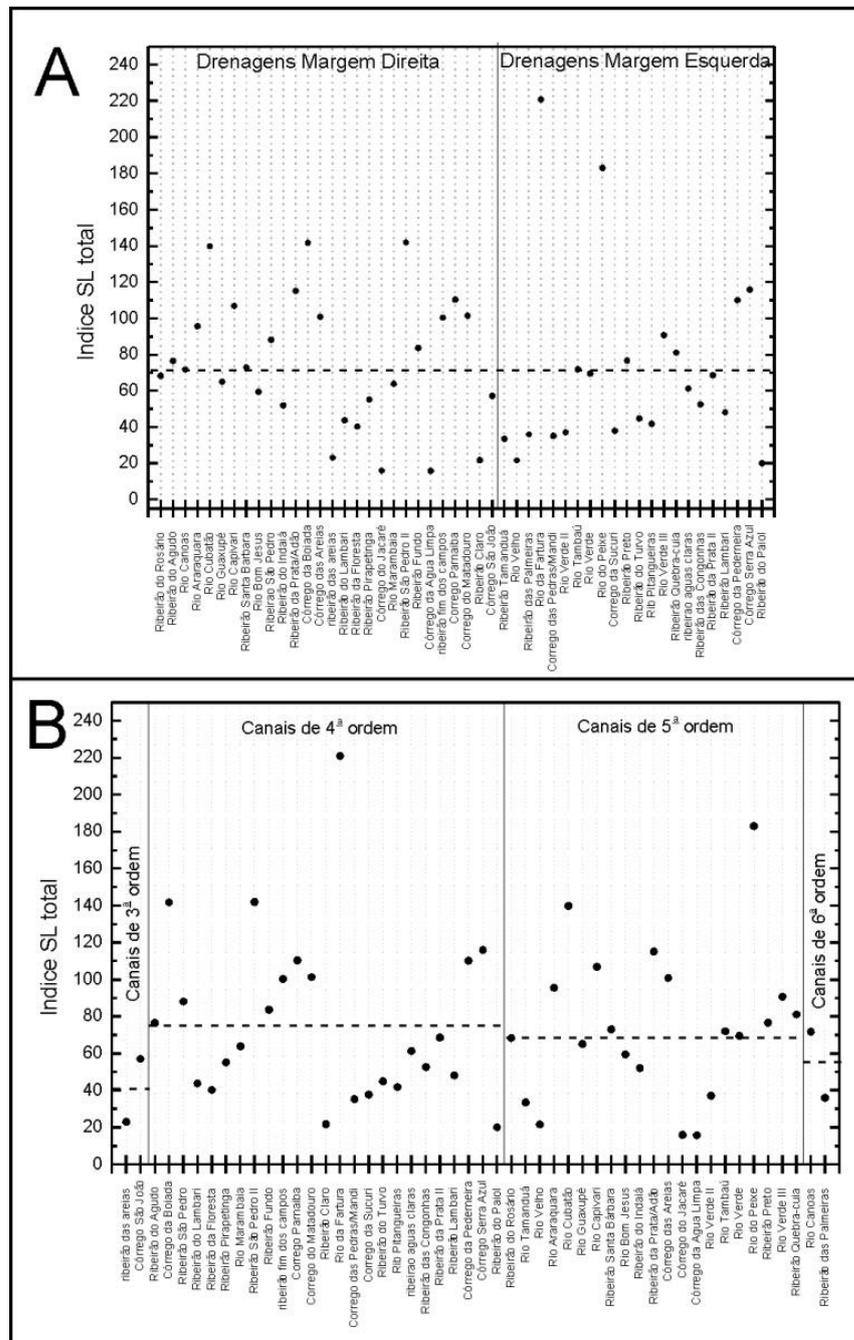


Figura 17: A - Índices SL dos 50 maiores tributários do rio Pardo distribuídos pela posição da nascente. A linha tracejada representa o valor médio entre todos os rios analisados. B – Índices SL dos 50 maiores tributários do rio pardo distribuídos por Hierarquia de drenagem. A linha tracejada representa o valor médio de cada agrupamento.

Observa-se que há tendência de uma maior distribuição de índices SL acima da média (linha tracejada) da bacia na margem direita do rio Pardo, justamente onde se encontra a grande maioria das feições de falhas e lineamentos da bacia (Figura 8).

Nota-se que na margem esquerda ocorrem dois pontos discrepantes com valores maiores que os demais, correspondentes aos rios da Fartura e do Peixe. Estes rios estão no setor cristalino da bacia (Figura 18), que geralmente possui maiores valores devido ao fato de que o perfil longitudinal apresenta-se influenciado por quedas d'água e corredeiras, ou seja, as drenagens escoam seguindo a orientação das falhas da região e as abruptas variações topográficas.

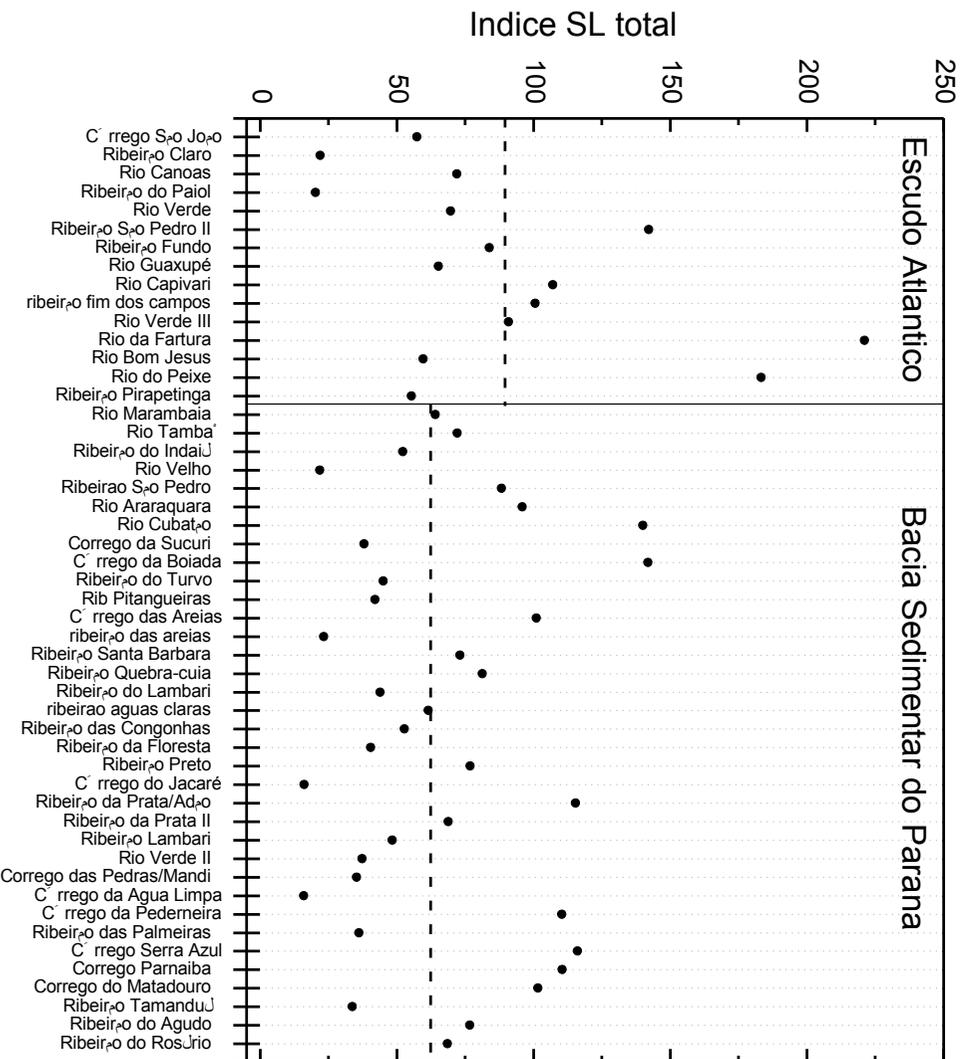


Figura 18: Índices SL dos 50 maiores tributários separados por setor da Bacia. A linha tracejada representa o valor médio calculado por unidade morfoestrutural.

Entre as 50 maiores drenagens, 34 nascem na bacia sedimentar do Paraná, das quais 13 estão acima do valor médio de SL para a bacia (73), entre elas, 9 estão localizadas na margem direita.

Os dados mostram que os maiores índices têm uma tendência a se distribuírem nas drenagens que nascem no Escudo Atlântico (Província Mantiqueira), no entanto foi encontrada uma correlação mais significativa entre os altos valores e aquelas drenagens posicionadas na margem direita do rio Pardo.

### 5.3.2 SL- Segmentos de drenagem

Nesta seção é apresentado o mapa com os valores do índice SL por segmento de drenagem e interpolados segundo o método da krigagem ordinária (Figura 19).

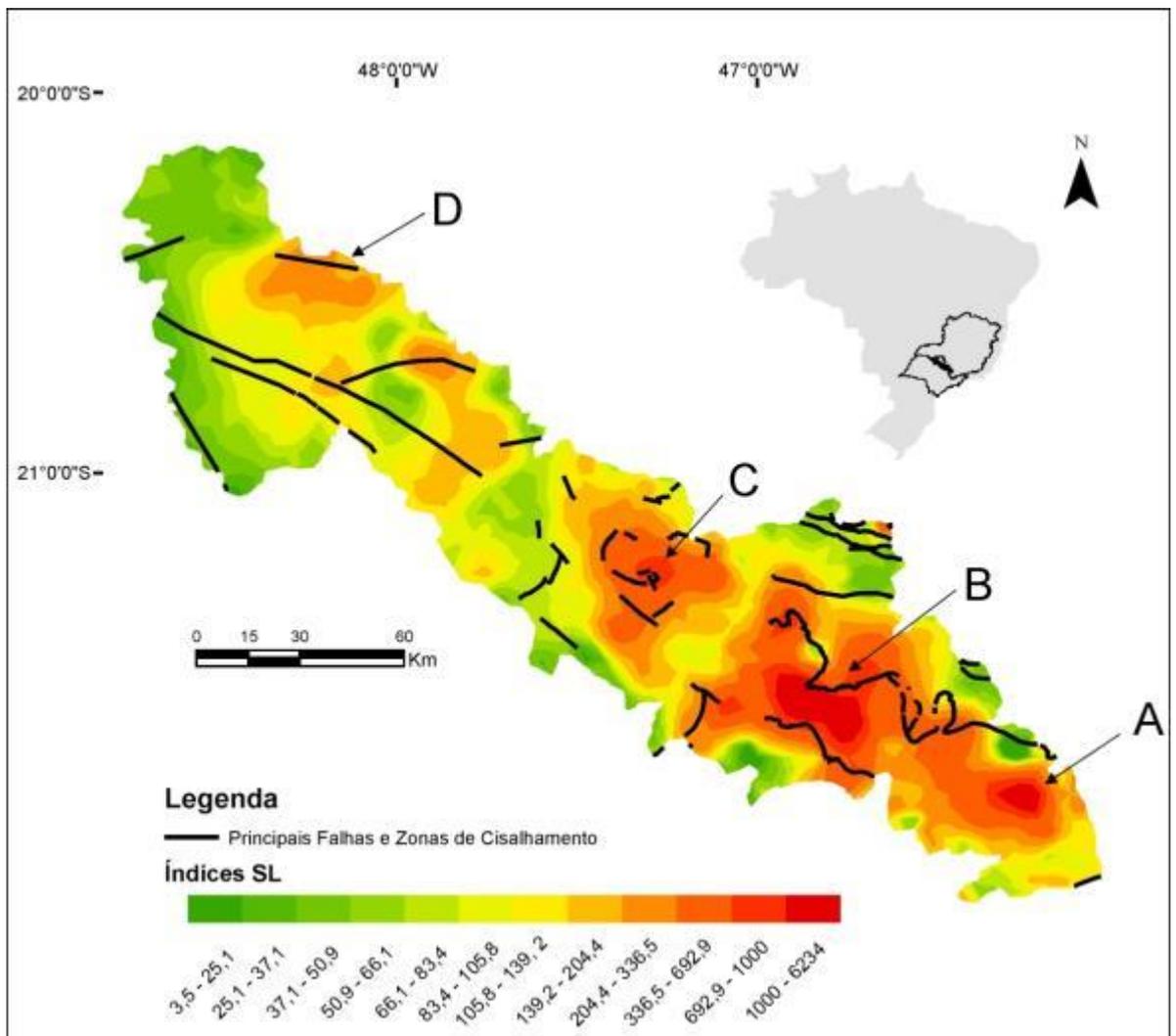


Figura 19: Mapa de índices SL para toda a bacia. As setas e as letras referem-se às zonas onde o índice é elevado em relação às áreas vizinhas.

Observa-se que os pontos com maiores índices estão localizados na porção sul da bacia. Foram destacados quatro trechos com índices elevados em relação ao padrão encontrado.

O primeiro setor (A) ocorre próximo a nascente e fica próximo ao município de Caldas-MG, incluindo a sub-bacia do rio Capivari, no planalto São Pedro de Caldas. Neste setor as principais anomalias encontradas foram corredeiras e inflexões de perfil longitudinal seguidas de trechos com intenso meandramento, o que não é comum nessa cota (aproximadamente 1300 m) principalmente se considerarmos que o embasamento neste trecho é composto por rochas cristalinas (Granito Pinhal-Ipuiuna e Complexo Varginha-Guaxupé).

O setor (B) está localizado entre as cidades de São José do Rio Pardo-SP, São Sebastião da Gramma-SP e Divinolândia-SP. Neste trecho ocorrem as drenagens do rio Peixe e rio da Fartura, que tiveram os maiores índices SL entre todos os afluentes do rio Pardo. Neste trecho ocorrem algumas usinas hidrelétricas que provavelmente influenciaram ainda mais os índices já que a existência de tais usinas, por si só, já indicaria que as drenagens neste setor possuem quedas d'água e mudanças de nível de base acentuadas, como por exemplo, a cachoeira do Nasser, localizada em São José do Rio Pardo-SP (Rio Fartura).

O setor (C) está localizado entre os municípios de Cajuru-SP e Cássia dos Coqueiros-SP. Neste trecho ocorrem as drenagens do rio Cubatão, Rio Araraquara e Córrego da Boiada. A análise dos perfis longitudinais destes rios revelou uma série de anomalias e inflexões, as principais feições encontradas foram cachoeiras, entre elas a do Itambé no córrego da Boiada, que conta com um desnível vertical de 80 m de altura e curvas em ângulos bastante acentuados.

O setor anômalo (D) está localizado próximo ao município de Guáira-SP e Barretos-SP e está relacionado a uma falha inferida (Figura 8) que corta o ribeirão do Rosário, maior drenagem mapeada. Segundo o mapa geológico do estado de São Paulo (Geobank-CPRM), a falha possui direção N280. Pela análise do perfil longitudinal do rio, observou-se que este trecho está acima da linha de regressão proposta e ocorrem algumas mudanças bruscas de nível de base seguidas de formação de algumas corredeiras.

#### 5.4 Lineamentos

A Figura 20 apresenta o mapa elaborado com os principais lineamentos de drenagem da bacia do rio Pardo, assim como os diagramas de rosetas com a distribuição das principais direções.

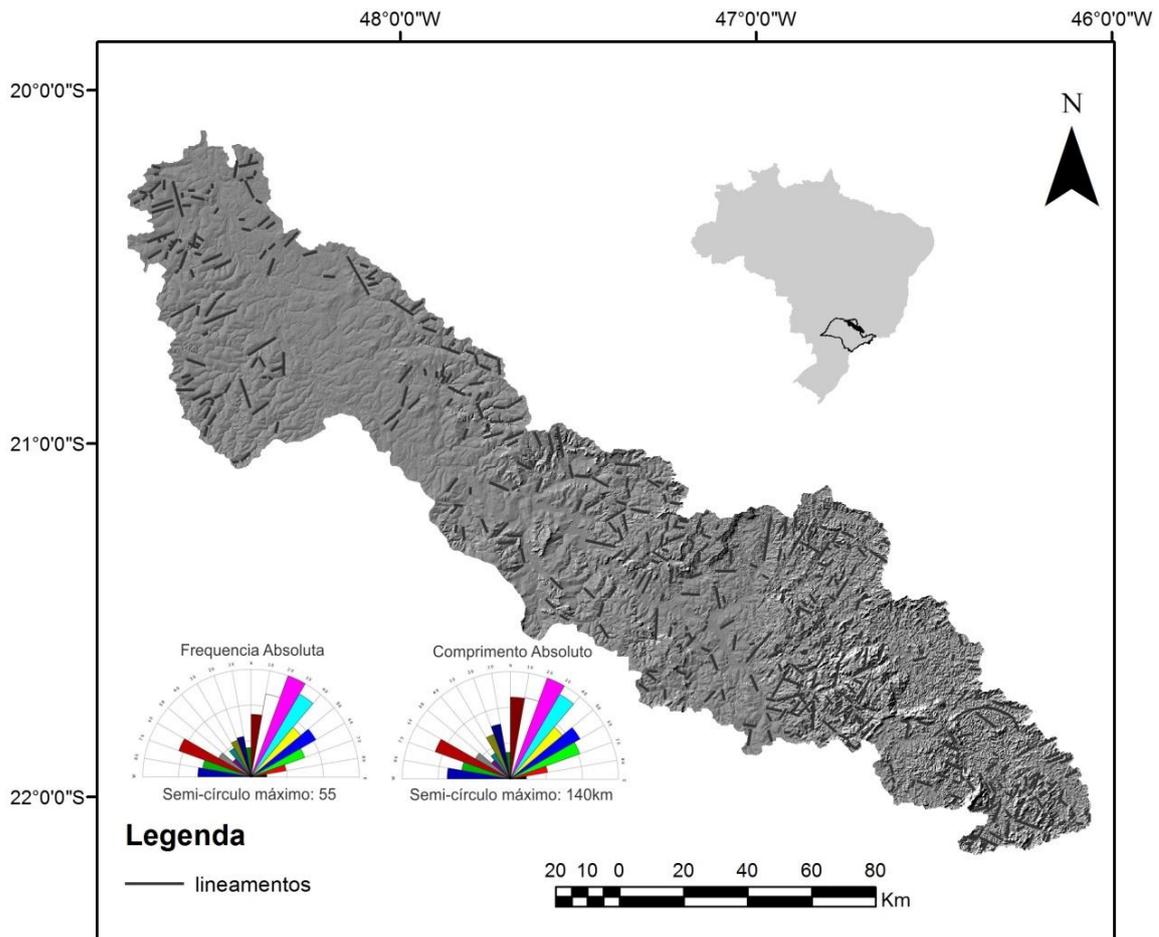


Figura 20: Lineamentos de drenagem interpretados para a área de estudo, à partir de imagem sombreada com ângulo azimutal de iluminação de 315° e 45° acima do horizonte.

Observa-se que a direção principal dos lineamentos encontra-se entre N10-20°E, N20-30°E, N30-40°E e N60-70°W, a mesma distribuição ocorre com relação ao comprimento absoluto.

Tais direções estão relacionadas à zona de cisalhamento de Ouro Fino (ENE-WSW) e de Campo do Meio (WNW-ESSE), que delimitam o Maciço de Guaxupé, em concordância com os trabalhos de Melo *et al.* (1993), Hiruma e Ponçano (1994) e Cavalcante *et al.* (1979). Portanto podem ser atribuídas a falhas antigas, de natureza transcorrente com expressivos movimentos verticais associados.

No entanto, alguns lineamentos (NW-SE) cortam o maciço alcalino de Poços de Caldas, por isso, podem ser considerados cenozóicos. Segundo Almeida Filho e Paradela (1977), a região do alto rio Pardo sofreu influência, apesar de atenuada, de processos tectônicos responsáveis pela formação do *rift* continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989).

No médio e baixo Pardo ocorrem lineamentos em menor frequência quando comparados com o alto Pardo, no entanto, pode-se observar que nestes setores também ocorreram ajustamentos mais recentes, pois a maioria das estruturas cortam os basaltos da Formação Serra Geral. No entanto, faltam elementos como medições mais criteriosas de campo como mergulho e orientações de falha em terraços e planícies fluviais que possam comprovar ajustes ocorridos no Quaternário.

## 6. Discussão

Com relação à densidade de drenagem, na porção sul da bacia onde afloram rochas de alto grau de metamorfismo do embasamento cristalino que bordejam a faixa Rio Grande, os maiores índices estão relacionados tanto à maior declividade, quanto à maior resistência à erosão das rochas assim como aos principais falhamentos antigos (Figura 3).

Tais falhamentos estão associados a zonas de cisalhamento compressionais da província Tocantins e Mantiqueira, com direção N-S, E-W (zonas de cisalhamento de Ouro Fino), WSW-ENE, SW-NE e NW-SE, conforme identificado também na análise de lineamentos de drenagem (Figura 20) que outros autores também já verificaram (MELO, 1993; HIRUMA E PONÇANO, 1994). Há correlação entre os altos valores de Dd (Figura 7) com as principais falhas na direção E-W, NW-SE e SW-NE (Figura 8), e às descontinuidades geradas, caso do rio Capivari, ribeirão dos Campos, rio Bom Jesus, rio do Peixe, rio Marambaia, rio Guaxupé, ribeirão Pirapetinga entre outros.

Na área da bacia sedimentar do Paraná, os valores de Dd diminuem em função da menor declividade e pela maior taxa de infiltração tanto nas rochas quanto nos solos, conseqüentemente, solos mais profundos com maior capacidade de drenagem promovem maior escoamento subsuperficial, o que reduz a Dd gradativamente até a foz do Pardo com o rio Grande.

Os perfis longitudinais confirmaram que a bacia do rio Pardo sofreu uma série de falhamentos que remontam aos antigos sistemas do ciclo Brasileiro e da abertura do oceano Atlântico no Cretáceo Superior. Embora nem todas as formas convexas ou setores que apresentaram *nickpoints* possam ser diretamente relacionados a ajustamentos no perfil longitudinal devido à tectônica (PHILLIPS e LUTZ, 2008), no caso específico deste trabalho, foi detectada uma série de anomalias relacionadas a este fator na província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977, DELGADO *et al.*, 2003).

Portanto, a complexa configuração entre as províncias estruturais e relevo resultante deve ser entendida à luz da história geológica desde o início do Neoproterozóico até a formação do supercontinente Gondwana.

As anomalias estão relacionadas às antigas falhas do ciclo Brasileiro II (640-600 Ma), como consequência de uma série de colisões de elevada reciclagem de material crustal representada principalmente pelo Arco Magmático de Socorro-Guaxupé (DELGADO *et al.*, 2003). A Nappe Socorro-Guaxupé consiste em uma pilha de nappes deslocadas para NE, onde ocorre uma série de falhas transcorrentes posteriores aos deslocamentos principais (CAMPOS NETO E CABY, 2000). Nos granulitos basais ocorre como foliação principal estrutura plano-linear a lineações minerais e de estiramento com baixo ângulo de caimento para W-SW. Basei *et al.* (1995) obtiveram em charnockito gnáissico da região de Muzambinho-MG idades U-Pb em zircão de  $643 \pm 12$  Ma, interpretada como idade máxima para o metamorfismo. As anomalias de drenagem encontradas no rio Canoas, Guaxupé, Capivari e nos trechos próximos à nascente do rio Pardo têm a sua gênese relacionada a este período.

Após longo processo de resfriamento e estabilidade do Gondwana, o período Triássico marca a reativação da atividade na placa Sul-Americana, indicada pela falha de Ouro Fino-Jacutinga (HACKSPACHER *et al.*, 2007), assim como o extenso vulcanismo basáltico associado à Formação Serra Geral.

Tal reativação, relacionada ao soerguimento dos maciços da Serra do Mar e Mantiqueira, também marca a abertura do oceano Atlântico, estes eventos foram registrados através da análise de traços de fissão em apatitas por Tello Saenz *et al.* (2003), onde foi atribuída idade cretácea. Ressalta-se que muitas das anomalias encontradas nos perfis longitudinais dos rios Canoas, Capivari, Guaxupé e Pardo, geradas em função de falhamentos antigos, podem ter sido reativadas durante estes eventos.

No Cretáceo Superior/Inferior a plataforma sul-americana passou por processos de soerguimento e aquecimento da crosta associados a uma série de eventos tectônicos e erosão relacionada ao soerguimento do maciço de Poços de Caldas (HACKSPACHER *et al.*, 2007), Ipanema e ao alinhamento magmático de Cabo Frio (ALMEIDA *et al.*, 1991). Tais eventos tectônicos estão relacionados às anomalias encontradas nos rios: Pardo, Ribeirão do Rosário, Ribeirão do Agudo, Rio Araraquara e Rio Cubatão. Nota-se que a direção das falhas e zonas de cisalhamento identificadas no mapa da Figura 8 coincide com as direções NE-SW e NW-SE encontradas na análise de lineamentos e também por outros autores (MELO *et al.*, 1983; LIPSKI, 2002).

No fim do Cretáceo e início do Paleoceno, Hackspacher *et al.* (2007) demonstraram que existiram períodos de aquecimento e resfriamento da crosta, ainda em decorrência da reativação da placa sul-americana com processos de soerguimento e denudação no pós-cretáceo, também responsáveis pelo recuo erosivo da Serra do Mar.

Nesse sentido, os depósitos em leques aluviais da Formação Itaqueri que ocorrem nas Serras de Itaqueri, São Carlos, Cuzuzero e São Pedro, são exemplo do tectonismo que ocorreu após o preenchimento sedimentar da Bacia Bauru. A silicificação dos arenitos que compõe a Formação Itaqueri associada ao hidrotermalismo é resultado da intrusão de rochas alcalinas ao longo da bacia do Paraná. As estruturas rúpteis indicam deformações neotectônicas geradas ao longo dos eixos estruturais Tietê, São Carlos-Leme, Moji Guaçu, com direção NW-SE (RICCOMINI, 1997 ab; LADEIRA E SANTOS, 2005).

Os perfis longitudinais dos rios Córrego da Boiada, com cachoeiras de até 100 m de desnível vertical devido ao recuo diferencial das cuestas basálticas, e o Ribeirão do Rosário, com seus vários trechos anômalos que se iniciam com a Formação Itaqueri, são os principais representantes dos eventos ligados ao período pós-cretáceo.

No período Quaternário, não foram encontradas evidências de ordem tectônica como terraços encaixados ou discordância entre horizontes ou depósitos aluviais recentes. As anomalias de drenagem não são encontradas nos pacotes sedimentares quaternários.

Com relação aos índices SL, observou-se que os valores mais altos estão relacionados a contatos entre rochas, caso da transição entre as rochas do planalto atlântico e as da bacia do Paraná, e, mais representativamente, às principais falhas e alinhamentos estruturais da bacia.

Comparados a outros trabalhos realizados no Brasil que aplicaram os mesmos índices, caso de Guedes *et al.* (2009) para a bacia do rio Santo Anastácio e Etchebehere *et al.* (2004; 2006) para o Vale do rio do Peixe, os valores aqui encontrados para a bacia do rio Pardo foram quase sempre muito superiores, indicando que a bacia ainda se encontra em desequilíbrio. Tratando-se apenas de valores de SL, os aqui encontrados são mais correlacionáveis aos altos valores encontrados por Pérez-Penna *et al.* (2009) e Font *et al.* (2010), que trabalharam na região de Granada (Espanha) e na região norte da França, respectivamente.

As drenagens localizadas na margem direita do rio Pardo são aquelas que possuem os maiores índices de SL, quando se compara a distribuição dos índices entre as drenagens do setor da bacia do Paraná e aquelas do Escudo Atlântico, uma correlação pouco

significativa foi encontrada (Figura 17 e Figura 18), ou seja, o fator litológico tem um peso menor do que o fator estrutural, a distribuição de falhas e lineamentos explica melhor a distribuição dos valores anômalos de SL.

As anomalias A e B estão ligadas a movimentos tectônicos antigos no fim do ciclo brasileiro relacionadas a falhas e zonas de cisalhamento compressional oriundas ainda da província Tocantins. Ambas as anomalias estão localizadas em rochas do embasamento Neoproterozóico, respectivamente Complexo Varginha-Guaxupé e São José do Rio Pardo-Divinolândia.

As anomalias C e D provavelmente estão ligadas a acomodações mais recentes. A anomalia C está cercada por um conjunto de falhas (normais) relacionadas à abertura do Atlântico e à consequente reativação da placa Sul Americana, devido à intensa atividade vulcânica que tem sua expressão máxima na intrusão de rochas básicas de Poços de Caldas-MG. A anomalia D ocorre próxima a uma falha inferida, podendo estar associada a algum ajuste mais recente. No entanto, há poucas evidências de depósitos coluviais ou falhas recentes neste trecho que comprovem uma atividade neotectônica quaternária mais efetiva, como Giaconia *et al.* (2012), Latrubesse e Franzinelli (2002) e Latrubesse e Kalicki (2002) encontraram em terraços da Espanha, rio Solimões e rio Purus, respectivamente.

## 7. Considerações Finais

Conclui-se que as metodologias foram adequadas para identificar que as anomalias encontradas nas análises morfométricas são de origens distintas associadas a dois momentos: movimentos tectônicos antigos do fim do ciclo brasileiro, relacionados a falhas e zonas de cisalhamento compressional na província Tocantins e a movimentos tectônicos mais recentes, relacionados a um conjunto de falhas extensionais (normais) oriundos da abertura do Atlântico e consequente reativação da placa Sul Americana.

As anomalias mais antigas relacionadas ao fim do Ciclo Brasileiro (640-600 Ma) são observadas nos perfis longitudinais do rio Canoas, Guaxupé, Capivari e trechos mais próximos à nascente do rio Pardo. No rio Canoas, as anomalias 2 e 3 estão relacionadas a um sistema de falhas inversas com orientação N307 e N116 nas rochas do complexo Varginha-Guaxupé. No rio Guaxupé a anomalia 1 está relacionada a falhas normais com orientação N100 nas rochas do complexo Varginha-Guaxupé enquanto a anomalia 2 ocorre em função de falhas inversas associadas ao granito Caconde e a suíte mangerítica dos granitoides do orógeno Socorro Guaxupé. No rio Capivari a anomalia 1 representa a transição entre o granito

Pinhal Ipuina e as rochas do Complexo Varginha Guaxupé, já a anomalia 2 representa uma drástica mudança na morfologia do canal de retilínea para meandrante seguida de uma série de cachoeiras.

O retorno dos eventos tectônicos da plataforma Sul-Americana no Triássico reativou antigas falhas neoproterozóicas e gerou uma série de novas feições no Cretáceo Inferior com os espessos derrames de basalto e diques de diabásio da Formação Serra Geral, mas também foi responsável por um conjunto de feições no Cretáceo Superior, caso do soerguimento do maciço de Poços de Caldas, Serra do Mar e Mantiqueira, Ipanema e o alinhamento de Cabo Frio (ALMEIDA *et al.*, 1991). Tais eventos tectônicos também tiveram expressão nas anomalias encontradas nos perfis longitudinais e índices SL das drenagens do ribeirão do Rosário, ribeirão do Agudo, córrego da Boiada, rio Araraquara e rio Cubatão, geralmente associadas a falhas normais no sentido NE-SW e NW-SE na Formação Serra Geral. No período Quaternário, não foram encontradas evidências de ordem tectônica como terraços encaixados ou discordância entre horizontes ou depósitos aluviais recentes. As anomalias de drenagem não são encontradas nos pacotes sedimentares quaternários.

Quanto aos índices SL da bacia, houve pouca correlação entre a distribuição dos valores observados em drenagens na Bacia do Paraná e aqueles da província Tocantins, ou seja, o fator estrutural através da distribuição de falhas e lineamentos é mais significativo do que o fator litológico. Os maiores índices encontram-se nos setores próximos à nascente do rio Pardo (A e B), domínio da província Tocantins, intimamente ligados a Nappe Socorro-Guaxupé. A anomalia C está ligada à reativação da plataforma Sul-Americana, representada por falhamentos relacionados à Formação Serra Geral, enquanto a região anômala D é marcada por uma série de falhas inferidas, o que pode sugerir acomodações mais recentes, no entanto, se fazem necessários estudos estruturais mais específicos naquela região.

Portanto, após a identificação dos principais setores onde houve movimentações tectônicas no passado, criou-se um arcabouço de informações essenciais para que nos próximos capítulos outros dados referentes a perfis de depósitos fluviais, datações, análises químicas e micromorfologia possam ser analisados com o suporte da morfometria da bacia, essencial para a produção de uma reconstituição paleoambiental regional mais precisa.

## 8. Referências bibliográficas

ALMEIDA FILHO, R. & PARADELLA, W.R. **Estudo do maciço alcalino de Poços de Caldas através de imagens LANDSAT com ênfase em mineralizações radioativas**. São José dos Campos: INPE. 1977. 130p.

ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, **Boletim**, n. 143, p. 1-96, 1953.

ALMEIDA, F.F.M. Os fundamentos Geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**. São Paulo, n. 41, p. 167-263, 1964.

ALMEIDA, F.F.M., HASUY, Y., NEVES B.B. de B. The upper Precambrian of South America. **Bol. IG-USP**, v.7, p.45-80, 1976.

ALMEIDA, F.F.M., HASUY, Y., BRITO NEVES, B.B & FUCK, R.A. As províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simp. Geol. Nordeste, 8, **Anais**, p. 363-391, 1977.

ALMEIDA, F.F.M. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *In*: **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 2, São Paulo: SBG/NSP-RJ, p. 423-428, 1991.

ALVES, J.M.P., CASTRO, P.T. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33(2), p. 117-124, 2003.

BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. A metodologia urânio chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.67, n.2, p.221-237, 1995.

BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 177, p. 19-27, 2002.

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.

BRAVO, J. **Arcabouço Cronoestratigráfico da formação Aquidauana na região de Monte Santo de Minas – Minas Gerais, Brasil**. Rio Claro, Unesp, 1998. (Dissertação de Mestrado).

CAETANO-CHANG, M.R. & WU, F.F. Diagênese de arenitos da Formação Pirambóia no Centro Este Paulista. **Geociências**, v. 22, N. Especial, p. 33-47, 2003.

CAMPOS NETO, M.C., CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. **Tectonics**, vol. 19, n<sup>o</sup>4, p. 669-687, 2000.

CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C.S., CHIEREGATTI, L.A., KAEFER, L.Q., ROCHA, J.M., DAITIX, E.C., COUTINHO, M.G.N., YAMAMOTO, K., DRUMOND, J.B.V., ROSA,

D.B., RAMALHO, R. **Projeto Sapucaí**. Relatório Final de Geologia. Brasília, DNPM. 1979. 299p.

COMITÊ DA BACIA HIDROGRÁFICA DO BAIXO PARDO/GRANDE – CBH-BPG. **Plano de Bacia da Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos da Bacia do Baixo Pardo/Grande (UGRHI 12)**. Barretos, 2009, 254p. Disponível em [http://www.sigrh.sp.gov.br/public/uploads/documents/7235/2\\_baixopardo\\_relatorio-final.pdf](http://www.sigrh.sp.gov.br/public/uploads/documents/7235/2_baixopardo_relatorio-final.pdf).

CONCEIÇÃO, R.A.C., SILVA, A.Q. Extração automática de lineamentos utilizando imagens SRTM, Landsat ETM+ e ALOS PALSAR na região de Nobres, MT. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR**, p. 3688-3695, 2013.

COUTO, E.V., MANIERI, D.V., MANOSSO, F.C., FORTES, E. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, faxinal, Paraná. **Geociências**, v.30, p. 315-326, 2011.

DAEMON, R.F., QUADROS, L.P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. **24º Congresso Brasileiro de Geologia** (Brasília), Anais: p.359-412, 1970.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ESGOTO DO ESTADO DE SP (DAEE). **Banco de dados fluviométricos do Estado de São Paulo**. Disponível em <http://www.dae.sp.gov.br/>.

\_\_\_\_\_ **Transporte sólido por suspensão em rios paulistas**. Org José Setzer. Centro Tecnológico de Hidráulica, Escola Politécnica da USP, 1985, 86p. Disponível em <http://www.scribd.com/doc/103336296/TRANSPORTE-SOLIDO-POR-SUSPENSAO-EM-RIOS-PAULISTAS-Livro>.

DELGADO, I.M. *et al.* Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Coords.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, mapas e SIG**, Brasília: CPRM (Programa Levantamento de Recursos Minerais do Brasil), p.227-334, 2003.

DOORNKAMP, J.C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of the Geological Society**, v. 143, p. 335-342, 1986.

ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FÚLFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do rio Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. **Geociências (São Paulo) Série Científica**, v4, n.2, p-43-56, 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C. ; SAAD, A. R. ; SANTONI, G. C. ; CASADO, F. C. ; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências (São Paulo)**, v. 25, p. 271-289, 2006.

FONT, M.; AMORESE D.; LAGARDE J.L. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). **Geomorphology**, v.119, n.3-4, p.172-180, 2010.

FULFARO, V.J. & SUGUIO, K. A Formação Rio Claro (Neo-cenozóico) e seu ambiente de deposição. **Boletim Instituto Geográfico e Geológico**, v. 20, p. 45-60, 1968.

FÚLFARO, V.J.; STEVAUX, J.C.; SOUZA FILHO, E.E.; BARCELOS, J.H. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: SBG, 33 Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, **Anais**, v.2, p.711-724, 1984.

GAMA JR, E.G. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. **Revista Brasileira de Geociências**, v.9, n.2, p.1-16, 1979.

GIACONIA, F., BOOTH-REA, G., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M., AZAÑÓN, PÉREZ-PEÑA, J.V., PÉREZ-ROMERO, J., VILLEGAS, I. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhamilla (eastern Betics, SE Spain). **Geomorphology**, 145-146, p.90-106, 2012.

GUEDES, I.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C; MORALES, N; STEVAUX J. C.; SANTONI, G. C.; Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfométricos e de registros paleossísmicos. **Revista Geociências**, v.28, n.4, p.345-362, 2009.

GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Rev.Univ.Guarulhos, Geociências**, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

HADDAD, R.C., JANASI, V.A., ULBRICH, H.H.G.J. Caracterização geoquímica preliminar dos granitoides aflorantes nas vizinhanças do Batólito Pinhal-Ipuiúna (SP-MG). **Revista Brasileira de Geociências**, v.27(1), p.129-138, 1997.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States**, Geological Survey, v.1, n.4, p. 421-429, 1973.

HACKSPACHER, P.C., GODOY, D.F., RIBEIRO, L.F.B., HADLER-NETO, J.C., FRANCO, A.O.B. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências** 37 (4 – suplemento), p. 76-86, 2007.

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: **Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro**, **Anais**, Boletim 11, p. 1-31, 1990.

HAYAKAWA, E.H.; ROSSETTI, D.F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. **Revista brasileira de Geomorfologia**, v.13, n. 4, p. 401-418, 2012.

HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do alto rio Pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 15, n. 1/2, p. 49-57, 1994.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins Hydrophysical approach to quantitative morphology: **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.

INSTITUTO MINEIRO DE GESTÃO DAS ÁGUAS – IGAM. **Plano diretor de recursos hídricos dos afluentes mineiros dos Rios Mogi Guaçu/Pardo**. Coord. Fundação Educacional de Ensino de Técnicas Agrícolas, Veterinárias e de Turismo Rural, 2010, 280p. Disponível em: <http://comites.igam.mg.gov.br/comites-estaduais/bacia-do-rio-grande/gd6-cbh-dos-afluentes-mineiros-dos-rios-mogi-guacupardo/1497-gd6-plano-diretor>.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **Senso demográfico de 2007**. Disponível em <http://www.ibge.gov.br>.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO - IPT. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**, Escala 1: 500.000, 1981. 126p.

\_\_\_\_\_. **Diagnóstico da situação atual dos recursos hídricos e estabelecimento de diretrizes técnicas para a elaboração do Plano da Bacia Hidrográfica do PARDO - Relatório Zero**. COMITÊ DE BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARDO (CBH-PARDO), 1998, 720p.

JANASI, V. A. Petrogenesis and tectonic setting of the neoproterozoic Capituva K-syenitic massif, SW Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 23 (2): 129-138, 1993.

\_\_\_\_\_. Crustal anatexis and granite genesis during the Neoproterozoic metamorphism in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, Southeastern Brazil: a preliminary survey. **Revista Brasileira de Geociências**, v.27(1), p. 139-150, 1997.

\_\_\_\_\_. **Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica**. Tese de livre docência. USP, 1999. 316p.

KRAUS, M.J. Integration of channel and floodplain suites, II. Vertical relations of alluvial paleosols. **Journal of sedimentary petrology**, 57, 602–612, 1987.

LATRUBESSE, E.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the Middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, n. 3-4, p. 241-257, 2002.

LATRUBESSE, E; KALICKI, T. Late Quaternary Paleohydrology of the Purus river, Amazon, Brazil. **Zeitschrift Fur Geomorphologie**, v. 129, p. 41-59, 2002.

LATRUBESSE, E.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa na Ipixuna river basins, Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 67-72, 2000.

LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 70, p.137-206, 2005.

LADEIRA, F.S.B & SANTOS, M. O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, nº2, p. 3-20, 2005.

LEDRU, M.P., ROUSSEAU, D., CRUZ JR., F.W., RICCOMINI, C., KARMANN, I., MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100.000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. **Quaternary Research**, 64, p. 444-450, 2005.

LEE, C. S.; TSAI, L.L. A quantitative analysis for geomorphic indices of longitudinal river profile: a case study of the Choushui River, Central Taiwan. **Environmental Earth Sciences**, v.59, n. 7, p.1549-1558, 2010.

LEONARDI, F. A. **A Relação dos Perfis Lateríticos Bauxíticos com as Superfícies Geomórficas do Planalto de Poços de Caldas SP/MG**. Campinas, Unicamp. 2007. (Dissertação de Mestrado).

LIPSKI, M. **Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 2002, 171p.

McKEOWN, F. A. et al. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U. S. Geological Survey Bulletin**, n. 1807, p. 1-39, 1988.

MELO, M.S. de; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. Neotectônica da área do alto rio Pardo (SP e MG). **Revista do Instituto Geológico**, v.14, n.2, p. 27-38, 1993.

MONTEIRO, K.A.; MISSURA, R.; CORREA, A.C.B. Application of the hack index or stream length-gradient index (SL INDEX) to the Trachunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. **Geociências – Unesp**, v. 29, n.4, p. 533-539, 2010.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

PASSARELA. S.M., MORALES, N., SARTORI, J.E. Uma proposta de compartimentação geomorfológica para a região de Cássia, sudoeste do Estado de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.11, p. 91-102, 2010.

PÉREZ-PENA, J.V., AZANON, J.M., AZOR, A., DELGADO, J. GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps. **Earth Surf. Process Landforms**, 34, p.16-25, 2009.

PHILLIPS, J.D., LUTZ, J.D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, 102, p. 554-566, 2008.

RICCOMINI, C. **O Rift continental do sudeste do Brasil**. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1989. 256 p.

\_\_\_\_\_. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da formação Itaqueri na porção centro-leste do estado de São Paulo. **Revista do IG São Paulo**, 18 (1/2), p. 41-48, 1997. A

\_\_\_\_\_. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, 27(2), p. 153-162, 1997. B

RICCOMINI, C., PELAGGIA, A.U.G., SALONI, J.C.L., KOHNKE, M.W., FIGUEIRA, R.M. Neotectonic activity in the Serra do Mar Rift System (Southeastern Brazil). **Journal of South Am. Earth Sc.**, vol. 2, n.2, p. 191-197, 1989.

ROSS, J. & MOROZ, I. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000** – FFLCH – USP / IPT / FAPESP. Volume 1. São Paulo, 1997.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Brasileira de Geociências**, v.1, p. 1-15, 1993.

SAADI, A.; MACHETTE, M.N.; HALLER, K.M.; DART, R.L.; BRADLEY, L.; SOUZA, A.M.P.D de Souza. **Map and Database of Quaternary Faults and Lineaments in Brazil**. U.S. Geological Survey, 2000, 59p.

SANTOS, M. dos.; LADEIRA, F.S.B. Tectonismo em perfis de alteração da Serra de Itaqueri (SP): análise através de indicadores cinemáticos de falhas. **Geociências** (São Paulo), v. 25, p. 135-149, 2006.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5ª Edição. Viçosa: SBCS, 2005. 92p.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H.. **Geologia do Brasil**. Brasília: DNPM, 1981. 501 p.

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo 1: 750.000**. Geobank. Disponível em <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>.

SETZER, J. A natureza e as possibilidades do solo no vale do rio Pardo entre os municípios de Caconde, SP, e Poços de Caldas, MG. **Revista Brasileira de Geografia**, n. 3, p.3-37, 1956.

SHEPHERD, R.G. Regression analysis of river profile. **Journal of Geology**, v.93, n.3 p.377–384, 1985.

SILVA, A.B. **Sistemas de Informações Geo-referenciadas: conceitos e fundamentos**. Campinas: Unicamp, 1999. 236p.

STEVANUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, 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**, 72, p.73-85, 2000.

STRAHLER, A.N. Hipsometric (Area-Altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, v. 63, n. 10, p.1117-1142, 1952.

WHIPPLE, K.X., WOBUS, C., KROSBY, B., KIRBY, E., SHEEHAN, D., 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data. **GSA Short Course**: #506. Disponível em: [http://geomorphtools.org/Tools/StPro/Tutorials/StPro\\_UserGuidees\\_Final.pdf](http://geomorphtools.org/Tools/StPro/Tutorials/StPro_UserGuidees_Final.pdf).

TELLO SAENS, C.A., HACKSPACHER, P.C., HADLER, N.J.C., IUNES, P.J., GUEDES, O.S., PAULO, S.R., RIBEIRO, L.F.B. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Activities, through AFTA, in Precambrian Areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic ocean opening. **Journal of South American Earth Sciences**, 15: p. 765-774, 2003.

TURCQ, B., PRESSINOTTI, M., MARTIN, L. Paleohydrology and Paleoclimate of the Past 33.000 years at the Tamanduá River, Central Brazil. **Quaternary Research**, 47, p.284-294, 1997.

ZAINE, J.E. **Geologia da Formação Rio Claro na folha Rio Claro (SP)**. Rio Claro, Unesp, 1994, 90p. (Dissertação de Mestrado em Geociências).

ZANCOPE, M.H.C. **Análise Morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu**. Campinas-SP: Unicamp, 2008. Tese de Doutorado – Programa de Pós Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008. 111p.

ZANCOPE, M.H.C., PEREZ FILHO, A., CARPI JR, S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, p. 31-42, 2009.

### CAPÍTULO 3 – PROCESSOS PEDOGENÉTICOS EM SEDIMENTOS ALUVIAIS EM DIFERENTES TRECHOS DA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP): ANÁLISE MACROMORFOLÓGICA, MICROMORFOLÓGICA E GEOQUÍMICA DE DEPÓSITOS EM DIFERENTES ESTÁGIOS DE ALTERAÇÃO.

#### 1. Introdução

As planícies fluviais são feições deposicionais do vale de um canal associadas a um regime climático ou hidrológico particular da bacia de drenagem. Os sedimentos são temporariamente estocados na planície e uma alteração das condicionantes de equilíbrio, seja por processos tectônicos ou por mudanças no regime hidrológico, incluindo mudanças no aporte e transporte de sedimentos, pode levar a agradação ou degradação e formação de terraços (LEOPOLD *et al.*, 1964; ROCHA, 2011).

Segundo Rocha (2011), as características morfológicas e sedimentares atuais e pretéritas, associadas à hidrodinâmica no sistema fluvial são responsáveis pela diversidade espaço-temporal dos processos ecológicos nos seus diferentes sub-ambientes. Tais características conduzem a uma alta diversidade de habitats terrestres, transicionais e aquáticos, em diferentes estágios sucessionais de evolução. A este conjunto de interações hidrodinâmicas e biológicas entre os ambientes aquáticos e terrestres desenvolveu-se o conceito de conectividade, também explorada por Ward e Stanford (1995) e Ward *et al.* (1999).

A conectividade foi definida por Rocha *op. cit.* como a maneira pela qual os organismos, matéria e energia interligam os ecótonos entre unidades ecológicas adjacentes, assim como se refere também à extensão na qual nutriente, matéria orgânica e outras substâncias cruzam os ecótonos. A conexão do sistema rio-planície fluvial traz uma noção bastante complexa e dinâmica para a geomorfologia, há um alto grau de heterogeneidade de processos físicos, químicos e bióticos nestes ecossistemas que geram uma série de formas terrestres e aquáticas, tais áreas passam a ter enorme importância inclusive do ponto de vista da preservação ambiental.

Nos sistemas tropicais, as taxas de pedogênese podem superar as de erosão/sedimentação e podem rapidamente favorecer a alteração de sedimentos nas planícies fluviais (ZIELHOFER *et al.*, 2009). Posteriormente, os perfis de solos desenvolvidos no período anterior podem ser enterrados por depósitos fluviais (DANIELS, 2003), ou haver acúmulo de matéria orgânica devido a uma série de processos. Portanto, a combinação entre processos geomorfológicos e pedológicos é característica das planícies fluviais

(BULLINGER-WEBER & GOBAT, 2006), sendo um importante marco estratigráfico que contém mudanças ocorridas nas mais variadas escalas geológicas de tempo.

Tais alterações podem ser resultado de processos geomorfológicos, climáticos, tectônicos ou antropogênicos e a investigação desta alternância de ambientes de formação de solo, deposição ou erosão de sedimentos aluviais torna-se metodologia essencial para a reconstituição paleoambiental.

Muitos trabalhos têm sido produzidos com enfoque em mudanças climáticas quaternárias em lagoas, solos, mangues e turfeiras utilizando uma série de metodologias bastante disseminadas para este fim, como a análise da matéria orgânica por  $\delta^{13}\text{C}$ , datações por  $^{14}\text{C}$ , pólenes, fitólitos e etc (CALEGARI *et al.*, 2013; SMITH *et al.*, 2012; STINCHCOMB *et al.*, 2013; FRANÇA *et al.*, 2013; entre outros). No caso deste trabalho, optou-se por usar um enfoque maior no ponto de vista geomorfológico, pedológico e sedimentar, ou seja, além das ferramentas usadas rotineiramente, decidiu-se utilizar metodologias oriundas da geomorfologia fluvial (capítulo 2) e da sedimentologia para a reconstrução de ambientes pretéritos na bacia do rio Pardo.

Numa seção vertical de um perfil aluvial ocorre uma sequência de depósitos de *overbank*, ou seja, materiais mais finos que podem ser alterados pela pedogênese em situações climáticas distintas, sendo definidos como paleossolos. Como os paleossolos não são restritos ao ambiente aluvial, o termo mais correto utilizado seria pedofácies, que denota variações no grau de alteração dos solos em função da distância de áreas de alta taxa de sedimentação (BOWN e KRAUS, 1987).

Ao mesmo tempo, a análise de fácies sedimentares através da estratigrafia com foco na granulometria, arquitetura deposicional, estruturas sedimentares ainda preservadas e bioturbação é extremamente eficiente na descrição da sucessão de ambientes fluviais (MIALL, 2006). Portanto, para estas unidades geomorfológicas especificamente num clima tropical, é essencial o uso de ambas as metodologias para uma análise mais completa.

## 2. Objetivos

O objetivo deste capítulo é interpretar os processos pedogenéticos nos distintos ambientes de deposição na planície fluvial do rio Pardo, propondo para isso uma análise conjunta entre fácies sedimentares e feições pedológicas, lançando mão de análises geoquímicas, micromorfológicas, granulométricas, datações e relacionar os distintos paleoambientes de formação desde o alto até o baixo curso da bacia.

### 3. Metodologia

É essencial retomar alguns conceitos da geomorfologia fluvial e da sedimentologia para que se possa ter em mente quais são os processos responsáveis pelas formas encontradas nas planícies fluviais em climas tropicais. Como já abordado, para que se entenda a conectividade entre os processos na planície fluvial não se pode prescindir de uma boa compreensão e identificação das principais formas encontradas nestes compartimentos, a partir deste ponto é que as técnicas podem ser apresentadas e as metodologias podem ser escolhidas em função do objetivo a ser alcançado e do problema a ser abordado.

Portanto, apresenta-se primeiro o arcabouço metodológico que permeia o trabalho e depois as técnicas utilizadas para atingir os objetivos propostos neste capítulo.

#### 3.1 O ambiente fluvial

Os rios tropicais drenam áreas de distintas configurações geológicas e geomorfológicas, o que implica em características específicas de ambientes de deposição, sistemas hidrológicos, carga sedimentar transportada e formas encontradas no ambiente fluvial.

Segundo Latrubesse *et al.* (2005) os rios tropicais podem drenar áreas de cinturões orogênicos (Magdalena, Mekong); áreas onde se formam grandes leques aluviais (Kosi, Taquari, Cuiabá); áreas de platô e chapadas (rios do planalto do Decã, e África Central); áreas cratônicas (Zambese, Congo, Tapajós, Negro, Xingú); áreas de planícies em terras baixas (Purus, Juruá); áreas que englobam as características mencionadas numa mesma bacia, como por exemplo, rios que têm suas nascentes em cinturões orogênicos e escoam por vastas planícies baixas, caso dos rios Japurá, Mamoré (Bacia Amazônica), rio Pardo, rio Mogi Guaçu (Bacia do Paraná).

As características geomorfológicas e geológicas da bacia associadas ao clima vão definir uma série de parâmetros como o padrão de drenagem, a geometria do canal, o tipo de carga sedimentar predominante, a vazão, ou seja, como se dá o processo de formação dos sistemas fluviais e, por consequência, das planícies de inundação.

Dividem-se os processos de elaboração de planícies fluviais (Figura 1) entre aqueles resultantes de: acresção lateral, caso dos depósitos em *point bars* (principalmente em rios meandantes) e depósitos de canal (*channel bars* e ilhas fluviais de canais entrelaçados e anastomosados) associados à carga de fundo; e aqueles que resultam da acresção vertical, após o transbordamento do canal (*overbank*), caso dos *levees* (diques marginais), *crevasse-*

*splays* (material geralmente mais grosso depositado após rompimento dos *levees*), meandros abandonados e lagos preenchidos por materiais finos (*oxbow lakes*) e depósitos argilosiltosos em ambiente de planície aluvial, associados à carga sedimentar em suspensão (ALLEN, 1965).

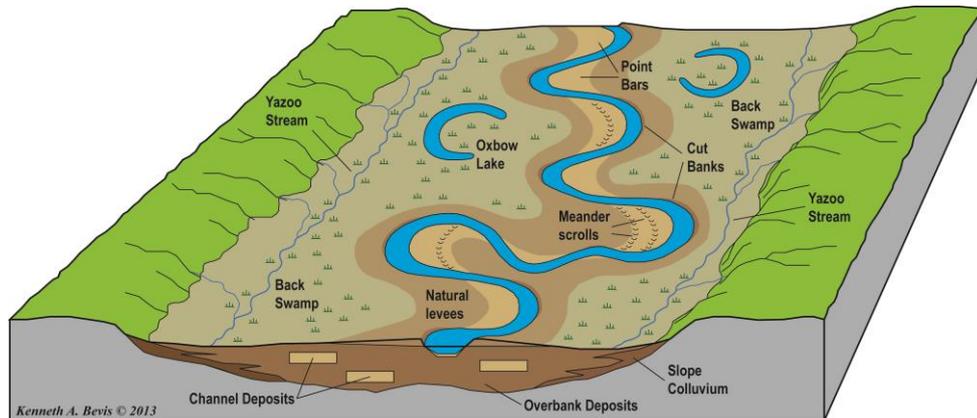


Figura 1: Feições geomorfológicas de uma planície fluvial num canal meandrante. Fonte: [http://intheplaygroundofgiants.com/?page\\_id=50](http://intheplaygroundofgiants.com/?page_id=50).

Os principais processos pelos quais estas formas evoluem são a avulsão, corte e abandono de canais (Figura 2), mais evidentes em rios de canais meandantes de carga sedimentar mista ou predominantemente em suspensão.

Avulsão é o desvio do fluxo a partir de um canal já existente para a planície de inundação, eventualmente, formando um novo cinturão de canal (MAKASKE, 2001), frequente em rios meandantes e bastante comum em anastomosados e *anabranching*, conforme mostrado por Valente *et al.* (2013) na ilha do Bananal e Latrubesse e Franzinelli (2002) no rio Solimões.

Para Allen (1965), a restrição de um canal a um estreito cinturão de meandramento, combinado com a perda de capacidade de deposição leva a uma substancial elevação da superfície da planície, quanto maior essa elevação maior a probabilidade de ocorrer depósitos locais de *crevasse splay* e resultar em uma mudança permanente do curso do canal para um trecho mais baixo na paisagem, onde um novo cinturão de meandros será produzido caracterizando o processo de avulsão. Tais processos podem ser desencadeados por cheias extremas, canais obstruídos por barragens formadas por gelo, dunas eólicas em ambientes áridos, tectônica e mudanças no nível do mar (MAKASKE, 2001).

Corte e abandono de meandros ocorre quando o canal consegue adaptar-se a um trajeto mais curto e aumentar sua declividade, aumentando a frequência em função da sinuosidade do canal. Há dois tipos: *Chute cutoff* ocorre quando o canal gradualmente encontra um trecho mais curto e cria outro após um evento de transbordamento das margens (*overbank*), há então um processo concomitante de alargamento do novo canal e entupimento do antigo; *Neck cutoff* ocorre quando o processo de erosão e deposição aproxima dois segmentos do canal (*meander loops*) até que se encontrem e haja uma captura, cortando e abandonando o meandro em forma de ferradura (*oxbow lake*). Rapidamente os sedimentos mais grossos transportados na carga de fundo do canal interrompem a passagem de água e o meandro abandonado é então preenchido com materiais finos após transbordamento do canal principal.

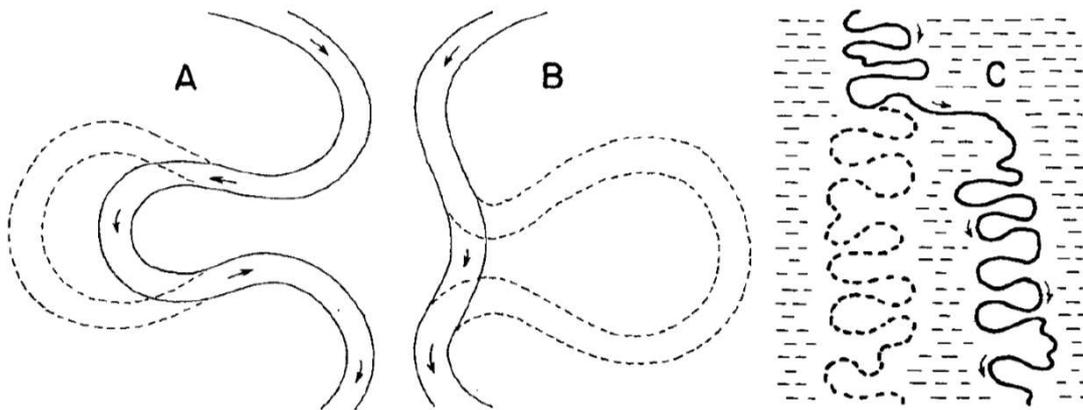


Figura 2: A – *Chute cutoff*. B. *Neck Cutoff*. C – Avulsão. Fonte: Allen (1965).

Importante ressaltar que todos os conceitos aqui revisitados de maneira sintética serão utilizados ao longo de todo o capítulo, além disso, é essencial que se tenha conhecimento de quais processos geomorfológicos estão associados às fácies sedimentares classificadas, conforme será apresentado no item a seguir.

### 3.2 Fácies sedimentares

Embora a metodologia de fácies tenha sido sistematizada por Miall (1977) para explicar modelos de deposição em rios do tipo entrelaçados ou *braided*, outros autores perceberam que tal classificação poderia ser utilizada nos demais sistemas fluviais. Miall (1978) ampliou o método adicionando outras feições ao modelo incluindo novas fácies e eliminando outras que de alguma forma se sobrepunham. É importante salientar que algumas

aproximações já vinham sendo propostas por outros autores, portanto, tal padronização foi resultado da contribuição de vários autores da geomorfologia fluvial e da geologia.

Miall (2006) definiu então 20 fácies sedimentares mais comuns que seriam representadas por duas letras: a primeira indicaria a granulometria dominante enquanto a segunda o processo ou uma feição característica. Esta abordagem leva em consideração as formas do leito, as estruturas em microformas, mesoformas e macroformas com o objetivo de entender a arquitetura sedimentar de um sistema fluvial baseada num modelo mais aberto, já que, uma crítica recorrente feita ao modelo (BRIDGE, 1993) é a de que o método seria usado de maneira acrítica, sem que as devidas adaptações às necessidades de cada área fossem adotadas.

A arquitetura sedimentar, portanto, é o agrupamento de um determinado conjunto de elementos (fácies) que descreve um sistema fluvial em termos do arranjo tridimensional das unidades, sem que haja a necessidade da aplicação de um modelo fechado e idealizado. Os elementos arquiteturais por sua vez são definidos pelas características das discontinuidades entre os distintos elementos, a partir de uma hierarquia de acordo com a magnitude dos processos deposicionais numa escala temporal, além da geometria externa, litologia, geometria interna e padrão de paleocorrentes (MIALL, 2006).

Miall (2006) reuniu 9 elementos arquiteturais em depósitos fluviais (Tabela 1):

Tabela 1: Elementos arquiteturais de depósitos fluviais. Modificado de Miall (2006).

<b>Elemento</b>	<b>Símbolo</b>	<b>Associação de Fácies</b>	<b>Geometria</b>
Canais	CH	Variada	Interdigitação, lente ou camadas; base erosional côncava para cima; escala e forma altamente variável; superfícies internas de erosão de 3ª ordem côncavas para cima são comuns
Barras e formas de leito com cascalho/conglomerados	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, camadas; geralmente corpos tabulares; comumente intercalado com SB
Formas de leito arenosas	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lente, camada, lençol, cunha; ocorre preenchendo canais, <i>crevasse splays</i> , topo de barras
Macroformas de acreção à jusante	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes repousando em superfície plana ou base dos canais, superfícies internadas de 3ª ordem convexas para cima e superfície superior de 4ª ordem
Depósitos de acreção lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, menos comum Gm, Gt, Gcm	Cunha, lençol, lobo; superfícies internas (3ª ordem) de acreção lateral
<i>Scour Hollows</i>	HO	Gh, Gt, St, Sl	Cavidades em forma de concha com preenchimento assimétrico
Sedimentos de fluxos gravitacionais	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lobo, lençol; tipicamente interligados com GB
Lençol de areia laminados	LS	Sh, Sl; menos comum Sp, Sr	Lençol, camada
Depósitos finos em planície fluvial	FF	Fm, Fl	Finos a espessas camadas; comumente intercaladas com SB; podem preencher canais abandonados

Neste trabalho será usado um conjunto de associação de fácies com algumas adaptações necessárias ao contexto da área, assim como outros autores têm utilizado a metodologia (ROSSETI *et al.*, 2014).

Como os perfis da área em geral apresentam processos significativos de pedogênese, optou-se também por analisar não só o ambiente de deposição, mas a posterior alteração destes materiais, identificando as principais feições e a presença de horizontes pedológicos.

### 3.3 Descrição pedológica dos perfis em campo

A descrição das feições pedológicas em campo seguiu o manual de descrição de coletas de solo em campo de Santos *et al.* (2005), seguindo os critérios de cor, transição entre horizontes, presença de estrutura pedológica, textura, plasticidade, pegajosidade e feições de oxi-redução. Foram analisados 14 perfis ao longo da bacia, sendo 7 em trincheiras e 7 através de sondagens (Figura 3).

A classificação dos horizontes pedológicos foi baseada no sistema brasileiro de classificação de solos publicado pela Embrapa (2006), levando-se em conta as interpretações realizadas em campo, os dados de granulometria e posteriormente a análise micromorfológica.



### 3.4 Critérios de seleção dos pontos de amostragem

Em virtude do exaustivo levantamento realizado na caracterização da área apresentado no capítulo anterior, objetivou-se selecionar os pontos de amostragem evitando áreas onde havia histórico de uso agrícola ou algum outro tipo de alteração antrópica, embora nem sempre essa premissa fosse viável na prática em virtude da intensa substituição da vegetação original, principalmente por cana de açúcar.

Além disso, como um dos objetivos do trabalho previa a associação do ambiente de deposição dos sedimentos e sua posterior alteração pelos agentes do intemperismo, a variável clima deveria ser, portanto, analisada num contexto que abarcasse toda a bacia.

Após consultas aos mapas geomorfológico (Figura 4, Capítulo 2) e geológico (Figura 3, Capítulo 2) selecionaram-se quatro setores ao longo da bacia onde a planície fluvial tinha um desenvolvimento mais expressivo e trabalhos de campo foram planejados para levantamentos preliminares. Foram levantados pontos no alto Pardo (região próxima à cidade de Bandeira do Sul e Botelhos, Minas Gerais); médio Pardo (Fazenda experimental do Instituto Agrônomo de Campinas-IAC, no município de Mococa-SP); médio-baixo Pardo (região próxima ao Município de Serrana-SP) e baixo Pardo (próximo ao município de Barretos-SP).

A região do médio-baixo Pardo foi selecionada para um mapeamento geomorfológico mais detalhado e lá se concentrou o maior número de amostragens. Neste local a planície fluvial chega a atingir mais de 3km de extensão, onde o canal apresenta-se extremamente meandrante, portanto, é uma região onde há uma maior dinâmica de sedimentação em virtude da migração lateral do rio. Além disso, o rio Mogi Guaçu, bacia vizinha a esta área de estudo, apresenta um trecho de mesma latitude com características morfológicas bastante semelhantes, ou seja, mudança brusca de geometria do canal de reta para meandrante, vasta planície fluvial e inúmeros meandros abandonados que têm suscitado pesquisadores a investigar quais fatores e processos estariam ligados a essa intrínseca configuração geomorfológica (PEREZ-FILHO *et al.*, 1980; ZANCOPÉ, 2009, CELARINO *et al.*, 2013, entre outros).

Sendo assim, uma investigação mais criteriosa neste trecho se fez necessária para que se levantassem informações a fim de verificar se há correlação entre os processos geomorfológicos que definem esta configuração específica às duas bacias vizinhas.

### 3.5 Análises laboratoriais

#### 3.5.1 Granulometria

Seguiu-se a metodologia descrita em Camargo *et al* (1996). Após eliminação de matéria orgânica com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, as amostras foram submetidas à agitação por 24hs com agente dispersante (Hidróxido de Sódio) e seguiu-se para a pipetagem da fração argila seguindo os intervalos de tempo da Lei de Stokes. Calculou-se o peso da fração argila após secagem em estufa (<0,002mm). A fração areia foi passada na peneira após secagem em estufa e determinadas as seguintes frações: Muito Grossa (2-1mm), Grossa (1-0,5mm), Média (0,5-0,25mm), Fina (0,25-0,1mm) e Muito Fina (0,1-0,05mm). O silte (0,05-0,002mm) foi determinado por diferença percentual. As classes texturais foram determinadas seguindo o manual da Embrapa (2006). Os dados brutos são apresentados no anexo I.

#### 3.5.2 Geoquímica

As amostras foram submetidas à determinação de elementos maiores, menores e traço por espectrometria de fluorescência de raios-x (Philips, PW 2404, Holanda) no laboratório de Geoquímica Analítica do Instituto de Geociências, Unicamp. As amostras foram secas em estufa e pulverizadas em almofariz de ágata, onde parte foi encaminhada para a determinação de perda ao fogo a 1000°C, e o restante para a elaboração de pastilhas prensadas (elementos maiores e menores) e discos de vidro (elementos traço). Uma das amostras foi analisada em duplicata durante a etapa de moagem, além disso, um disco de referência internacional do material BRP-1 foi preparado e algumas amostras de referência internacionais (OU-6, GS-N, GSS-2 e GSS-5) foram analisadas em paralelo para o controle de qualidade dos dados. Os dados brutos são apresentados no anexo II.

Os valores obtidos foram utilizados segundo a metodologia de Sheldon e Tabor (2009) para a interpretação de determinadas razões molares que são indicativas de discordância entre os materiais do perfil, assim como índices relativos de lixiviação e hidrólise, conforme mostrado por Celarino *et al.* (2013). Foram utilizadas as seguintes razões: Ti/Al (pH e intemperismo);  $\sum$ Bases (Ca+Mg+K+Na)/Al (Perda de Bases e intemperismo) e Ba/Sr (Lixiviação e hidrólise).

A razão Ti/Al é um indicador da origem do material pois o Ti pode variar bastante entre os diferentes tipos de rocha mesmo que o Al seja relativamente constante, em geral, quanto mais máfico é o material de origem maior será o valor absoluto da razão (SHELDON

e TABOR, 2009; MAYNARD, 1992). Sheldon e Tabor (2009) encontraram valores abaixo de 0.1 e pouco acima de 0.2 para paleossolos desenvolvidos sobre siltitos/arenitos e basaltos, respectivamente. Tais valores pouco variam em profundidade no perfil de solo e geralmente são bem próximos ao valor encontrado na rocha do material de origem.

Sob condições ácidas a razão Ti/Al pode variar bastante em profundidade pois ambos os elementos são mais móveis, nestes casos, os valores podem ser usados como indicadores de intemperismo e distinção entre as potenciais áreas fonte do sedimento num perfil aluvial (HAMMER *et al.*, 2007), que pode apresentar diferentes contribuições ao longo de um pacote sedimentar.

A razão  $\sum \text{Bases (Ca+Mg+K+Na)}/\text{Al}$  indica a intensidade da hidrólise ocorrida nos processos de alteração (SHELDON e TABOR, 2009) já que, nestes ambientes, os cátions tendem a ser liberados em solução enquanto o Al tende a se concentrar, precipitando na forma de argilominerais, hidróxidos de Al ou sendo complexado pela matéria orgânica (WESSELINK *et al.*, 1996; ZAMBROSI *et al.*, 2007).

Segundo Sheldon e Tabor 2009, a razão Ba/Sr mede a intensidade de lixiviação dos horizontes em um mesmo perfil onde quanto maior o valor maior o intemperismo, podendo ser também um indicador do grau de drenagem livre e tempo de pedogênese (RESTALLACK, 2001). Ambos os elementos são alcalino-terrosos e possuem raios atômicos semelhantes, no entanto, o Sr é significativamente mais solúvel que o Ba e geralmente é lixiviado mais rapidamente, portanto, o comportamento dessa razão em um perfil de solo deve apresentar valores mais baixos nos horizontes superiores e relativamente maiores nos horizontes subsuperficiais, caso exista horizonte B (SHELDON e TABOR, 2009). Uma dificuldade a ser ressaltada nesta análise é que diferentes concentrações iniciais no material de origem podem superestimar interpretações, já que um determinado perfil tenha se desenvolvido da alteração de minerais com pouca abundância em Ba e Sr pode ter grandes variações ao longo de um perfil sem que o processo seja realmente significativo. Para evitar tais interpretações as razões molares utilizadas aqui foram relativizadas no contexto de cada perfil e dos materiais que os compõe, por exemplo, sabe-se que a granulometria exerce papel fundamental na adsorção destes elementos, ou seja, um material arenoso em geral tem menor capacidade de atração de íons do que materiais mais argilosos.

### 3.5.3 Luminescência ópticamente estimulada (LOE)

Foram coletadas 5 amostras em 3 perfis diferentes para a datação por luminescência ópticamente estimulada (LOE). As coletas foram realizadas em tubos de PVC de 0.4m de comprimento por 0.05m de diâmetro, inseridos horizontalmente nos perfis e condicionados em sacos plásticos escuros para proteção contra luminosidade.

Esta técnica estima a última vez em que um determinado mineral, preferencialmente quartzo ou K-feldspato, recebeu luz solar por 16hs, ou seja, é um marcador do momento em que o mineral foi soterrado por outro material e desde então não recebe mais energia solar. Após serem enterrados os sedimentos passam a absorver radiação ionizante (U, K, Th e Rb) e raios cósmicos (Figura 4), esse “sinal” é acumulado na estrutura cristalina do mineral e só pode ser apagado quando exposto novamente à luz solar (RITTENOUR, 2008).

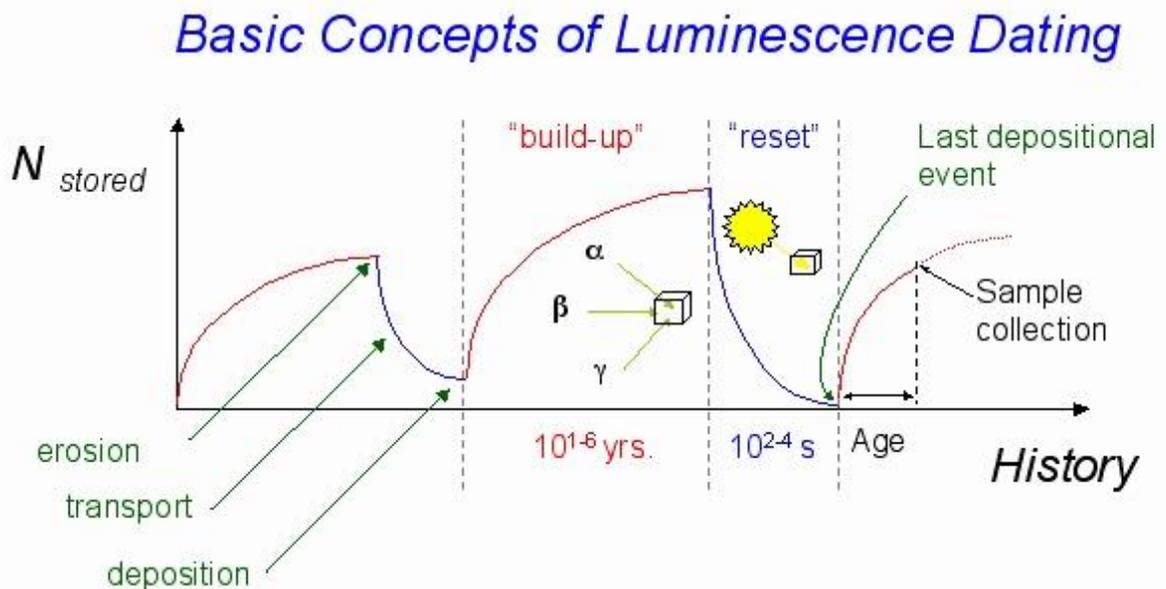


Figura 4: Conceitos básicos da datação por luminescência. Fonte: USGS (*United States Geological Survey*)

Quanto maior o tempo longe da exposição à luz solar maior será o acúmulo de radiação e, conseqüentemente, maior a intensidade do sinal de luminescência do mineral. No laboratório a idade é calculada dividindo-se a dose acumulada desde o soterramento pela dose anual de radiação natural (GUEDES *et al.*, 2011). A dose anual natural é a soma da radiação ionizante originada do decaimento dos elementos U, Th e K com a radiação cósmica no local da amostra. A dose acumulada é medida por LOE pela sua semelhança com os processos naturais, já que o material também é exposto à radiação solar para o fotoesvaziamento da amostra (GUEDES, *et al.*, 2011).

As amostras coletadas foram abertas sob luz vermelha no laboratório (Datação, comércio e Prestação de serviços Ltda), tratadas com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, HF (20%) e HCl (20%) e posteriormente secas e peneiradas a 100-160µm para separação dos quartzos/feldspatos livres de materiais orgânicos e/ou metais pesados. As doses acumuladas foram determinadas pelo método de regeneração total (protocolo SAR com 15 alíquotas), onde uma porção da amostra foi submetida à radiação solar por 20 dias e partes deste material foram irradiados com uma fonte de <sup>60</sup>Co em várias doses pré-definidas (Gy) (*TL/OSL Automated Systems reader, model 1100, Daybreak Nuclear Instruments INC, equipped with a OSL Hoya U-340 filter*) para calcular a curva de calibração. As doses anuais foram calculadas com auxílio de um espectrômetro (*Camberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation*) que mediu as concentrações de <sup>40</sup>K, <sup>232</sup>Th, <sup>238</sup>U e <sup>235</sup>U (FERREIRA e CAETANO-CHANG, 2008; TATUMI *et al.*, 2003; MAGALHÃES JUNIOR *et al.*, 2011). Os dados brutos são apresentados no anexo III.

#### 3.5.4 Datação por <sup>14</sup>C

Foram enviadas 5 amostras ao Laboratório Beta Analytic (Miami-FL-EUA) para a datação por <sup>14</sup>C por AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*). As amostras foram submetidas a tratamento com HCl para remoção de carbonatos e materiais em via de humificação. Posteriormente as amostras foram lavadas e mantidas em solução de HCl novamente para a remoção de ácido fúlvico, carbonatos e resinas. Para a remoção do ácido húmico as amostras foram tratadas com solução alcalina de NaOH, seguido de tratamento com HCl novamente para evitar contaminação por CO<sub>2</sub> atmosférico (PESSENDA e CAMARGO, 1991).

As idades obtidas foram corrigidas em função do fracionamento isotópico para δ<sup>13</sup>C de -25‰ (VPDB) e apresentadas em anos antes do presente e calibradas (2σ) seguindo os procedimentos previstos em Talma e Vogel (1993). Os dados brutos são apresentados no anexo IV.

#### 3.5.5 Micromorfologia

Para a análise micromorfológica foram coletadas 14 amostras indeformadas distribuídas em 5 perfis. Foram secas ao ar por dois dias, permanecendo, em seguida, pelo mesmo tempo, em estufa a 40°C. Colocaram-se as amostras em dessecador conectado a uma bomba pneumática, formando um sistema fechado. As amostras foram impregnadas a vácuo com resina de poliéster (diluída com solvente e adicionada de um catalisador)

(FITZPATRICK, 1984; CASTRO, 2008). Em seguida, foram cortadas verticalmente orientadas e laminadas até atingirem 5mm de espessura, para depois serem coladas sobre lâmina de vidro. As lâminas foram polidas até a espessura de 30 $\mu$ m e então coladas às lamínulas (CASTRO, 2008). Nas descrições das lâminas foi utilizada a terminologia de Bullock *et al.* (1985).

#### 4. Resultados e Discussão

Os perfis foram analisados ao longo da bacia em diversas unidades litoestratigráficas, a Figura 5 apresenta o contexto da geologia regional de cada ponto.

O perfil 1 (P1) está localizado no embasamento Neoproterozóico da bacia, constituída por unidades do complexo Varginha Guaxupé. P2 e P3 ocorrem na transição da porção cristalina da bacia para a Bacia Sedimentar do Paraná, onde localmente afloram arenitos da Formação Aquidauana e regionalmente calcários da Formação Corumbataí (Paleozóico). De P4 a P13 afloram sedimentos das formações Botucatu e Pirambóia, além de expressiva acumulação de sedimentos fluviais quaternários. P14 já se encontra numa ampla área de afloramento de basaltos da Formação Serra Geral, nas planícies fluviais há acúmulos de depósitos quaternários.



Foram definidas nove fácies na área de estudo em questão, a Tabela 2 apresenta a síntese das principais características de cada uma.

Tabela 2: Fácies encontradas nos perfis da bacia do rio Pardo. Adaptada de Miall (2006).

Litofácies	Descrição	Processos Sedimentares	Processos Pedogenéticos
Gcm	Areia muito grossa e cascalho depositado em ambiente de alta energia hidráulica, possivelmente em fluxos turbulentos.	Fluxos de alta energia basicamente transportados como carga de fundo. A falta de estrutura sedimentar preservada pode ser resultante de um depósito relativamente rápido, sem tempo de organização dos sedimentos.	Quase inexistentes, a granulometria composta praticamente por grãos de quartzo oferece muita resistência aos processos de alteração química.
Sm	Areia média a muito grossa maciça pouco selecionada, localmente revestida por filmes de matéria orgânica e/ou argila.	Depósitos associados à carga de fundo. A ausência de laminação ou estratificação se dá pela rapidez da deposição e também em função da pedogênese posterior.	Incipiente, já ocorrem minerais alteráveis como muscovita e microclínio, formação incipiente de nódulos de Ferro.
Smb	Areia fina a média maciça muito bem selecionada, extremamente alterada por processos pedogenéticos.	Depósitos arenosos com predomínio das frações mais finas associados a terraços fluviais.	Intensa, foi responsável por eliminar estruturas sedimentares e desenvolver espessos perfis de solo, inclusive formando horizontes B latossólicos.
Sp	Areia média a grossa moderadamente selecionada, apresentando estratificação cruzada planar de pequeno porte.	Sedimentos arenosos depositados em ambiente de alta energia, formando dunas 2D em regime de fluxo inferior. São intercaladas por deposições de matéria orgânica.	Incipiente, não há formação de estrutura pedológica e as estruturas sedimentares não foram atacadas pela pedogênese.
Sr	Areia fina a muito fina, bem selecionada, apresentando marcas onduladas de ondas assimétricas ( <i>ripples</i> ).	Sedimentos finos depositados em ambiente de baixa energia (regime de fluxo inferior) em correntes unidirecionais, típicas de depósitos em barras de pontal ( <i>point bars</i> ). As marcas de ondulação podem conter revestimento de matéria orgânica.	Incipiente, não há formação de estrutura pedológica e as estruturas sedimentares não foram atacadas pela pedogênese.
Fr	Areia fina, silte e argila alterada intensamente em função da pedogênese.	Depósitos em ambientes de baixa energia em planície fluvial. Estruturas sedimentares eliminadas em função da pedogênese.	Moderada, granulometria variando de areia fina a argilo siltosa combinada com presença significativa de matéria orgânica, gerando estrutura pedológica média a forte.
Fm	Materiais argilosiltosos sem laminação, associados à presença de matéria orgânica e feições pedológicas.	Depositado em ambientes de baixa energia pós-abandono de meandro, preenchendo meandros abandonados em associação com matéria orgânica, apresentando feições pedológicas e manchas de oxi-redução, estruturas sedimentares foram apagadas pela pedogênese.	Intensa, presença significativa de matéria orgânica originando materiais bastante alterados quimicamente. Feições pedológicas como estrutura, iluviação de argila e formação de horizontes B são típicas, micromorfologicamente, pode-se destacar pedotúbulos e nódulos de Ferro.
Fl	Silte e areia fina/média formando pequenas laminações, geralmente recobrimo depósitos arenosos.	Depósitos finos em ambiente de baixa energia, transportados em suspensão. Está relacionada ao abandono de meandro e começo do preenchimento por materiais mais finos. Ocorre em associação às fácies Sp e Sr.	Incipiente, ocorrem associadas a acúmulo de matéria orgânica em laminações sem chegar a formar estrutura pedológica.
C	Materiais ricos em matéria orgânica	Acúmulo de matéria orgânica em meandros abandonados ou pequenos lagos. Presença de água constante propicia ambiente redutor e baixa degradação da matéria orgânica.	Moderada, presença de água constante atualmente ou no passado e ambiente redutor propiciaram a formação de horizontes A que foram posteriormente enterrados, preservando pedotúbulos, nódulos de Ferro, pápulas e estrutura pedológica desenvolvida.

A partir das fácies mapeadas definiram-se cinco elementos arquiteturais nos quais elas se agrupam:

Depósitos de Canal (CH, fácies Gcm, Sm):

Esta associação inclui as fácies arenosas e cascalhentas mostradas na Tabela 2, incluindo seixos e cascalhos de até 6cm de diâmetro (Gcm). Depósitos de areia grossa maciços associados ao canal ocorrem sem preservar estruturas sedimentares, o que pode estar relacionado ao ambiente de deposição extremamente rápido que impediu que laminações ou estratificações fossem geradas. Representam depósitos de fundo de canal ou mais proximais em relação às drenagens em ambiente de maior energia com transporte de carga de fundo.

Depósitos em barras de pontal (LA, fácies Sm, Sp, Sr):

Formados principalmente por depósitos de acreção lateral associados à migração dos canais e por sedimentação em barras de pontal (*point bars*). Consistem em sedimentos moderadamente selecionados carregados como carga de fundo, podendo apresentar estratificação cruzada planar e marcas onduladas (*ripples*), associados também à intercalação de depósitos argilosiltosos ricos em matéria orgânica. Podem apresentar-se recobertos por fácies mais finas, relacionado ao abandono do meandro ou a uma mudança no regime de fluxo do canal.

Depósitos em planície fluvial (FF, fácies Fr, Fm, C, Fl):

Formados por depósitos de sedimentos mais finos em planície fluvial (*overbank*), estão associados à sedimentação de silte e argila em eventos de cheia transportados em suspensão. Em períodos mais secos onde a planície fluvial não fica saturada por água há desenvolvimento de estruturas e feições pedológicas bastante significativas, o que também pode ser responsável pelo desaparecimento de estruturas sedimentares como *ripples* e laminações.

Depósitos de preenchimento de meandro abandonado (CH-FF, fácies C, Fm):

Formados por depósitos argilosiltosos ricos em matéria orgânica (fácies C) em meandros abandonados. Após o abandono, o meandro passa a ter um ambiente lacustre com

pouca influência do fluxo do canal principal, sendo inundado apenas nas maiores cheias, ou seja, há tempo para sedimentação de finos e a matéria orgânica pode ser preservada porque o ambiente torna-se redutor e anóxico, diminuindo a atividade de microrganismos decompositores.

Depósitos em diques marginais (LV, fácies Fr):

Ao longo da planície fluvial existe uma primeira sequência de depósitos que acompanha paralelamente o canal fluvial, formando um dique natural. Esses depósitos são formados por silte e areia desde as frações mais finas às mais grossas, marcas de estratificação ou ripples foram apagadas por bioturbação e pedogênese (MIALL, 2006).

A bacia do rio Pardo foi dividida em quatro compartimentos conforme já mencionado na metodologia (item 3.4). Em cada um deles foram analisados perfis representativos dos principais processos geomorfológicos atuantes levando-se em consideração também as unidades litoestratigráficas da área (Figura 5).

#### 4.1 ALTO PARDO

Neste setor afloram rochas do embasamento correspondentes ao Complexo Varginha-Guaxupé, compostos por migmatitos, pegmatitos, granitos e sienitos, em cotas que variam de 1500 a 900m. Em virtude do embasamento e das altas declividades, a região é composta por inúmeras corredeiras e quedas d'água, onde o rio corre encaixado no seu vale orientado por falhas e lineamentos.

A morfologia do canal do rio Pardo neste trecho apresenta-se praticamente retilínea com alguns poucos trechos onde há meandramentos. O padrão típico da área é retangular com trechos bastante significativos em treliça e as drenagens geralmente são consequentes e localmente subseqüentes, seguindo a orientação das zonas de fraqueza e estruturas rochosas.

O perfil 1 (P1) foi analisado a 70km a leste de Poços de Caldas-MG (Figura 6), próximo a cidade de Bandeira do Sul-MG numa delgada faixa de planície fluvial do rio Pardo.

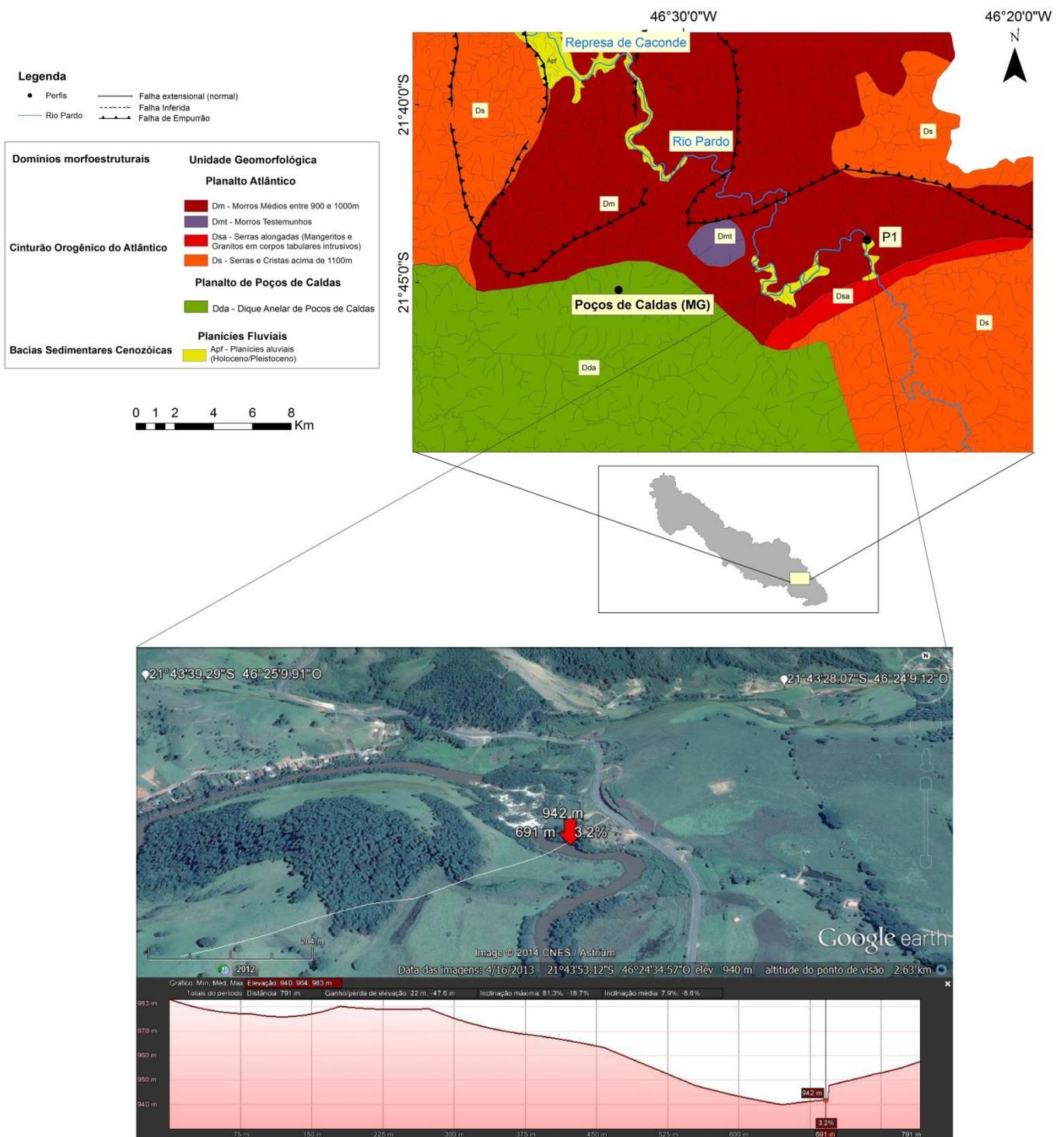


Figura 6: Unidades geomorfológicas do Alto curso, posição do perfil na planície fluvial (seta vermelha) e perfil topográfico.

No perfil 1 (Figura 7) foram identificadas três associações de fácies que representam três ambientes distintos de deposição. Na base foram identificados depósitos franco-argiloarenosos e franco argilosos, com significativo acúmulo de matéria orgânica, correspondente aos depósitos em planície fluvial (FF). Logo acima ocorre o predomínio da

fração areia, correspondendo a um depósito de dique marginal (LV). Nos primeiros 40cm observou-se que o sedimento voltou a ser mais fino, com predomínio das frações argila e silte, correspondendo novamente à associação FF.

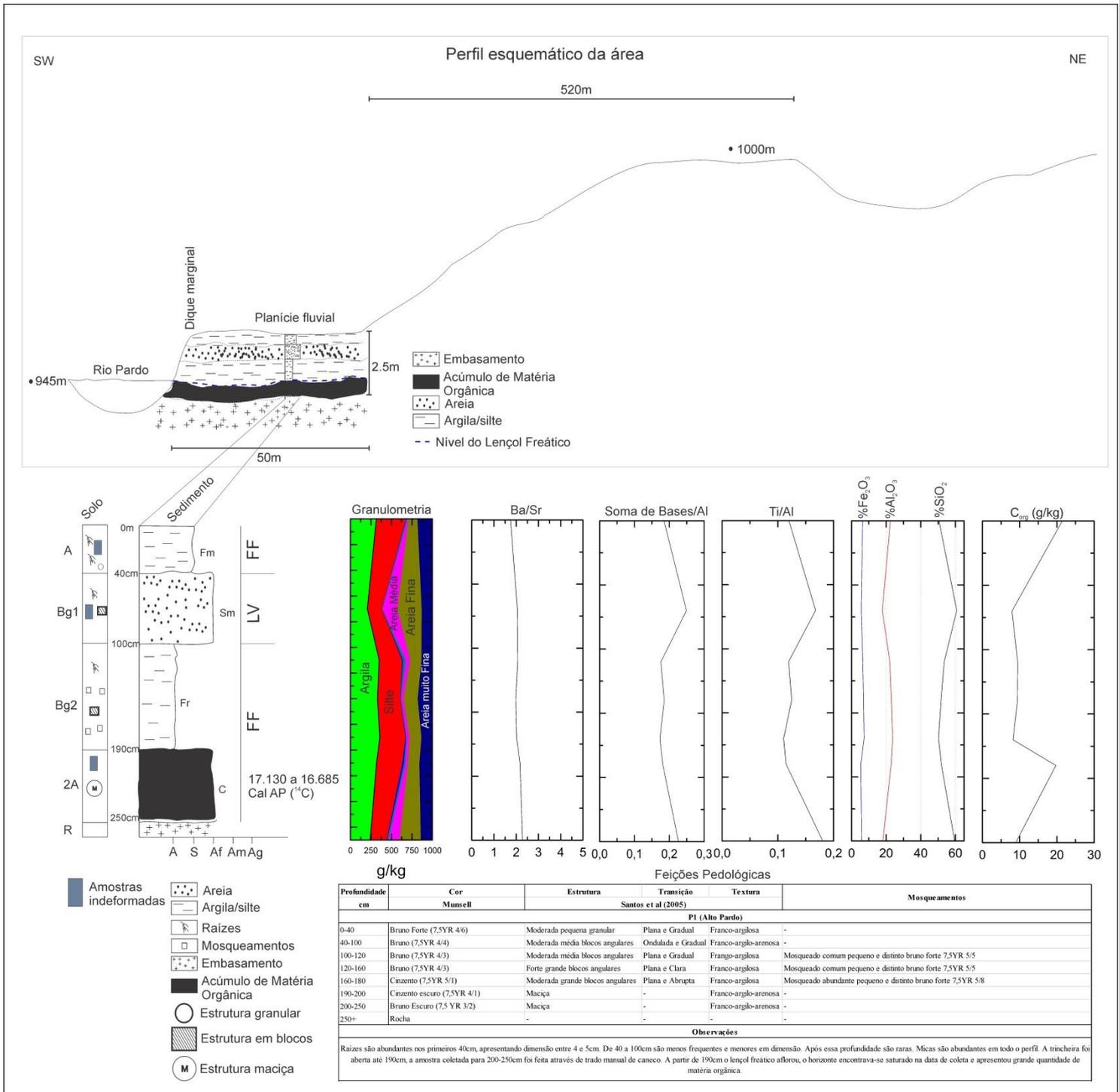


Figura 7: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 1.

Os valores de SiO<sub>2</sub> são bons marcadores dos depósitos de dique marginal (LV), pelo gráfico percebe-se um aumento da sua concentração confirmando o que a granulometria apresenta, ou seja, materiais mais arenosos que os sedimentos depositados na fase posterior (FF).

Com relação às razões molares, que trazem informações sobre o ambiente geoquímico pós-deposição, observou-se que a razão Ba/Sr mostra valores menores nas porções superiores do perfil (1.74 a 2.05), relacionados com a formação de um horizonte B incipiente onde há maior lixiviação. As razões  $\Sigma$ bases/Al e Ti/Al indicam comportamento semelhante em profundidade, a exemplo da razão Ba/Sr, também ligada aos processos de intemperismo. Onde há maior pedogênese, ou seja, maior formação de argilominerais em virtude da alteração dos minerais depositados (K-Feldspatos, Biotitas, Muscovitas, Plagioclásios), os valores são mais baixos e estão ligados a uma maior concentração de Al, que pode vir tanto da alteração de minerais primários como feldspatos, micas, olivinas e plagioclásios, como estar ligado a minerais secundários como argilominerais (caulinita, montmorilonita, illita), a hidróxidos, no caso da gibbsita, ou complexado à matéria orgânica (WESSELINK *et al.*, 1996; ZAMBROSI *et al.*, 2007; KAMPF *et al.*, 2009). Esse comportamento pode ser observado no elemento arquitetural LV (fácies Sm, valores mais altos) e em FF (Fácies Fm e Fr, valores mais baixos).

As concentrações de K<sub>2</sub>O variaram entre 2.99 e 3.61% (anexo I) e indicam uma condição ainda incipiente de alteração. No processo de alteração de micas para argilominerais ocorre a substituição gradativa do K<sup>+</sup> por Ca<sup>2+</sup> ou Mg<sup>2+</sup> nas intercamadas, respeitando a sequência: Micas- Interstratificado Vermiculita/Esmectita- Vermiculita/Esmectita (ESSINGTON, 2003). Ainda há K<sub>2</sub>O contido nas micas e nos K-feldspatos que não foi liberado pelas reações de intemperismo, que, neste caso, foram menos intensas quando comparadas aos perfis que serão apresentados em outros setores da bacia.

Com relação ao gráfico de carbono orgânico, observa-se que os maiores valores estão entre 0-40cm (21,4g/kg) e entre 190-250cm (19,7g/kg). O primeiro valor representa o desenvolvimento de um horizonte A atual, enquanto o segundo, a 190-250cm, corresponde a um antigo horizonte A enterrado (fácies C, Figura 8) com idade estimada por <sup>14</sup>C entre 17.130 e 16.685 Cal A.P.

Tal interpretação se confirma pelo aumento repentino do C<sub>total</sub> em profundidade, aumentando de 8,9g/kg para 19,7g/kg em 2A. A datação situa esse horizonte no período do último máximo glacial, onde não havia diques marginais nem os depósitos que hoje ocorrem

na planície, ou seja, uma situação de clima mais frio e cheias periódicas pode ter preservado este horizonte, que foi progressivamente enterrado por depósitos ora em planície ora em diques marginais.

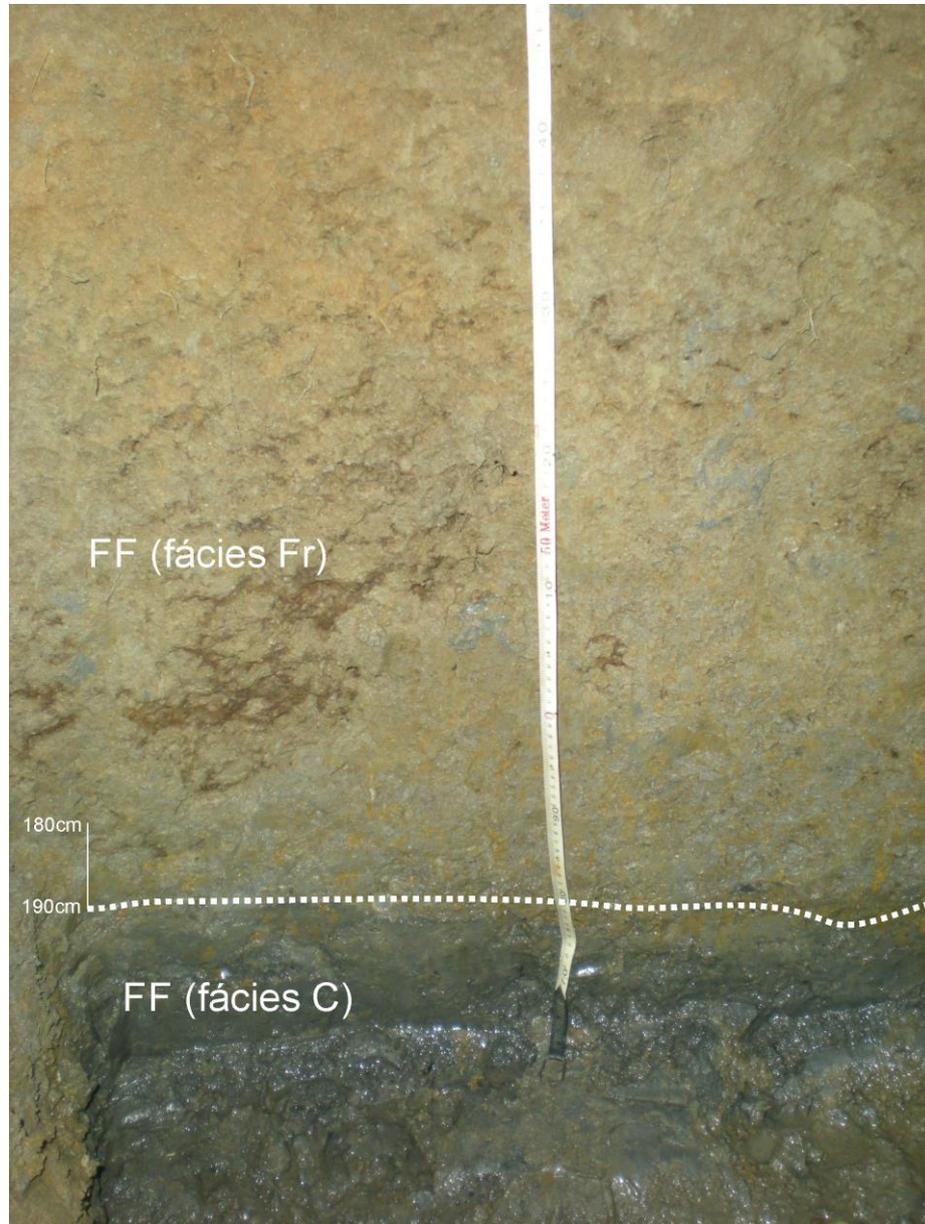


Figura 8: Detalhe do horizonte enterrado a 190cm (fácies C) no perfil 1

A pedogênese agindo sobre os distintos pacotes sedimentares permitiu que horizontes se desenvolvessem ao longo do perfil. A identificação destas feições foi feita levando-se em consideração as informações de campo (macro) em conjunto com a granulometria e geoquímica.

O perfil de solo que hoje evolui a partir dos sedimentos aluviais apresenta estrutura moderada pequena granular no horizonte A e moderada em blocos angulares nos horizontes B, que foram subdivididos em Bg1 e Bg2. O aumento de argila no horizonte Bg2 se explica pela origem dos sedimentos aluviais mais finos depositados em ambiente de baixa energia, já que não foram verificadas feições de translocação de argila tanto em campo quanto na micromorfologia (Bg1), no entanto, percebe-se que há uma estrutura maior e mais desenvolvida no Bg2. A presença de raízes associada a uma estrutura forte em blocos sugere um grau de significativo amadurecimento do perfil de solo, embora contribuições recentes de depósitos no horizonte A tenham sido identificadas, conforme será apresentado no item seguinte.

#### 4.1.1 Feições micromorfológicas

A Tabela 3 apresenta as principais feições micromorfológicas do perfil 1.

Tabela 3: Principais características micromorfológicas do Perfil 1.

Horizonte	Distribuição	Fundo matricial			Feições Pedológicas
		Porosidade	Esqueleto	Plasma	
A	Porfírica Aberta	20%, Pedoporos de cavidade, 70-1000µm	40% (70% Quartzo, 10% Muscovita, <1% Augita, 5% Microclínio, <1% Olivina, 10% Opacos) arredondados, subesféricos, alisados e pobremente selecionados	40% Isotrópico	Nódulos de Fe, Acumulações de M.O e pedotúbulos
Bg1	Porfírica Fechada	10%, Pedoporos intergranulares, 500-1000µm	40% (85% Quartzo, 10% Muscovita, <1% microclínio, 5% Opacos) subarredondados, subalongados, alisados e pobremente selecionados	50% Isotrópico	Nódulos de Fe mais abundantes quem no horizonte A, Acumulações de M.O
2A	Porfírica Aberta	10%, Pedoporos de cavidade, 75-1000µm	40% (50% Quartzo, 40% Muscovita, 5% Microclínio, Albita e Opacos <1%) subarredondados, subalongados, rugosos (fragmentados) e pobremente selecionados	50% Isotrópico	Nódulos, Pedotúbulos, Muscovita alterando para óxidos de Ferro

As características micromorfológicas apresentadas confirmaram que apesar do estágio avançado de pedogênese dos sedimentos, recentemente ainda há contribuições de materiais carregados pelo canal, conforme se observou alguns grãos de olivina (Figura 9) e

Augita no horizonte A, que é incomum em solos e só poderia ser fruto de um depósito recente.

No horizonte A há uma distribuição porfírica aberta, revelando que os materiais ainda estão em organização e alteração, apresentando esqueleto composto por grãos de quartzo, muscovita, microclínio, olivina e opacos. São abundantes os nódulos de ferro, pedotúbulos e acumulações de matéria orgânica. Os grãos do esqueleto se apresentaram pobremente selecionados e arredondados, o que indica a origem alóctone e transportada destes materiais, conforme pode ser observado nas fotos C e D da Figura 9. Ocorrem também pedotúbulos (Agrotúbulos) onde o esqueleto e o plasma aparecem associados (Figura 9, E-F), o que demonstra uma ação biológica significativa neste horizonte.

Na amostra coletada no horizonte Bg1 observou-se uma distribuição porfírica fechada, com poros maiores e menos frequentes, apresentando nódulos de ferro e acumulações de M.O, no entanto, nenhuma feição significativa de translocação de argila iluvial foi encontrada, como por exemplo, cutãs ou revestimentos de argila.

Destaca-se que há uma diminuição na variedade de minerais encontrados no esqueleto dessa amostra, desaparecendo as Olivinas e Augitas e reduzindo pela metade a ocorrência de opacos. Há aumento da participação do plasma na lâmina em função do maior grau de desenvolvimento deste horizonte em relação ao horizonte A, os nódulos de Ferro são mais abundantes e ocorrem muitos grãos de Biotita e Muscovita que se apresentam bastante careados, ou seja, em processo de ampla alteração (Figura 10, A-B). O grau de seleção dos materiais varia na lâmina, mas em geral são pobremente selecionados, os grãos são maiores e mais alongados (Figura 10, C-D), embora alisados, o que indica processo de transporte em condições de maior energia em relação ao horizonte A, por isso identificou-se tratar de depósitos de dique marginal.

Na amostra do horizonte enterrado 2A observou-se uma mineralogia bastante semelhante ao horizonte A (0-40cm), com destaque para a abundância de pedotúbulos e núcleos de alteração de muscovita para óxidos de ferro e argilominerais (Figura 11). Destaca-se que a Muscovita representa 40% dos minerais identificados no esqueleto, além disso, ocorrem também Plagioclásios se alterando para argilominerais (Figura 11, C-D) e K-Feldspatos ocorrendo dentro de pedotúbulos (Figura 11, G-H), ou seja, mineralogicamente bastante distinto do horizonte Bg1. O grau de seleção continua sendo pobre, a ocorrência de pedotúbulos originados por raízes (Figura 11, A-B) onde não foram observados a sua

presença no perfil indicam um processo pretérito de formação, provavelmente escavado quando este horizonte estava na superfície.

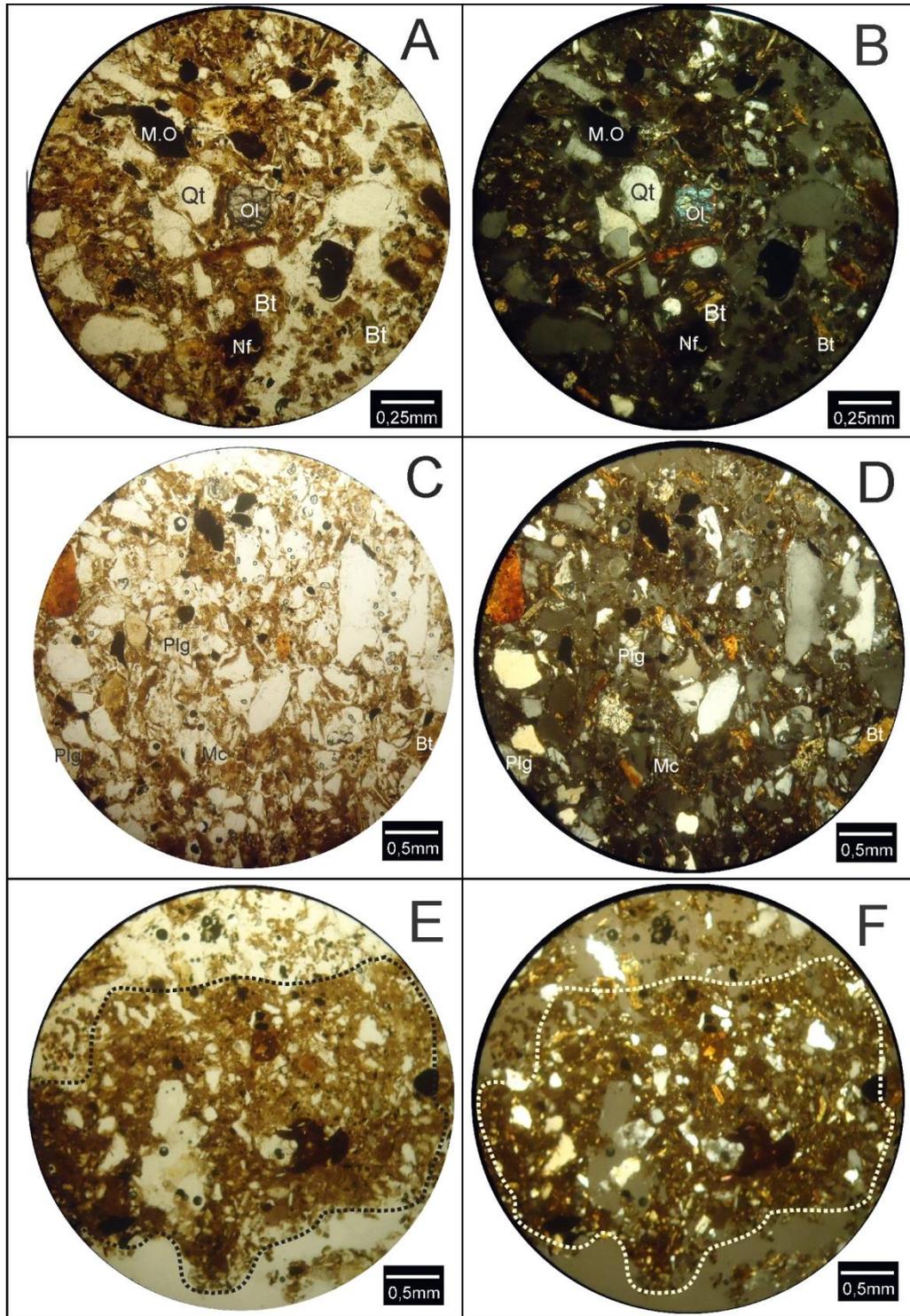


Figura 9: Fotomicrografias do perfil 1. A (LN)/ B (LPA) – Presença de Olivina, Biotita, Quartzo, nódulos de Ferro e acumulações de matéria orgânica (LN). C (LN)/ D (LPA) – Presença de Plagioclásio e K-feldspato em processo de alteração. E (LN)/ F (LPA) – Pedotúbulo preenchido por material plasmático contendo biotitas em processo de alteração e

quartzo. Ol – Olivina, Bt – Biotita, Plg – Plagioclásio, Mc – Microclínio, Qt – Quartzo, M.O – Matéria orgânica.

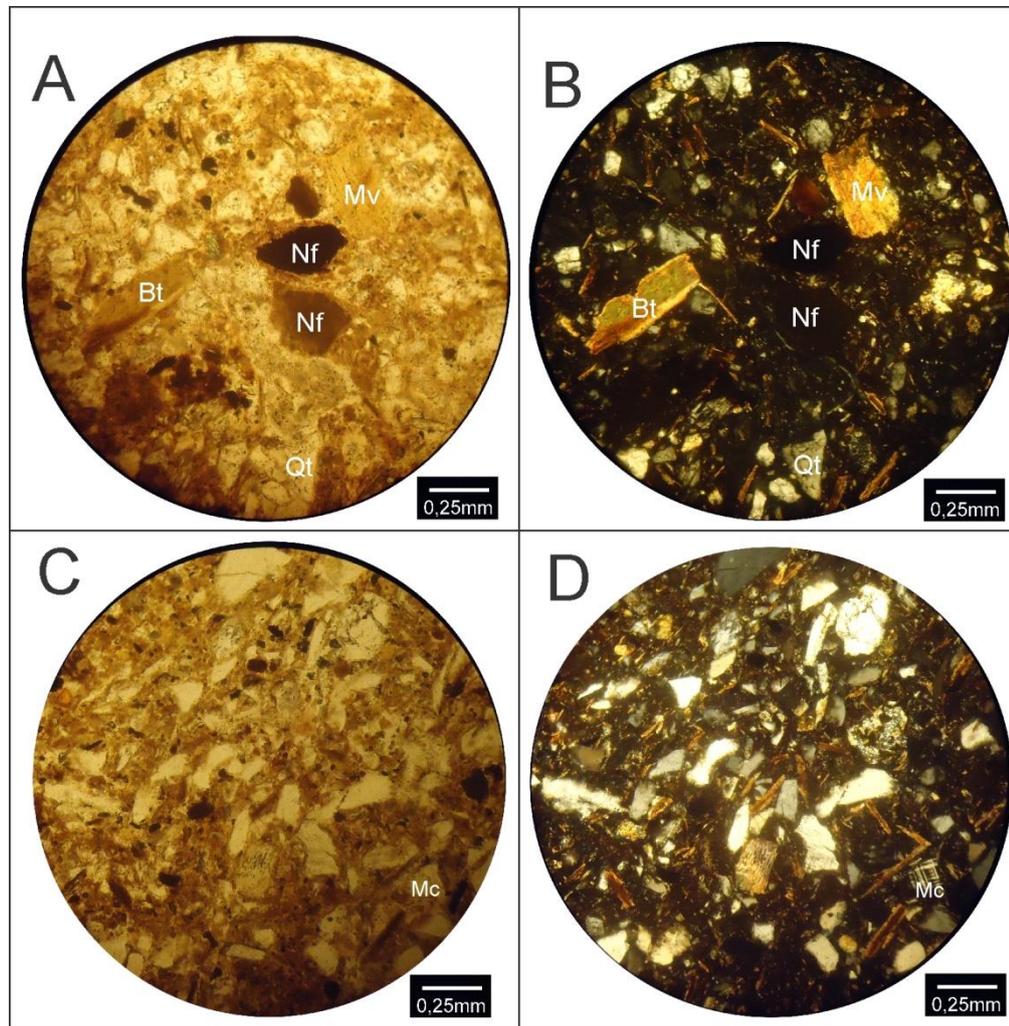


Figura 10: Fotomicrografias do perfil 1. A (LN)/ B (LPA) – Grãos de biotita e muscovita bastante alterados em função da pedogênese em matriz dominada por plasma. C (LN)/ D (LPA) – Grãos de quartzo subalongados, alisados e subangulares em matriz dominada por plasma, microestruturas são mais desenvolvidas do que os materiais superiores a este horizonte no perfil. Bt – Biotita, Nf – nódulo de Ferro, Qt – Quartzo, Mc – Microclínio, Mv – Muscovita.

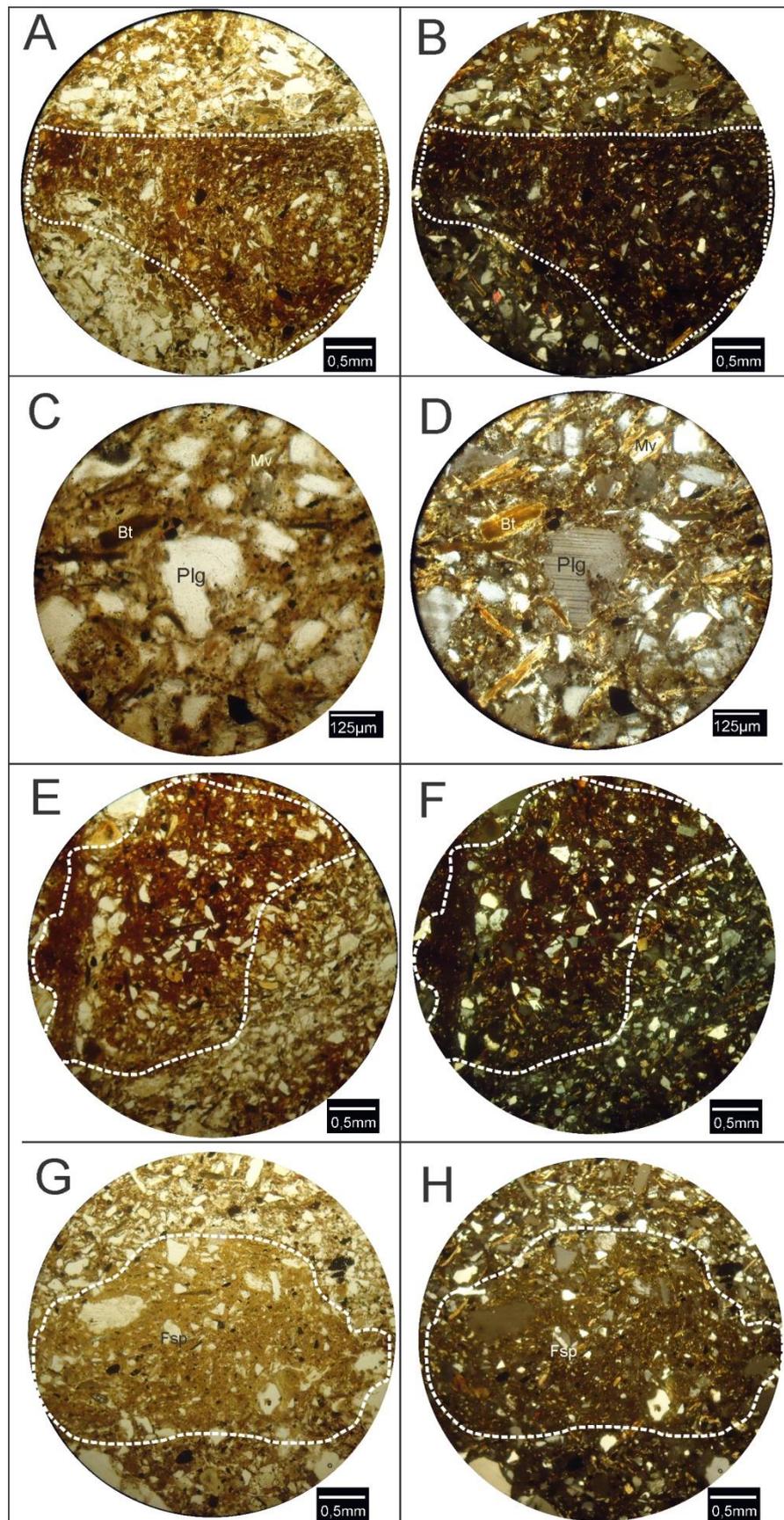


Figura 11: A (LN)/ B (LPA) – Isotúbulos preenchidos por materiais do esqueleto cimentados por plasma. C (LN)/ D (LPA) – Grão do plagioclásio (Albita) envolto em matriz constituída de biotita e muscovita alterando-se para argilominerais e óxi-hidróxidos de Fe e Al (plasma). E (LN)/ F (LPA) – Isotúbulo preenchido por grãos bastante angulosos de esqueleto. G (LN)/ H (LPA) – Alteração de micas em plasma argiloso de cores mais esbranquiçadas dentro de isotúbulo, presença de K-feldspatos com geminação de maclas do tipo Carlsbad como mineral acessório. Bt –Biotita, Plg – Plagioclásio, Fds – Feldspato, Mv – Muscovita.

#### 4.2 MÉDIO PARDO

O perfil 2 (P2) está localizado próximo aos municípios de Mococa-SP e Arceburgo-MG, na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Foi escolhida a planície aluvial do rio Canoas em uma estação experimental do Instituto Agronômico de Campinas (IAC), em área de preservação.

O rio Canoas possui um canal sinuoso (Índice de sinuosidade = 1,65) e bastante meandrante, é possível identificar uma série de depósitos de barras de pontal principalmente quando escava os arenitos da formação Aquidauana já na bacia do Paraná, que coincide a unidade “morros baixos entre 700 e 900m” do mapa geomorfológico (Figura 12).

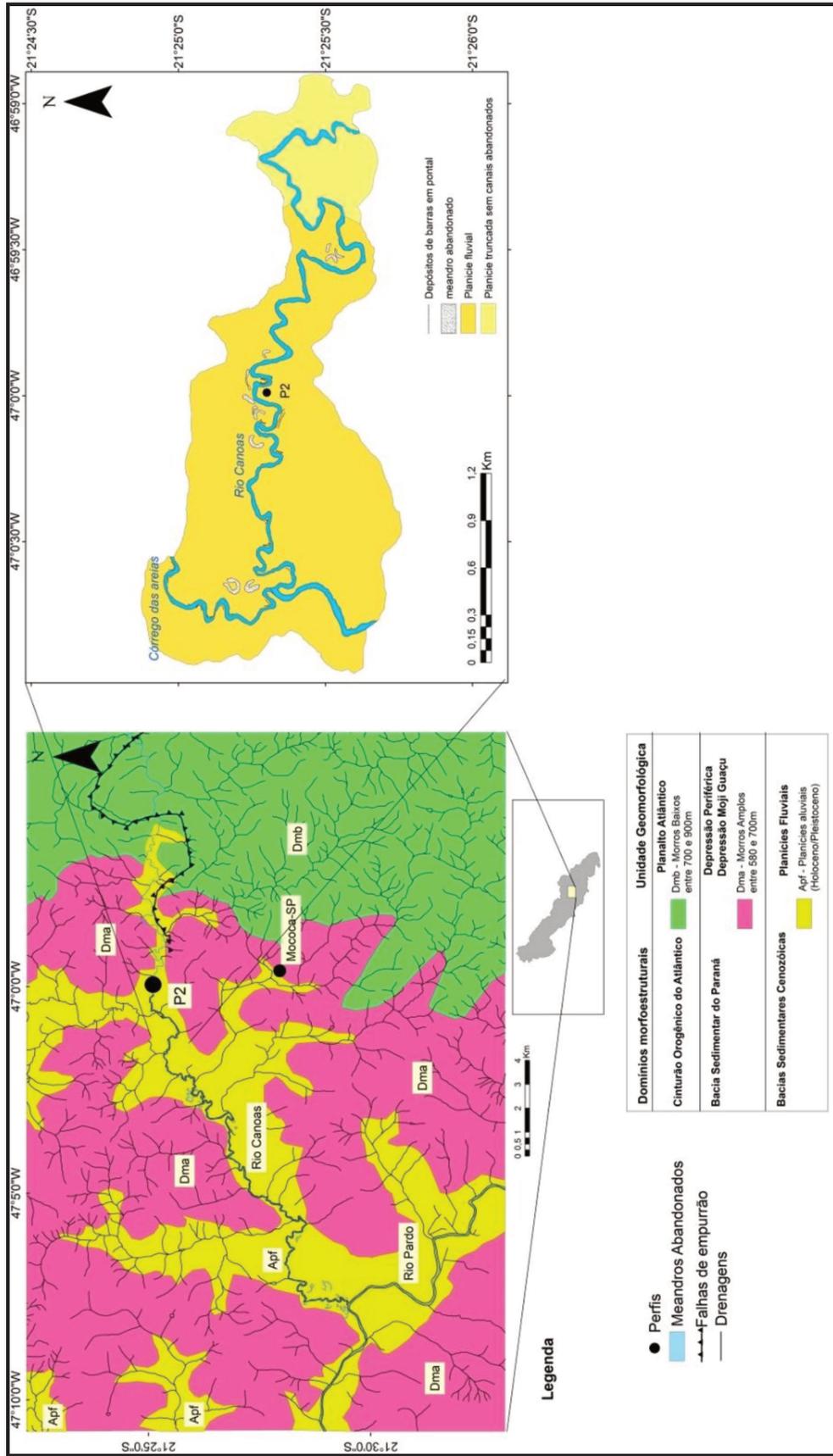


Figura 12: Mapa geomorfológico regional de trecho do médio curso.

No perfil 2 (Figura 13) foram identificadas duas associações de fácies representando dois ambientes de deposição bastante distintos. Na base foi identificado um depósito de areia (72% areia média) apresentando estratificação cruzada planar que coincide com a direção do fluxo do canal atual.

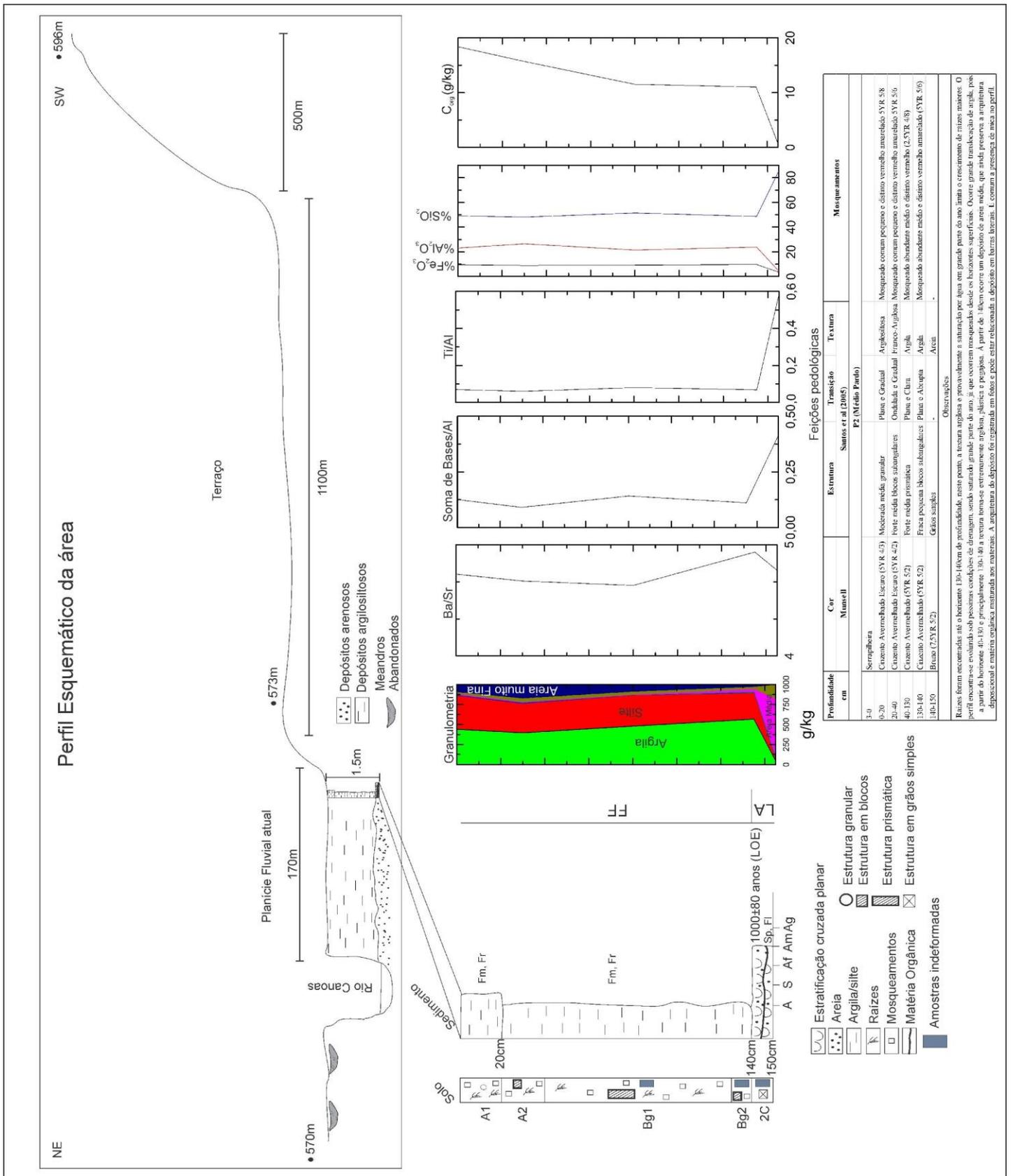


Figura 13: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 2.

Sobre as estratificações há uma fina camada de material orgânico formando laminações concordantes com as estruturas sedimentares, trata-se de um depósito em barras de pontal (LA) de  $1000\pm 80$  anos atrás apresentando duas fácies: Sp e Fl (Figura 14).

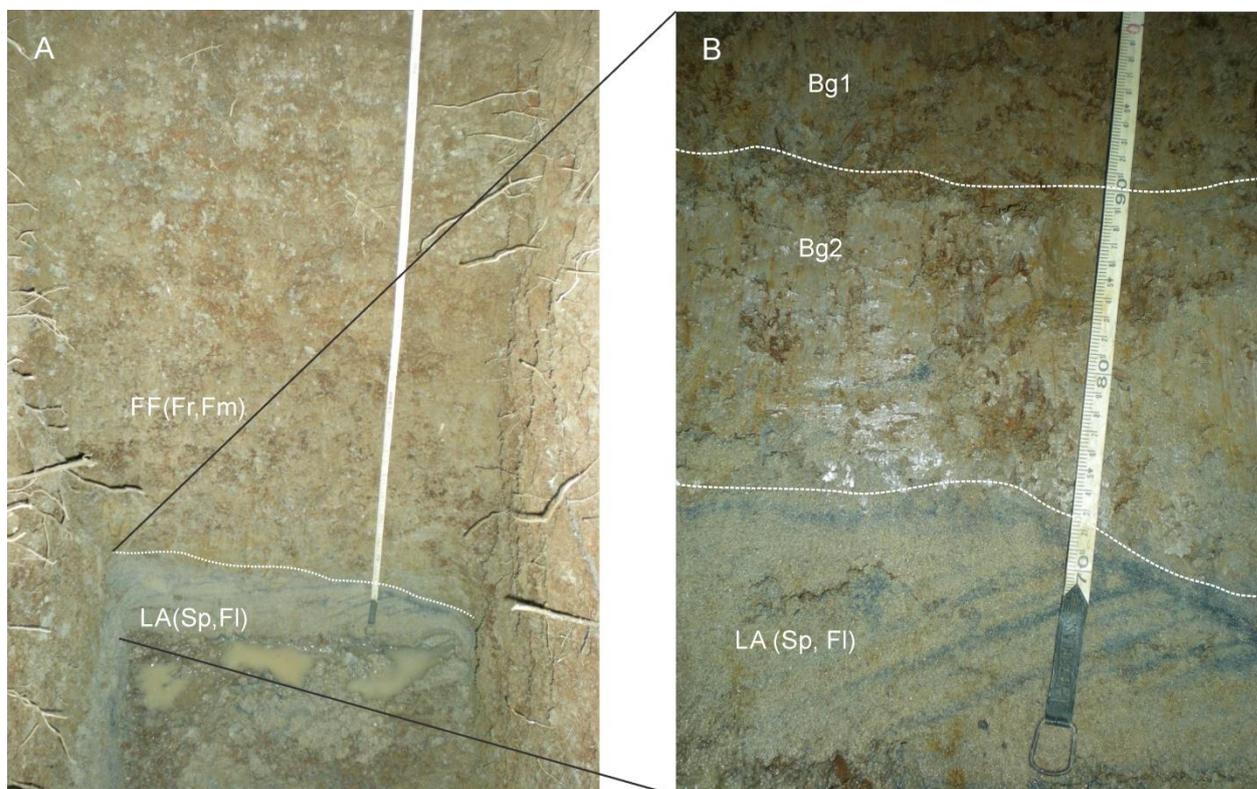


Figura 14: A - Detalhe das associações de fácies do perfil 2. B - Detalhe da estratificação cruzada planar e o desenvolvimento de horizontes pedológicos Btg nas fácies acima.

Acima deste depósito ocorre uma transição abrupta para um pacote argilosiltoso de depósitos de planície fluvial (FF) associados à sedimentação de materiais carregados em suspensão pelo rio Canoas, que apresenta significativo processo de alteração pela pedogênese e manchas de oxi-redução, indicando que esta unidade atualmente é inundada pelo transbordamento das margens do canal nos períodos mais chuvosos.

Há um terraço de mais de 1100m de extensão que está 2m topograficamente acima da planície de inundação atual, tal unidade provavelmente funcionava como a planície fluvial do rio canoas quando este estava depositando as barras de pontal (fácies Sp, Fl) a  $1000\pm 80$  anos atrás. A migração lateral fez com que o rio passasse a fluir em cotas menores e mais distante do terraço, proporcionando condições para depósitos mais finos (Fm, Fr) ocorressem em ambiente de planície fluvial numa posição mais distal.

Com relação às razões molares observou-se que Ba/Sr apresentou valores maiores dos que aqueles identificados em P1, o que revela maior grau de lixiviação e portanto maior intemperismo agindo sobre os sedimentos. Em profundidade há pouca variação com exceção ao depósito da base (2C), que apresenta valores um pouco maiores que os demais materiais, isso ocorre devido a uma granulometria composta praticamente por areia, já que a mineralogia é composta majoritariamente por grãos de quartzo, o que é observado também através do aumento de SiO<sub>2</sub> e na diminuição de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Já a  $\Sigma$ bases/Al mostrou valores mais baixos do que P1 pois possui menor concentração de bases quantificadas pelos óxidos CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e MgO, o que corrobora com a interpretação feita a partir da razão Ba/Sr. Assim como a  $\Sigma$ bases/Al, a razão Ti/Al apresentou valores constantes para o horizonte A, Bg1 e Bg2, aumentando apenas no depósito 2C, em virtude da menor concentração de alumínio, já que o material apresenta mineralogia composta majoritariamente por quartzo e pouca presença de outros silicatos aluminosos ou argilominerais.

O comportamento do carbono já apresenta a tendência típica de um perfil de solo, ou seja, valores maiores nos horizontes superficiais e diminuição em profundidade, o que revela o avançado estágio de pedogênese dos sedimentos.

A intensa alteração dos sedimentos permitiu a classificação dos horizontes pedológicos e a identificação de feições de mosqueamento abundantes, variando entre 5YR 5/6 (vermelho-amarelado) e 2,5YR 4/6 (vermelho) (Figura 13). Os horizontes Bg1 e Bg2 apresentam estrutura forte prismática, indicando grande presença de argilominerais e significativo grau de intemperismo, no entanto, não há um aumento significativo da fração argila em relação ao horizonte A, além disso, a granulometria argilosiltosa é semelhante em ambos. Tal fato sugere que a origem dos dois horizontes é a mesma, depósitos mais finos em planície fluvial e que, a partir de uma determinada condição de estabilidade, os primeiros acúmulos de soluções ricas em matéria orgânica foram alterando os sedimentos e desenvolvendo um horizonte A, seguido da evolução de um horizonte B em condições de hidromorfia, portanto, não caracterizando um Btg.

O depósito em barras de pontal (LA) datado em 1000±80 anos é um importante ponto de interpretação da intensidade da pedogênese, já que todo o material acima foi depositado e alterado em menos de mil anos, ou seja, bastaram 1000±80 anos para que um perfil de solo de 150cm com horizontes Bg de estrutura prismática e forte fosse formado.

## 4.2.1 Feições micromorfológicas

A Tabela 4 apresenta as principais feições micromorfológicas do perfil 2.

Tabela 4: Principais características micromorfológicas do perfil 2.

Horizonte	Distribuição	Fundo matricial			Feições Pedológicas
		Porosidade	Esqueleto	Plasma	
Bg1	Porfírica Fechada	5%, Pedoporos intergranulares, 500-1000µm	30% (80% Quartzo, 15% Biotitas, 5% Opacos), subarredondados, subalongados, alisados e moderadamente selecionados	65%, Isotrópico	Nódulos de Fe, Acumulações de M.O, pedotúbulos (agrotúbulos) preenchidos com material do esqueleto
Bg2	Porfírica Aberta	30%, Bioporos e Pedoporos em canais e cavidades 500-1000µm	5% (85% Quartzo, 10% Biotitas/Muscovitas, 5% Opacos, <1% Clinopiroxênio), subangulares, subalongados, alisados e moderadamente selecionados	65%, Isotrópico com zonas crísticas (isóticas)	Nódulos de Fe/Al, Acúmulos de M.O. Desenvolvimento de microagregados incipientes.
2C	Quitônica	30-40%, 1000-2000µm, Litoporos intergranulares	50-60% (90% Quartzo, 1% Muscovita/Biotita, 5% Microclínio, <1% Olivina), arredondados, subsféricos, alisados e bem selecionados	10%, Isotrópico	Poucos nódulos e concreções de Fe

Quanto às características micromorfológicas, observa-se que no horizonte Bg1 (Tabela 4) ocorre uma distribuição porfírica fechada, com pouca porosidade (5% da matriz), presença de nódulos de ferro e agrotúbulos preenchidos com material do esqueleto, que é composto por 80% de quartzo, 15% de Biotitas e opacos como acessórios. O plasma (65% do fundo matricial) se diferencia em alguns trechos da lâmina devido à ocorrência de formas reduzidas de Ferro (Figura 15, A-B), feições ligadas à presença de água no perfil e às manchas de oxi-redução observadas na análise macroscópica. O grau de seleção dos grãos do esqueleto pode ser classificado como moderado, a fração predominante fica entre 100 e 200µm (areia fina), ou seja, mesmo o esqueleto (30% do fundo matricial) é composto por grãos subarredondados e bem selecionados de uma fração mais fina, evidenciando a baixa energia de deposição destes materiais.

Ocorrem ainda algumas feições como nódulos de Ferro e pedotúbulos preenchidos por material do esqueleto, tais feições são indicativas de processos de intemperismo que ainda atuam no perfil.

Já no horizonte Bg2 ocorre uma distribuição porfírica aberta e 30% de porosidade em relação ao fundo matricial, onde o plasma apresentou zonas crísticas (Figura 16, A-B) típicas de um alto grau de cristalização que podem corresponder à formação de gibbsita (CASTRO, 2008). Ocorre ainda o desenvolvimento, ainda que incipiente, de uma microestrutura em algumas partes da lâmina, isso contrasta com alguns grãos de clinopiroxênio (<1% dos grãos do esqueleto) encontrados, que indicariam uma alteração incipiente (Figura 15, C-D, E-F), no entanto, ressalta-se que como este setor da planície é bastante dinâmico provavelmente enquanto os processos pedogenéticos atuavam podem ter ocorrido novas deposições e contribuições de outros materiais concomitantemente à alteração química.

No horizonte 2C (Figura 16, C-D, E-F) observa-se uma distribuição quitônica, onde 60% do fundo matricial faz parte do esqueleto e apresenta uma pequena película que reveste os maiores grãos. A mineralogia é composta por 90% de quartzo (Figura 16, C-D), a porosidade entre os grãos é elevada e poucas feições pedológicas foram encontradas. Observa-se que os grãos do esqueleto estão em geral bem selecionados e variam entre 300 e 500 $\mu$ m (areia média), apresentam-se ora arredondados, subesféricos, alisados e em determinados pontos estão polidos (Figura 16, E-F), tal polimento se dá pelo transporte fluvial destes sedimentos.

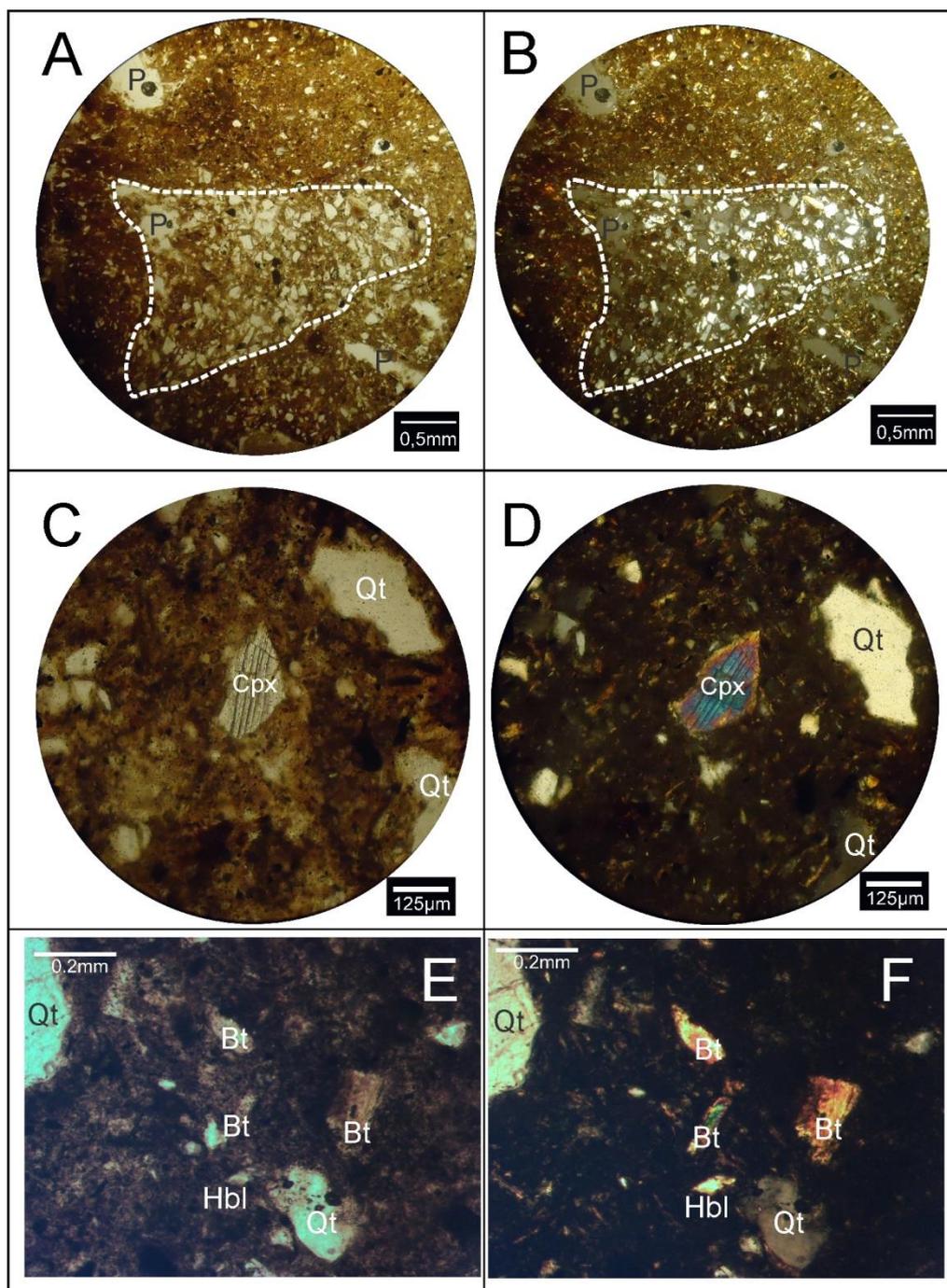


Figura 15: Fotomicrografias do perfil 2. A (LN)/ B (LPA) – Isotúbulos preenchidos por materiais do esqueleto cimentados por plasma. Plasmas de distintas composições, à esquerda observa-se uma coloração mais avermelhada devido aos óxidos de ferro, à direita do isotúbulo o plasma é mais cinzento, indicando fundo matricial composto por maior proporção de Ferro reduzido à sua forma  $Fe^{2+}$  (85cm). C (LN)/ D (LPA) – Grão do clinopiroxênio isolado apresentando alta birrefringência e superfície bastante fragmentada, indicando transporte (130-140cm). E (LN)/ F (LPA) – Grãos fraturados devido à transporte e quartzo cimentados por material do plasma rico em matéria orgânica (130-140cm). Bt –Biotita, Cpx - Clinopiroxênio, Hbl – Hornblenda, Qt – Quartzo, P - Poros.

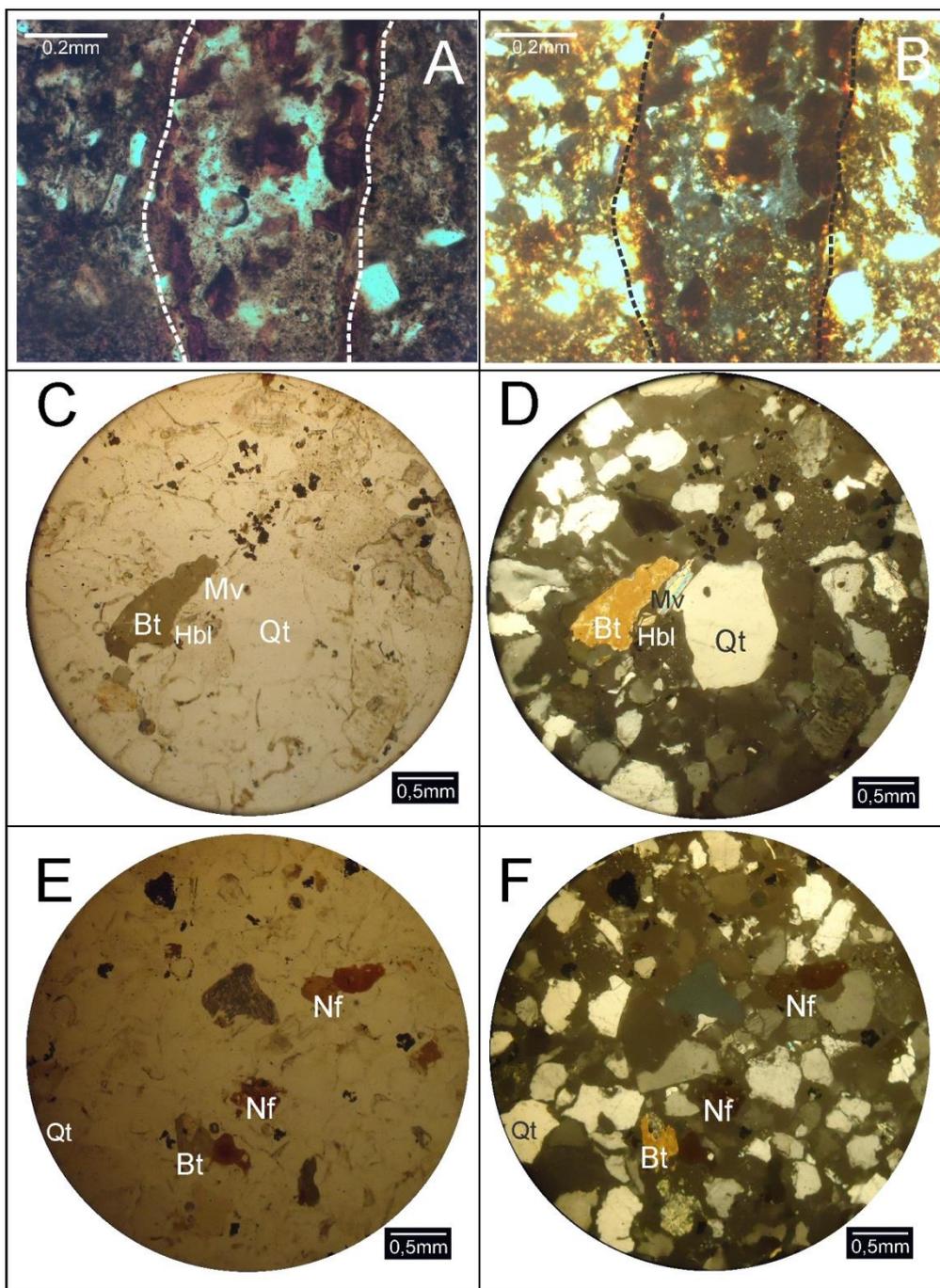


Figura 16: Fotomicrografias do perfil 2. A (LN)/ B (LPA) – Agrotúbulos preenchidos por materiais do esqueleto e plasma associados, formando pequenos agregados. O plasma apresenta-se localmente crístico indicando alto grau de cristalização (Cristalárias) (130-140cm). C (LN)/ D (LPA) – Matriz dominada pelo esqueleto no depósito 3C, apresentando quartzo como mineralogia principal e grãos de biotita e muscovita como acessórios (140-150cm). E (LN)/ F (LPA) – Grãos de quartzo muito bem selecionados e polidos devido ao transporte fluvial (140-150cm). Bt – Biotita, Mv - Muscovita, Hbl – Hornblenda, Qt – Quartzo, Nf – Nódulos de Ferro.

### 4.3 MÉDIO/BAIXO PARDO

Neste setor foram analisados perfis em uma escala de detalhe maior, já que a área de estudo apresenta maior complexidade de processos geomorfológicos.

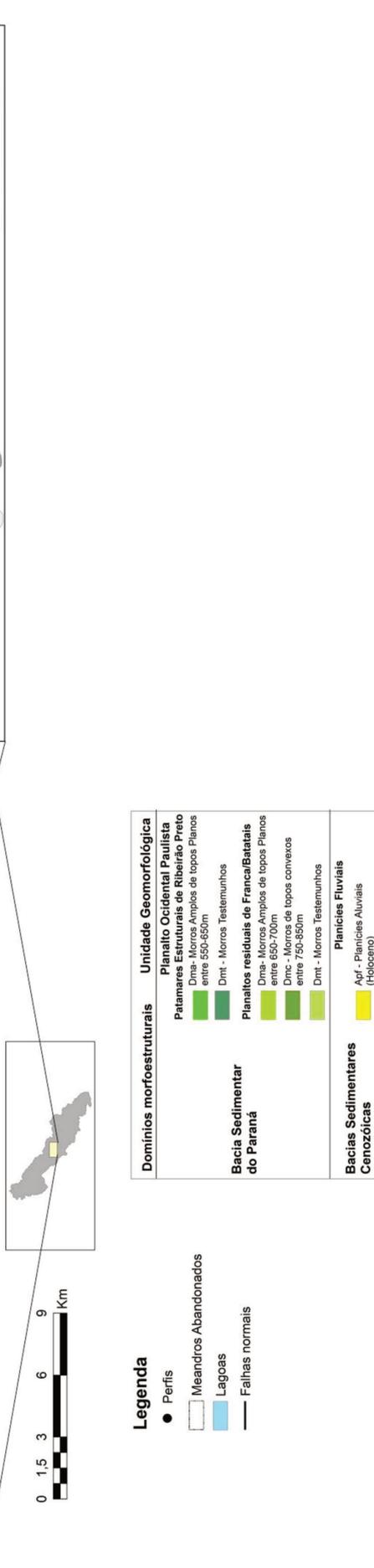
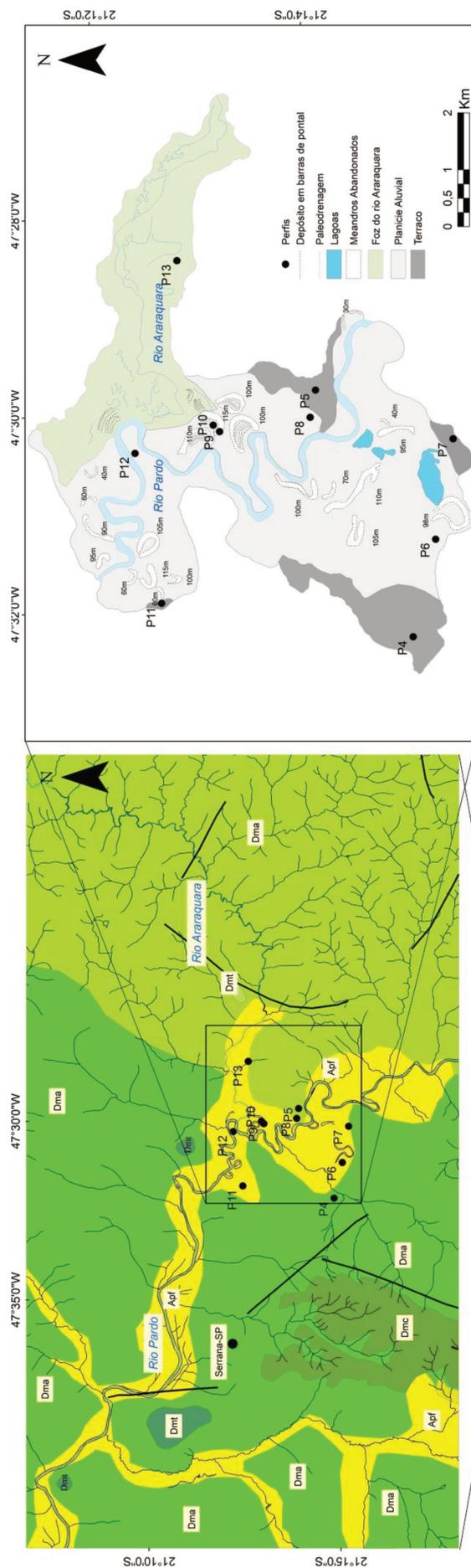
Localmente o canal do rio Pardo apresenta-se bastante meandrante e sinuoso em comparação com trechos à jusante e à montante, há regionalmente um sistema de falhas normais que fez com que o bloco fosse rebaixado e o canal comprimido, formando um trecho bastante anômalo onde ocorre uma mudança brusca de morfologia do canal, de retilínea para meandrante. Este trecho do rio é marcado por um sistema de corredeiras à montante, que marca o início dos meandramentos (Figura 17) onde há atualmente intensos processos erosivos nas margens em função das altas velocidades de vazão. O fim do trecho meandrante é marcado por uma falha normal entre a foz do rio Tamanduá com o rio Pardo (Figura 8, Capítulo 2), onde o canal volta a ser retilíneo e confinado a uma estreita planície fluvial formando pequenas ilhas fluviais vegetadas em algumas localidades.



Figura 17: A – Corredeiras marcando o começo do trecho meandrante do rio Pardo. B – Alta vazão do canal resultando em processos erosivos significativos.

A geologia regional é composta por basaltos da Formação Serra Geral e arenitos das formações Pirambóia e Botucatu, além de sedimentos quaternários inconsolidados que acompanham a planície fluvial do rio Pardo.

Sendo assim, foi feito um mapeamento geomorfológico das principais feições encontradas (Figura 18), dividindo-as em unidades que foram estudadas através de perfis abertos em trincheiras, onde foram feitas as análises já apresentadas nos perfis anteriores, ou ainda através de tradagens, onde uma classificação mais geral foi realizada baseada nas cores, granulometria e no contexto geomorfológico da área.



Domínios morfoestruturais		Unidade Geomorfológica
Planalto Ocidental Paulista	Patamares Estruturais de Ribeirão Preto	Dma - Morros Amplos de topos Planos entre 550-650m
	Planaltos residuais do Franca/Batalais	Dmt - Morros Testemunhos
Bacia Sedimentar do Paraná		Dma - Morros Amplos de topos Planos entre 650-750m
		Dmrc - Morros de topos convexos entre 750-850m
Bacias Sedimentares Cenozóicas		Dmt - Morros Testemunhos
Bacias Fluviais		Apf - Planícies Aluviais (Holoceno)

- Legenda**
- Perfis
  - Meandros Abandonados
  - Lagoas
  - Falhas normais

Figura 18: Mapa geomorfológico regional do Médio/Baixo curso



Observa-se que a fração predominante em todos os perfis é a areia fina bem selecionada, onde não foram observadas variações significativas de granulometria ou presença de seixos ou cascalhos, portanto, apenas uma fácies (Smb) foi atribuída.

Todos apresentaram cores uniformes ao longo dos perfis e não há acúmulo significativo de argila nos horizontes subsuperficiais, tais características fazem com que as transições entre os horizontes sejam bastante difusas, típicas dos Latossolos. Vale ressaltar que os perfis P7, P5 e P11 estão em áreas de vegetação nativa, enquanto P4 está em área de cultivo agrícola.

#### 4.3.2 PLANÍCIE ALUVIAL

Nesta unidade encontra-se a maior diversidade de fácies da área, ocorre entre as cotas de 518 e 522m num local amplo de baixa declividade, alcançando nas porções mais extensas aproximadamente 3km de largura a partir do curso atual do rio. Apesar do aparente dinamismo da área, atualmente não se encontram sinais de erosão e deposição significativos, como depósitos em barras de pontal (*point bars*), depósitos por rompimento de dique significativos (*crevasse splays*) ou ainda processos de corte e abandono de meandros (*meander neck cutoffs*). Tal comportamento da planície destoa dos demais trechos da bacia, onde raramente a migração lateral do rio Pardo conseguiu produzir uma vasta planície de inundação. Apenas neste setor o rio apresenta caráter meandrante e sinuoso, não à toa existem alguns portos de areia na área que coletam material para a construção civil.

Neste trecho poucas feições de dinamismo são encontradas atualmente, no entanto, depósitos em barras de pontal, meandros abandonados e paleodrenagens foram identificados, mas nenhum destes parece exercer papel significativo nos processos geomorfológicos atuais, o que implica uma investigação acerca de quais fatores foram responsáveis por tais mudanças e a quanto tempo elas ocorreram.

Portanto, com o objetivo de realizar uma investigação mais específica, tais feições foram identificadas em associações de fácies dentro da planície aluvial e interpretadas segundo suas características de deposição e posterior alteração pela pedogênese.

##### 4.3.2.1 Meandros abandonados

Nesta unidade a associação de fácies predominante é a CH-FF, ou seja, depósitos argilosiltosos preenchendo antigos meandros que foram abandonados apresentando ora a fácies C, composta por grande quantidade de matéria orgânica, ora a fácies Fm, que apresenta

acúmulo significativo. Algumas feições pedológicas podem ser observadas como manchas de mosqueamento produzidas por redução dos óxidos de ferro além do desenvolvimento de horizontes de solo (Figura 20).

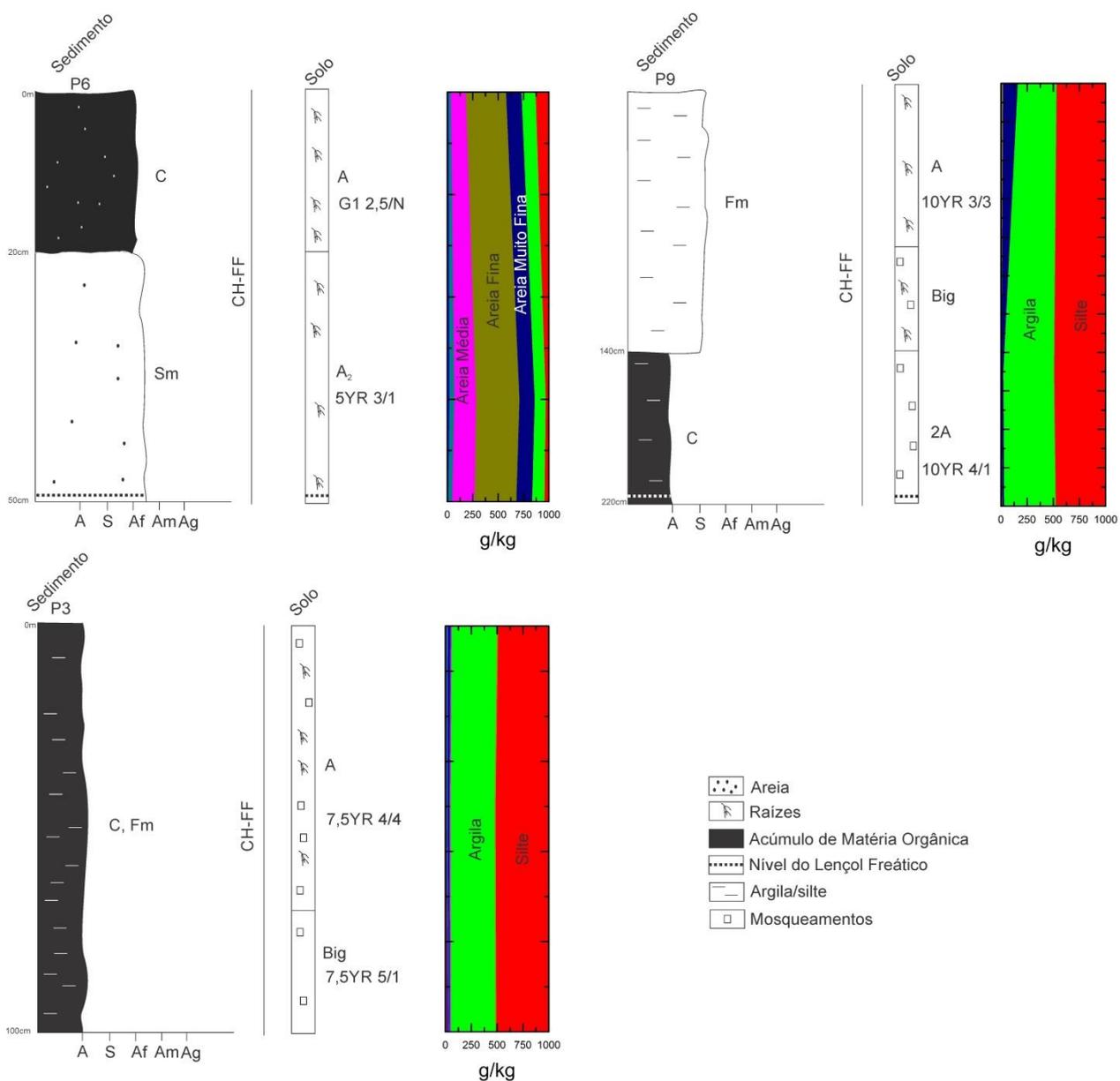


Figura 20: Perfis amostrados em antigos meandros abandonados (P3 foi coletado em um meandro abandonado fora da área em questão, a localização é apresentada na Figura 5).

Os perfis típicos dessa feição apresentaram características evolutivas diferentes. Enquanto P3 e P9 foram preenchidos por material orgânico argilosilteoso, típico de lagoas abandonadas onde os materiais se depositam lentamente, P6 apresentou-se preenchido por material rico em matéria orgânica, mas predominantemente areia fina. Interpreta-se que P6,

por estar próximo à extremidade do meandro (Figura 18), recebeu sedimentos mais grossos do canal imediatamente após o corte do pedúnculo (fície Sm), fenômeno que ocorre com frequência no processo de corte e abandono de meandros (ALLEN, 1965). A deposição de areia fina/média nas extremidades do meandro criou uma espécie de dique que com o passar do tempo permitiu apenas a deposição de finos por acreção vertical (ALLEN, 1965).

Os solos que se desenvolvem atualmente a partir destes sedimentos são bastante incipientes e ainda apresentam muitas feições de oxi-redução devido às cheias, embora atualmente não tenham qualquer conexão com o canal principal.

A Figura 21 apresenta um perfil em detalhe, onde há predomínio de material argilosilto em superfície e argiloso e rico em matéria orgânica em subsuperfície, típico da associação de fácies CH-FF.

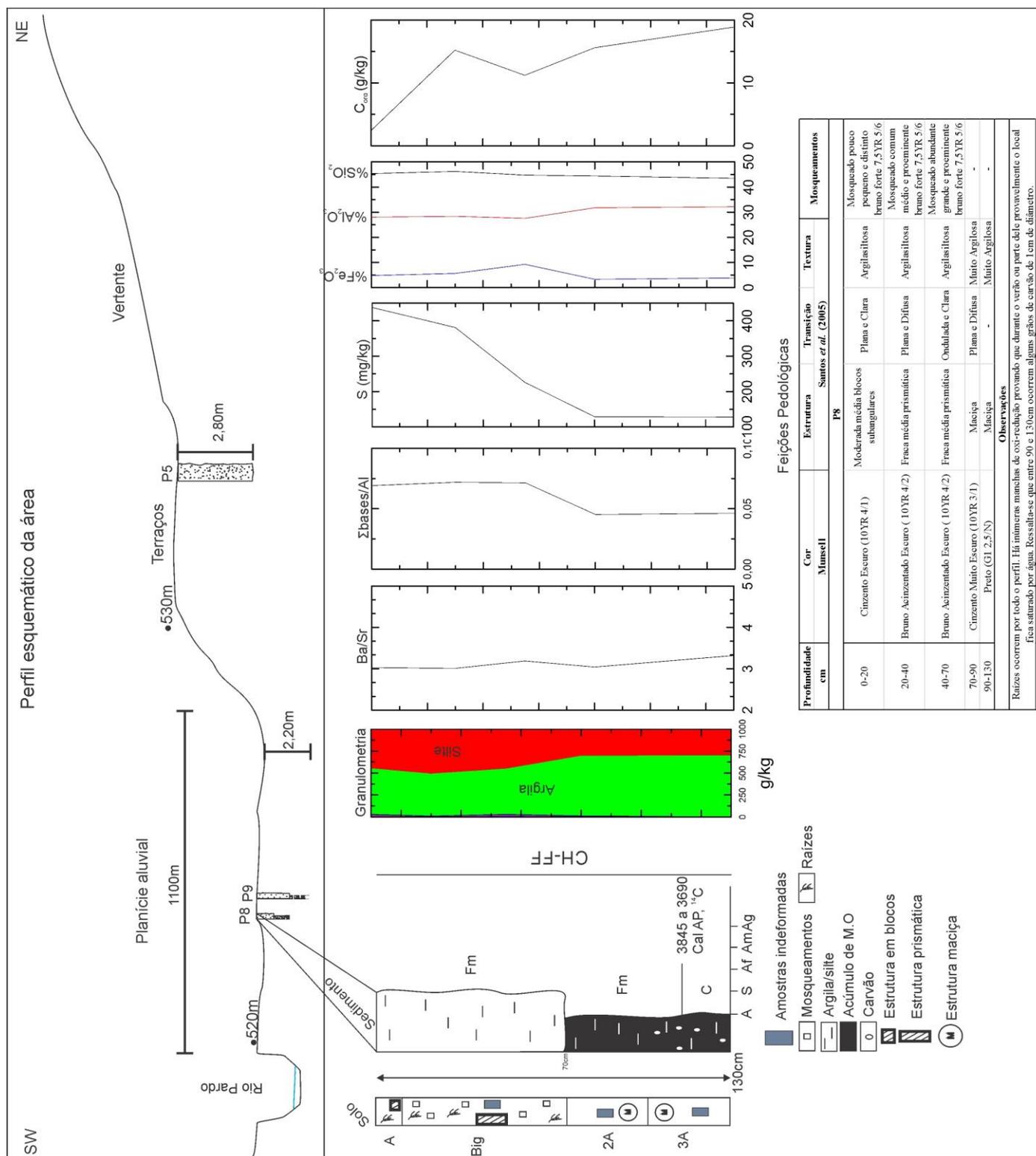


Figura 21: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 8.

Neste perfil foram definidas duas fácies dentro da associação CH-FF (Depósitos de preenchimento de meandro abandonado) onde a transição entre elas é bastante nítida. De 130 a 70cm ocorrem sedimentos argilosos depositados em ambiente de baixa energia, além de

algumas laminações de sedimentos muito argilosos (Figura 22) indicando um ambiente de deposição de baixa energia. Acima deste material ocorre um pacote argilosiltoso maciço, com menor quantidade de matéria orgânica provavelmente já relacionado ao abandono do meandro e uma melhor condição de drenagem, o que acelerou a degradação da M.O e a formação de estrutura pedológica, ainda que incipiente.



Figura 22: Detalhe das fácies e dos horizontes pedológicos identificados no perfil 8. Ao lado direito o detalhe das laminações citadas no texto. A seta branca indica o topo do perfil.

Com relação às razões molares observou-se que Ba/Sr pouco variou ao longo do perfil, apresentando valores ligeiramente menores nos primeiros 70cm, o que indica uma taxa de lixiviação praticamente constante. Já a  $\sum \text{bases}/\text{Al}$  mostrou valores maiores nos primeiros 70cm em relação ao restante do perfil em razão do aumento de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  em profundidade, provavelmente complexado com a matéria orgânica, o que faz a relação diminuir.

Observou-se a alta concentração de Enxofre total neste perfil, onde os valores variaram entre 438 e 128  $\text{mg.kg}^{-1}$ . Pelo gráfico exposto na Figura 21, os maiores valores encontram-se nos horizontes superiores do perfil, isto indica pH mais básico e um ambiente ainda redutor e anaeróbio, tal condição físico-química pode ser responsável pela maior concentração de enxofre nos horizontes superiores em função da degradação da matéria orgânica. Em ambientes alagados a redução bacteriana do sulfato é muitas vezes a principal forma de respiração e mineralização da matéria orgânica nestes locais (FERREIRA, 2006).

Além disso, os mosqueados observados nos horizontes A e Big (cor 7.5YR 5/6) remetem à redução do Ferro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) em Ferro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ), processo pedogenético de transformação típico de ambientes alagados, anaeróbios e redutores (SCHWERTMANN, 1992).

O comportamento do carbono mostrou-se bastante errático ao longo do perfil, onde variou de 2,4g/kg para 18,9g/kg em profundidade, indicando que os materiais foram depositados em momentos distintos e foram expostos a diferentes ambientes de alteração.

Geralmente o que se espera em um perfil pedológico é que os horizontes superiores tenham maior quantidade de carbono devido à atividade da matéria orgânica, pois é ali que os restos vegetais e animais iniciam o processo de degradação. Ao contrário, neste perfil ocorre um aumento de carbono orgânico não relacionado à iluviação de matéria orgânica e alumínio, já que para isso seria necessário um horizonte eluvial de perda, portanto, trata-se de um material que preencheu um meandro abandonado, ali os processos pedogenéticos ainda não são tão intensos, a estrutura é maciça e a textura muito argilosa.

A datação obtida para o horizonte 3A enterrado foi de entre 3845 e 3690 Cal anos AP ( $^{14}\text{C}$ ), tal datação coloca uma idade máxima de 3845 Cal anos para este perfil, já que esta é a idade da matéria orgânica, e não da evolução pedogenética, que pode ser bem mais jovem, o que mostra a eficiência dos processos pedogenéticos mesmo em um ambiente de planície onde a drenagem não é livre.

Já os horizontes A e Big representam um momento onde a sedimentação na planície era menos intensa e os materiais eram intemperizados numa intensidade maior, inclusive com o aparecimento de uma fraca estrutura prismática (horizonte Big).

#### 4.3.2.1.1 Feições micromorfológicas

A Tabela 5 apresenta as principais feições micromorfológicas do perfil 8.

Tabela 5: Principais características micromorfológicas do perfil 8.

Profundidade	Distribuição	Fundo matricial			Feições Pedológicas
		Porosidade	Esqueleto	Plasma	
Big	Porfírica aberta	10%, Bioporos em canais e cavidades, 70-1000µm	30% (45% Quartzo, 50% Biotita/Muscovita, 5% Plagioclásio e Opacos), subarredondados, subesféricos, alisados e moderadamente selecionados	60%, Isotrópico com zonas sépicas, amarelo ou vermelho devido à alteração de micas	Nódulos de Fe e abundantes pedotúbulos (isotúbulos) com esqueleto em alteração
2A	Porfírica aberta	5%, Litoporos em cavidades, 50-1000µm	10% (60% Quartzo, 30% Biotitas/Muscovita, 10% Opacos), subarredondados, subesféricos, alisados e moderadamente selecionados	85%, Isotrópicos com zonas sépicas, ora mais escuro, oriundo da M.O, ora mais amarelado, em virtude da alteração das micas	Pedotúbulos preenchidos com esqueleto do horizontes superior
3A	Porfírica aberta	10%, Bioporos em canais, 50-1000µm	5% (40% Quartzo, 50% Muscovita, 10% Opacos), subarredondados, subesféricos, alisados e bem selecionados	90%, Isotrópicos com zonas assépicas, ora mais escuro, oriundo da M.O, ora mais amarelado, em virtude da alteração de óxidos de Ferro	Pápulas, Nódulos de Ferro e acumulações de M.O

Quanto às características micromorfológicas observou-se que o horizonte Big apresentou uma distribuição porfírica aberta, onde os grãos do esqueleto aparecem dispersos no plasma em alteração. Apresentou quartzo, biotita/muscovita subarredondados, subesféricos e alisados como mineralogia principal do esqueleto, já o plasma apresentou cores vermelhas e amarelas/esverdeadas o que indica uma gênese em dois momentos distintos. No primeiro teria ocorrido a alteração das micas e a liberação de ferro, que em meio oxidante precipita sob a forma de goetita e hematita; no segundo, devido à saturação por água e elevada presença de M.O, o ambiente redutor reduz o  $Fe^{3+}$  a  $Fe^{2+}$ , formando pequenas zonas de oxi-redução que geram cores amarelas e esverdeadas do plasma (Figura 23, A-B).

Além desses processos de transformação abordados, há abundância de pedotúbulos, formação de nódulos de Fe, provavelmente em função do retorno das condições oxidantes em estações mais secas e muitos pontos onde é possível observar grãos do esqueleto

bastante careados, indicando um processo de formação de argilominerais em função da alteração dos grãos de biotitas e muscovitas, que representam 50% de todos os minerais identificados no esqueleto.

No horizonte 2A há uma participação ainda maior do plasma no fundo matricial da lâmina, chegando a ocupar 85% do espaço amostral. O plasma apresenta-se isotrópico, porém apresenta zonas onde a estrutura é sépica (Figura 23, C-D; G-H), ou seja, a extinção é estriada e descontínua, indicando mudanças cíclicas no regime hídrico e alteração de minerais primários para argilominerais, especialmente biotitas/muscovitas para vermiculitas-caulinitas-gibbsitas (ESSINGTON, 2003). Existem também zonas onde o material é mais escuro (Figura 23, C-D), oriundo da M.O acumulada quando este horizonte estava na superfície e preservada pelo soterramento, inclusive preservando alguns fragmentos de tecido vegetal (Figura 23, G-H) e zonas mais amareladas (Figura 23, E-F), onde há alteração das micas para argilominerais. Há pouca porosidade (5%) e pedotúbulos preenchidos com material do esqueleto do horizonte superior puderam ser identificados (Figura 23, E-F), mostrando que a atividade biológica é bastante intensa mesmo em profundidades maiores.

No horizonte 3A praticamente não há grãos de esqueleto e a matriz é dominada praticamente por plasma, o que reflete processos pretéritos de acumulação de M.O onde podem ser identificadas zonas de alteração de minerais primários e zonas onde há redução do ferro, que também podem ser reliquiais (Figura 24E-F), conforme Celarino *et al.* (2013) e Vepraskas (2006) identificaram. Destaca-se que algumas feições pedológicas ocorrem como halos de alteração de ferro (Figura 24 C-D), acumulações de M.O e pápulas (Figura 24A-B), estas últimas indicam que há um acúmulo de argila e óxidos de Ferro resultado de processos passados assim como CASTRO (2008) apontou, já que apenas estas feições foram identificadas de maneira dispersa na lâmina.

Importante ressaltar que o horizonte 3A possui características bastante distintas do 2A superior, possui poucos minerais no esqueleto com notória diminuição no número de grãos contáveis de quartzo e muscovitas/biotitas, além do aumento de feições relacionadas à matéria orgânica. Tal diferenciação reflete distintos ambientes de deposição destes materiais, onde provavelmente o horizonte 3A foi formado em uma posição mais proximal ao canal do que 2A, no entanto, a datação obtida situa a matéria orgânica no Holoceno Médio, ou seja, os processos pedogenéticos eram muito distintos dos que ocorrem hoje também em função das características climáticas, conforme será explorado no próximo capítulo.

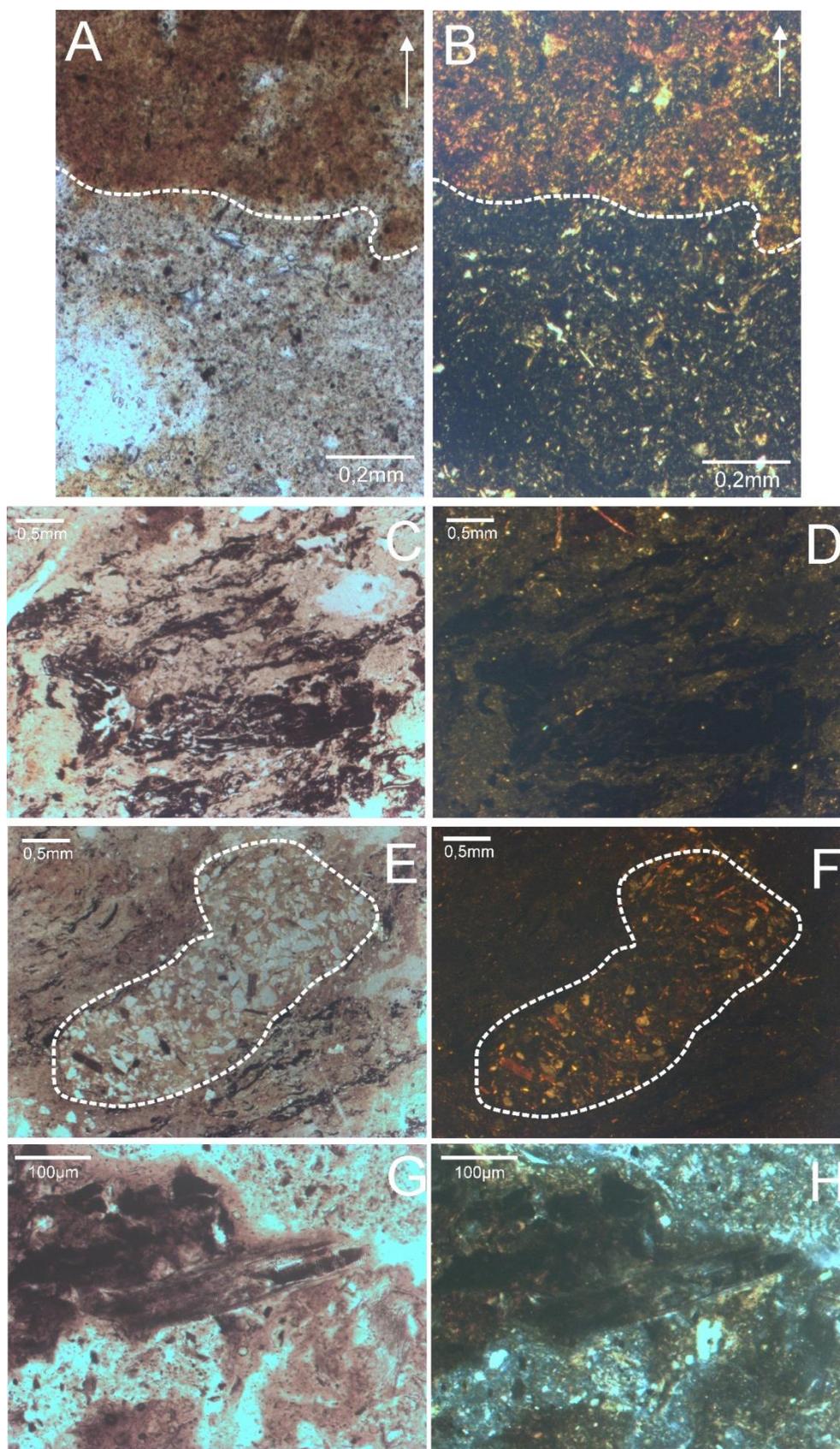


Figura 23: Fotomicrografias do perfil 8. A (LN)/ B (LPA) – Cores mais avermelhadas do plasma indicando formação de óxidos de Ferro a partir de Biotitas/Muscovitas, cores mais claras indicam zonas de oxi-redução (horizonte Big). C (LN)/ D (LPA) – Acumulações de M.O no plasma e ausência de grãos do esqueleto (horizonte 2A). E (LN)/ F (LPA) – Isotúbulo

preenchido por grãos do esqueleto do horizonte superior (horizonte 2A). G (LN)/ H (LPA) – Acumulação de M.O e fragmento vegetal preservado no horizonte enterrado 2A.

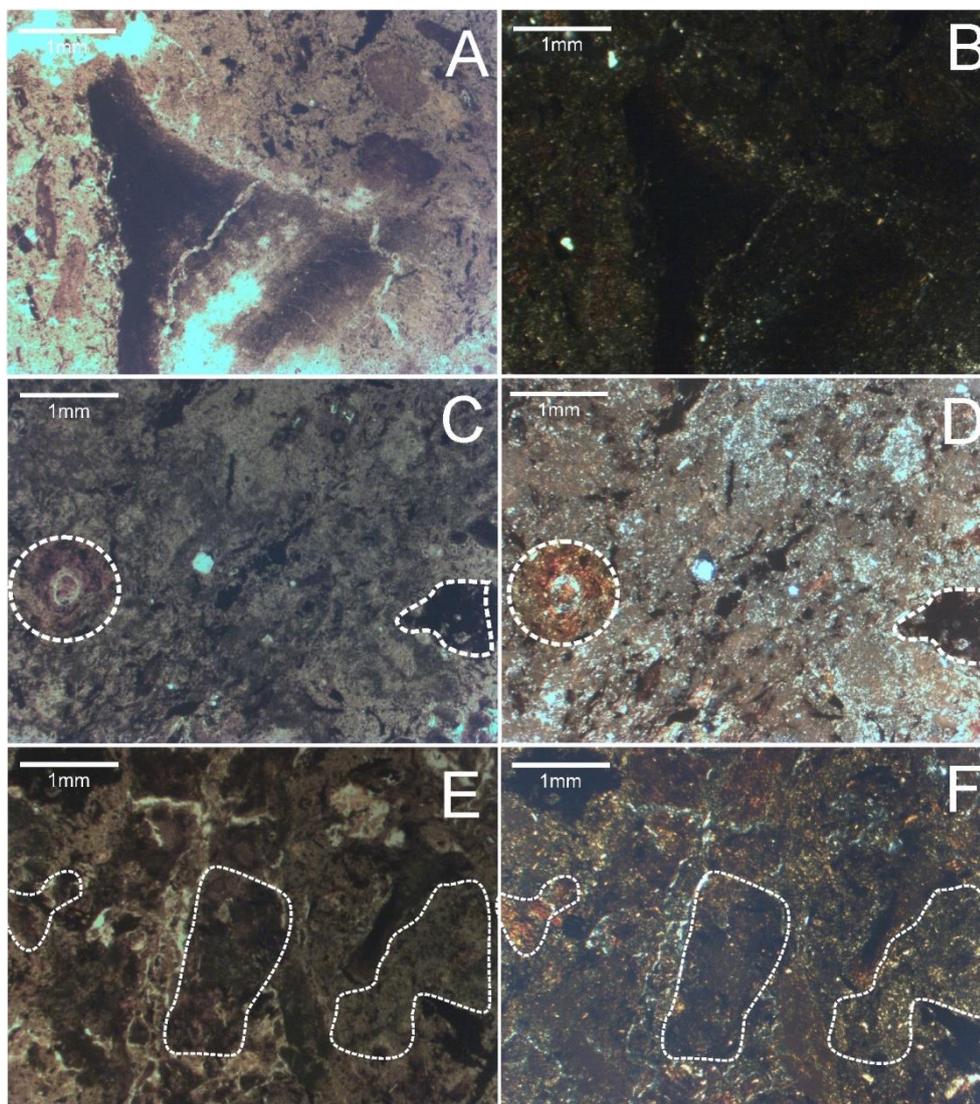


Figura 24: A (LN)/ B (LPA) – Pátula demonstrando feições reliquiais de acumulação de argila e óxidos de Ferro (horizonte 3A). C (LN)/ D (LPA) – Halo de alteração de óxidos de Ferro e acúmulos de M.O (horizonte 3A). E (LN)/ F (LPA) – Plasma mostrando três diferentes feições, da esquerda para a direita observa-se uma zona de alteração de óxidos de Ferro, no meio da fotomicrografia observa-se um microagregado incluindo matéria orgânica, argilominerais e pequenos grãos do esqueleto e por último uma zona onde plasma apresentase amarelo esverdeado em virtude da redução dos óxidos de Ferro (horizonte 3A).

#### 4.3.2.2 *Depósitos em barras de pontal*

Feições agradacionais foram geradas na área quando o canal do rio Pardo era capaz de migrar lateralmente buscando o equilíbrio entre erosão, transporte e deposição. Naquele momento o canal depositava sedimentos em barras de pontal ao longo do rio, erodia suas margens côncavas, abandonava meandros e conseguia gerar feições que atualmente não são mais formadas de maneira significativa. Na área de estudo são observados ao menos 20 meandros abandonados (Figura 18), variando entre 30m e 115m de uma margem à outra, o que sugere uma dinâmica significativamente intensa para a elaboração de tais formas.

Atualmente não se observam na área processos significativos de erosão e principalmente de deposição em barras de pontal, uma vez que os antigos depósitos já foram ocupados por vegetação. Alguma mudança ambiental, seja ela antrópica ou climática, alterou o fluxo de sedimentos neste setor fazendo com que o canal do rio corra encaixado na planície, aparentemente sem migrar lateralmente, embora nas cheias ainda consiga depositar sedimentos finos tanto na planície quanto preenchendo antigos meandros abandonados.

Perfis típicos de áreas com depósitos em barras de pontal apresentam geralmente as associações de fácies CH, LA e FF, indicando a sequência de granulodecrescência ascendente, modelo típico de rios meandrantés de carga sedimentar em suspensão, canais sinuosos e baixa energia de transporte (modelo 7, MIALL, 2006).

A deposição de silte e argila sobre as barras laterais ocorrem em decorrência da formação de uma zona de separação entre o curso principal e os depósitos em função da menor velocidade da água na curva interior do canal, conforme a Figura 25 mostra.

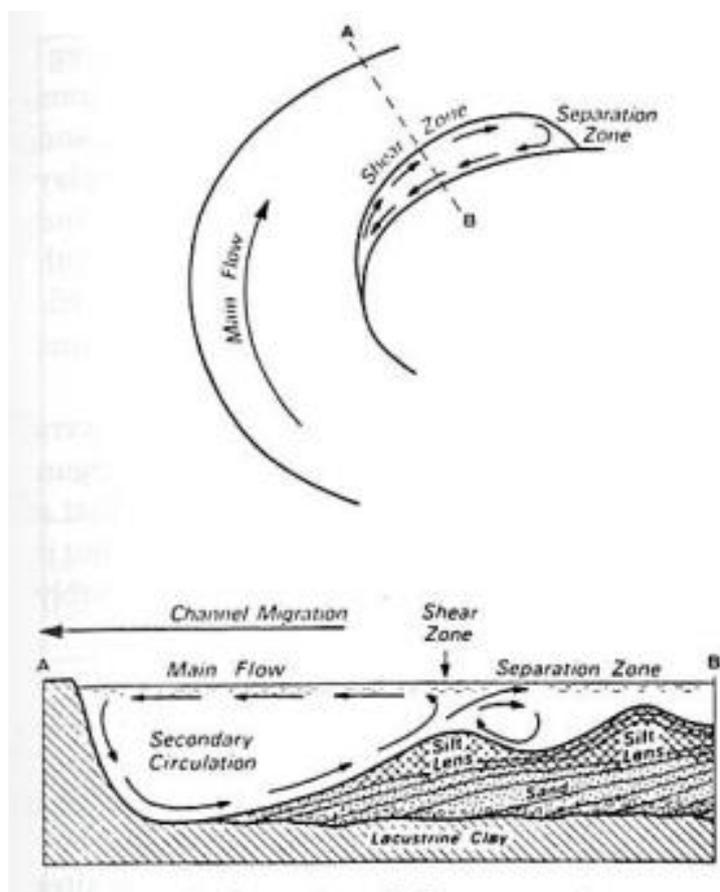


Figura 25: Formação de uma zona de separação de fluxo e deposição de silte em barras de pontal. (NANSON, 1980).

O perfil 10 (Figura 26) foi coletado na planície aluvial (Figura 18) onde há inúmeros depósitos com tais características e é representativo dos processos acima descritos.

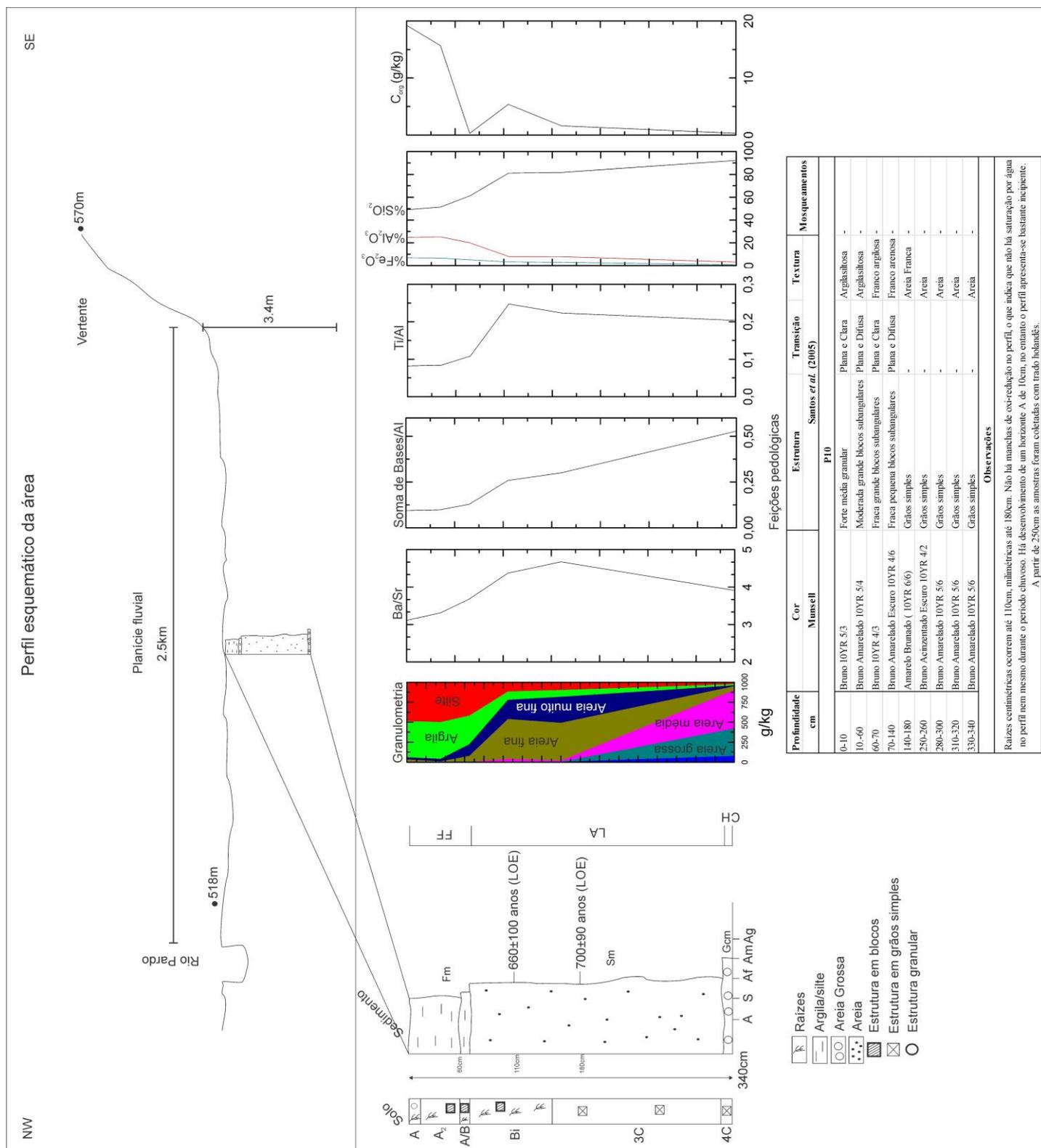


Figura 26: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 10.

No perfil 10 foram identificadas três associações de fácies, CH, LA e FF. A associação CH (depósitos de canal) foi representada pela fácies Gcm e é composta por um material arenoso que variou de areia média a grossa e que pode ser interpretada como um depósito transportado no fundo do canal ou num regime proximal em alta energia. Acima dele encontra-se a fácies Sm correspondente a depósitos de barras de pontal (associação LA), localmente constituída por um pacote de areia fina que vai de 70 a 320cm de profundidade no perfil, sem estruturas sedimentares identificáveis.

Embora não haja estratificações ou marcas de ondulação no pacote devido à pedogênese, interpretou-se como depósitos em barras laterais uma vez que a granulometria da fração areia é fina e está sobre depósitos mais grossos, além disso, na paisagem há uma série de meandros abandonados (perfis, 6, 9, 3 e 8) e tais depósitos seriam cicatrizes de antigas barras em pontal que se desenvolviam no processo de migração lateral, morfologia comum em planícies de canais meandrantas.

Duas datações foram realizadas nesta fácies por LOE, uma a 110cm ( $660\pm 110$  anos) e outra a 180cm ( $700\pm 90$  anos) de profundidade. Interpreta-se que os sedimentos foram depositados em um único evento ou num intervalo bastante curto, além disso, os depósitos de planície fluvial mais finos (FF) foram depositados num menor intervalo de tempo ainda. A mudança de fácies ocorre em função da migração lateral dentro de um sistema meandrante num modelo de granulodecrescência ascendente, conforme observou Miall (2006).

Fechando a sequência ocorre 70cm de deposição da fácies Fm (FF), composta basicamente por um material argilosiltoso e franco argiloso sem estruturas sedimentares e em avançado estágio de pedogênese, com formação moderada de estrutura em blocos (Figura 27).



Figura 27: Detalhe das associações de fácies FF e LA do perfil 10.

Quanto à análise geoquímica, observou-se que a razão Ba/Sr marcou muito claramente as fácies descritas, já que os depósitos em planície aluvial (FF) apresentaram valores ligeiramente menores do que os sedimentos mais grossos de barras em pontal (LA) e canal (CH), ou seja, a granulometria essencialmente de areia fina em FF e areia grossa e media em CH demonstram maiores taxas de lixiviação em comparação com os depósitos argilosiltosos mais recentes representados por FF. O mesmo comportamento foi observado para  $\Sigma\text{Bases}/\text{Al}$ , onde os menores índices de FF podem ser atribuídos à maior formação de argilominerais, hidróxidos de alumínio e à própria complexação deste com a matéria orgânica, que é maior na porção superior do perfil. A razão Ti/Al mostrou que os depósitos FF têm origem diferente dos demais, já que apresentaram valores pouco menores a 0.1, valor típico de solos desenvolvidos sobre siltitos/arenitos, enquanto os depósitos LA e CH variaram entre 0.2 e 0.25, o que segundo Sheldon e Tabor (2009) seriam valores mais comuns em paleossolos desenvolvidos sobre basalto e outras rochas máficas.

Em geral todas os elementos traço analisados (anexo 1) seguem uma tendência clara de influência da granulometria. Por exemplo, baixos valores de Vanádio em solos estão ligados à uma textura mais arenosa, enquanto que maiores concentrações estão associadas a solos argilosiltosos e à hidróxidos de Ferro e matéria orgânica (KABATA-PENDIAS, 2011). Tal tendência é observada neste perfil, onde o horizonte A apresenta concentração de  $136\text{mg.kg}^{-1}$  e o depósito 4C, por sua vez, apresenta  $26.6\text{mg.kg}^{-1}$ . Tal tendência se repete em outros elementos como Pb, Ni, Gal, Cu, Cr, S, Th, Y e Zn.

A pedogênese atuante sobre os depósitos foi capaz de gerar horizontes com transições bastante claras pelo menos nos primeiros 140cm, com o surgimento de um horizonte A de 60cm onde a estrutura variou de granular a blocos subangulares, com desenvolvimento moderado. Tal variação na estrutura dos horizontes implicou na divisão destes em três, onde o primeiro (0-10cm) possui alto teor de matéria orgânica e estrutura forte granular, em A<sub>2</sub> (10-60cm) já se observa uma estrutura moderada em blocos e em A/B (60-70cm) passa a ser fraca ainda em blocos subangulares.

A partir de 70cm ocorre um horizonte B incipiente, com baixo teor de carbono orgânico e pouco desenvolvimento pedológico, já que o material é composto essencialmente por quartzo, conforme pode ser observado na concentração de SiO<sub>2</sub> da Figura 26 (81,1%). A fraca estrutura em blocos pequenos e subangulares indica ainda um processo incipiente de alteração que é muito influenciado pela origem do depósito (facies Sm, em barras de pontal LA), onde predominam as frações areia fina e areia muito fina.

Abaixo do horizonte Bi ocorre uma sequência de depósitos sem estrutura pedológica (grão simples) com aumento progressivo da granulometria da fração areia que vai até 340cm (coletada em trado), que constitui a sequência de depósitos relacionados ao canal (LA e CH). Nestes depósitos não há evidência de processos pedogenéticos atuando e tampouco presença de matéria orgânica em quantidades significativas, tal fato é influenciado pela origem destes depósitos que apresentam grande quantidade de quartzo, mineral bastante resistente ao intemperismo, que se reflete nas porcentagens de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3.13%) e SiO<sub>2</sub> (92.3%) apresentado na análise geoquímica.

#### 4.3.2.2.1 *Feições micromorfológicas*

Amostras para análise micromorfológica não serão apresentadas já que o material, por ser bastante solto, foi bastante deformado no transporte das amostras do campo ao laboratório, comprometendo a análise.

#### 4.3.2.3 *Depósitos de canal e diques marginais*

Depósitos mais grossos geralmente são transportados junto à carga de fundo do canal, pois é nesta parte do leito onde as maiores velocidades são capazes de carregar os sedimentos maiores. Em canais meandantes os perfis geralmente começam com depósitos de canal na base, passam para depósitos em barras de pontal à medida que o canal migra lateralmente até ser preenchido por materiais mais finos compostos por siltes e argilas, conforme os modelos 6 e 7 de Miall (2006), que correspondem respectivamente à canais meandantes arenosos e canais meandantes de sedimentos finos carregados em suspensão.

No caso deste trabalho, os perfis terminam geralmente com depósitos de areia fina no topo que correspondem a diques marginais (*Levees*), onde a bioturbação e a pedogênese geralmente destroem laminações e marcas onduladas (MIALL, 2006).

O perfil 12 (Figura 28) foi analisado na planície aluvial em área próxima ao canal do rio Pardo (100m) e é representativo das feições descritas.

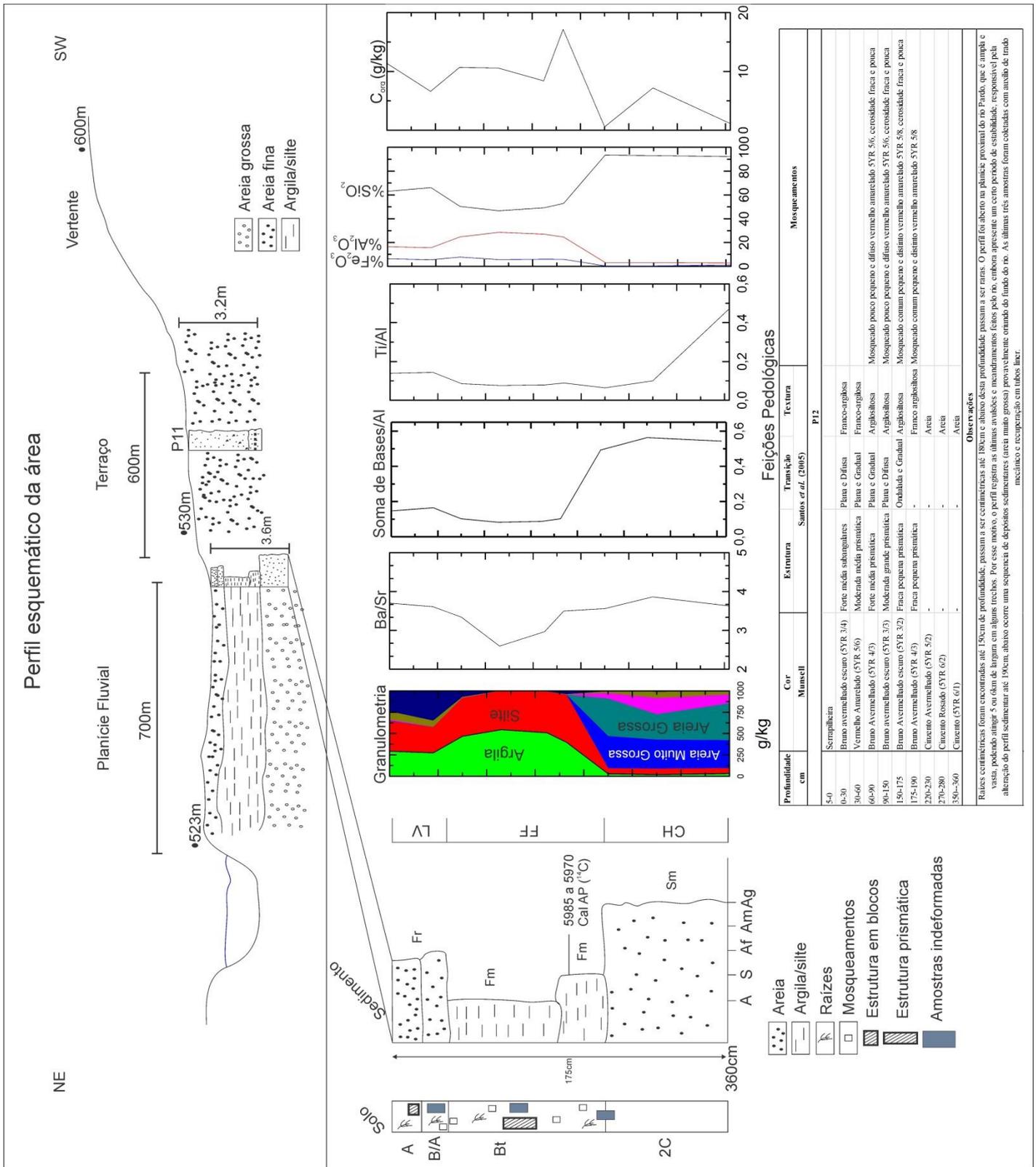


Figura 28: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 12.

A base do perfil é formada por um espesso pacote de areia grossa e muito grossa de 2m de espessura (coletada através de tradagens), que foi interpretado como uma fácies Sm associada à carga de fundo transportada pelo canal (CH). Como tais amostras foram recuperadas com auxílio de trado e tubos *liners*, não foi possível identificar outras fácies dentro do pacote, principalmente a transição para a associação de fácies LA, o que indicaria depósitos de barras de pontal, típicas de canais meandrantés, portanto, definiu-se genericamente o pacote todo como depósitos relacionados ao canal uma vez que a granulometria pouco variou.

Após os depósitos de canais ocorrem fácies Fm relacionadas à deposição de sedimentos argilosiltosos (FF) maciços (Figura 29), com algumas zonas mosqueadas que indicam a saturação por água nesta profundidade. Provavelmente a granulometria mais argilosa desta profundidade é capaz de reter água que infiltra na superfície, tornando a drenagem mais lenta e promovendo processos de oxi-redução do ferro presente. Cabe ressaltar que a datação obtida (5985 a 5970 Cal AP  $^{14}\text{C}$ ) define uma idade máxima ao solo, que foi capaz de evoluir um horizonte Bt em menos de 6000 anos, indicando forte atuação dos processos pedogenéticos.

Os primeiros 50cm são formados pela associação de fácies LV (depósitos de dique marginal), de granulometria franco-argilosa e significativa importância de fração areia fina. Em alguns locais é possível identificar ainda estratificações cruzadas planares pequenas, embora estejam bastante alteradas e incipientes (Figura 29). Tais depósitos possuem arquitetura diferente daquele encontrado na unidade Terraço (P11 da Figura 19), pois neste último predomina a fração areia média e fina, portanto, um depósito realizado em condições de maior energia.



Figura 29: Detalhe das fácies interpretadas para o perfil 12. As linhas brancas pontilhadas paralelas indicam estratificações cruzadas planares bastante incipientes.

A razão Ba/Sr mostrou valores em torno de 3,7 para a LV, decrescendo para 2,5 em FF e na transição para CH apresentou para 3,7. LV e CH, por serem materiais arenosos e bastante lixiviados, possuem minerais mais resistentes ao intemperismo por isso apresentam índices maiores, ao contrário da associação de fácies FF, uma vez que o estrôncio foi menos eliminado em virtude de um intemperismo mais brando, que ainda mantém minerais como micas na fração silte e argilominerais na fração argila. A  $\Sigma$ bases/Al mostra o mesmo padrão, enquanto os processos de intemperismo ainda estão atuando em FF, há uma grande formação de minerais secundários ricos em  $Al_2O_3$ , o que não acontece em LV e CH, depósitos com maior participação da fração areia onde o alumínio já foi mobilizado e lixiviado. A razão

Ti/Al mostrou a mesma tendência, o que confirma a origem distinta das três associações de fácies.

A pedogênese atuante neste perfil é bastante significativa, sendo possível identificar um horizonte A (0-30cm) que apresentou raízes em abundância e estrutura forte em blocos subangulares. A transição para o horizonte B se faz de maneira difusa e com mudança para estrutura prismática moderada a forte, o que indica translocação de argila iluvial do horizonte A. Os processos pedogenéticos nesse horizonte são bastante evidentes e também comprovados pela análise geoquímica, já que há um aumento de 15,61 para 28,55% de  $Al_2O_3$  e diminuição de  $SiO_2$  de 66,15 para 46,73%, evidenciando tanto processos de iluviação de argila quanto de alteração química através da mobilização de bases/sílica e formação de argilominerais.

Optou-se por classificar o horizonte C adicionando o número “2” para identificar que há uma descontinuidade no material de origem e na arquitetura de deposição, conforme explicado anteriormente. Este horizonte não apresentou qualquer estrutura ou quaisquer outras feições indicativas de processos pedogenéticos, mesmo porque sua granulometria indicou aproximadamente 93,57% de  $SiO_2$ , oriundo principalmente do quartzo, tornando o material muito pouco alterável quimicamente.

Os valores de  $C_{total}$  mostraram-se bastante erráticos ao longo do perfil, variando entre 11g/kg no horizonte A, entre 8 e 17g/kg no horizonte Bt e 0,5g/kg no horizonte 2C. Importante salientar que o horizonte Bt em uma das amostras apresentou maior quantidade de carbono orgânico do que o próprio horizonte A, isso provavelmente está ligado à arquitetura de deposição dos sedimentos e não aos processos pedogenéticos, já que o horizonte Bt se desenvolve sobre depósitos argilosiltosos em planície fluvial e o horizonte A evolui em sedimentos de dique marginal, de granulometria mais arenosa, principalmente a fração areia fina.

#### 4.3.2.3.1 Feições micromorfológicas

A Tabela 6 apresenta as principais feições micromorfológicas assim como os dados de isótopos estáveis.

Tabela 6: Principais características micromorfológicas do perfil 12.

Horizonte	Distribuição	Fundo matricial			Feições Pedológicas
		Porosidade	Esqueleto	Plasma	
Bt	Porfírica aberta	20%, Bioporos em canais, 70-1000µm	30% (40% Quartzo, 50% Biotita/Muscovita, 5% Opacos), subangulares, subesféricos a subalongados, alisados e moderadamente selecionados	50%, Isotrópico, com algumas zonas assépicas (alteração de minerais primários, essencialmente Mica para Argila)	Cutãs de iluviação em agregados/poros (ferri-argilãs), Pedotúbulos
Bt/2C	Porfírica aberta/Fechada	10%, Bioporos e Pedoporos em cavidades e cavidades, 50-1500µm	30% (70% Quartzo, 20% Biotitas/Muscovita, <5% Opacos, e <1% Plagioclásio), subarredondados, subalongados, alisados e pobremente selecionados	60%, Isotrópico, com algumas zonas assépicas com extinção manchada (alteração de minerais primários em argila)	Pedotúbulos preenchidos por grãos do esqueleto cimentados por plasma

Com relação aos dados de micromorfologia observou-se que no horizonte Bt os materiais se organizam numa distribuição porfírica aberta, com elevada porosidade (20% do fundo matricial), alguns dos poros em canais apresentam-se com concentrações plasmáticas de cores distintas àquelas predominantes na lâmina, são mais avermelhadas e sempre associadas à deposição de materiais transportados em solução (Figura 30 E-F).

O esqueleto apresentou majoritariamente grãos de quartzo e biotita, com alguns minerais de plagioclásio dispersos pelo plasma, subangulares e subesféricos, não apresentando arredondamento típico de sedimentos aluviais, provavelmente foram transportados em suspensão pelo rio. Os grãos raramente ultrapassam 100µm e são moderadamente selecionados, ou seja, a granulometria é basicamente composta por minerais menores que a fração areia muito fina, típica de um ambiente de deposição em baixa energia.

O plasma apresenta algumas zonas assépicas, geralmente associado à formação de argilomineais em resposta à alteração das micas presentes. Em alguns trechos da lâmina ocorrem a formação de microagregados e uma porosidade planar, indicando grau de evolução

significativo deste horizonte (Figura 30, A-B). Há a formação de alguns cutãs de iluviação (Figura 30 G-H) formados pela deposição materiais argilosos e também óxidos/hidróxidos de ferro, resultado da alteração de Biotitas e transporte dos subprodutos em solução.

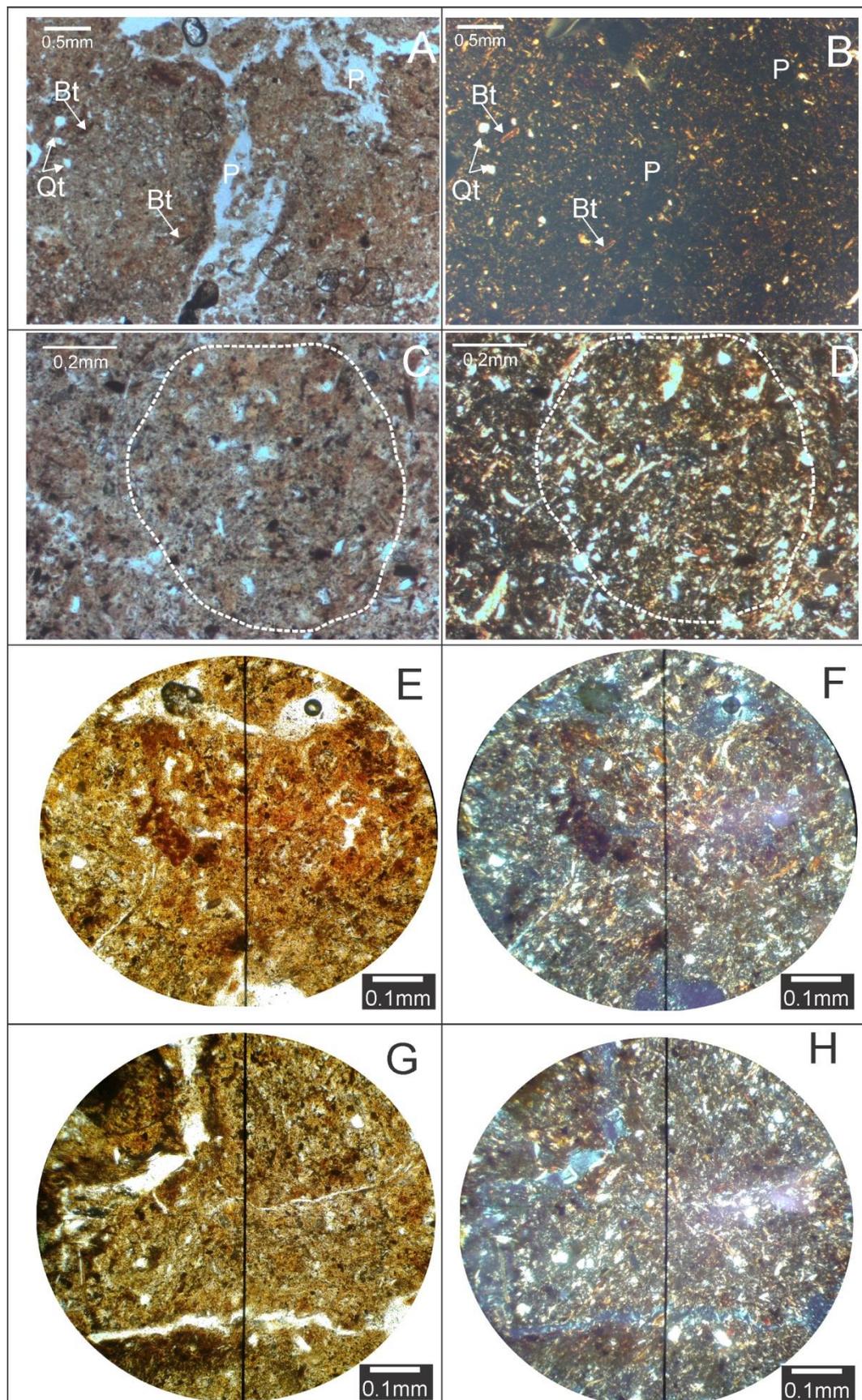


Figura 30: Fotomicrografias do perfil 12. A (LN)/ B (LPA) – Bioporos em canais e detalhe de grãos de quartzo e biotitas subangulares, plasma dominante formando microagregados em horizonte Bt (120cm). C (LN)/ D (LPA) – Zona circulada apresentando zona do plasma onde biotitas e muscovitas estão se alterando para argilominerais, detalhes para formação incipiente de alguns nódulos de Ferro (Horizonte Bt, 120cm). E (LN)/F (LPA) – Concentração plásmica mostrando extinção manchada e birrefringência, estrutura sépica e alteração de Micas em argilominerais com participação de óxidos-hidróxidos de Ferro. G (LN)/ H (LPA) – Cutãs de iluviação (ferri-argilãs) associados à porosidade em canais.

Já na transição para o horizonte 2C observou-se que o material encontra-se menos poroso, com maior participação do quartzo no esqueleto e menor participação de feições pedológicas como, por exemplo, rara presença de pedotúbulos e alguns poucos nódulos de ferro (

Figura 31,C-D). Inclusive algumas das feições indicam transição entre o horizonte Bt e 2C, como a coexistência de nódulos de Ferro referentes à pedogênese do horizonte Bt e grãos bem arredondados referentes ao depósito de canal ( fácies CH).

No horizonte 2C há uma diminuição da participação das Biotitas no esqueleto, que passa a ser dominado pelos grãos de Quartzo, subarredondados e pobremente selecionados, indicando transporte em níveis maiores de energia do que no horizonte Bt superior. O plasma apresenta extinção manchada típica de zonas de alteração de minerais primários para argilas, indicando ainda alteração de alguns minerais primários que ainda estão no esqueleto, como o caso de alguns plagioclásios que ocorrem dispersos na lâmina (

Figura 31A-B).

Poucas feições pedológicas foram encontradas, à exceção de alguns pedotúbulos, o que indica que o processo predominante é o de alteração química dos minerais primários depositados pelo canal do rio em ambiente de alta energia.

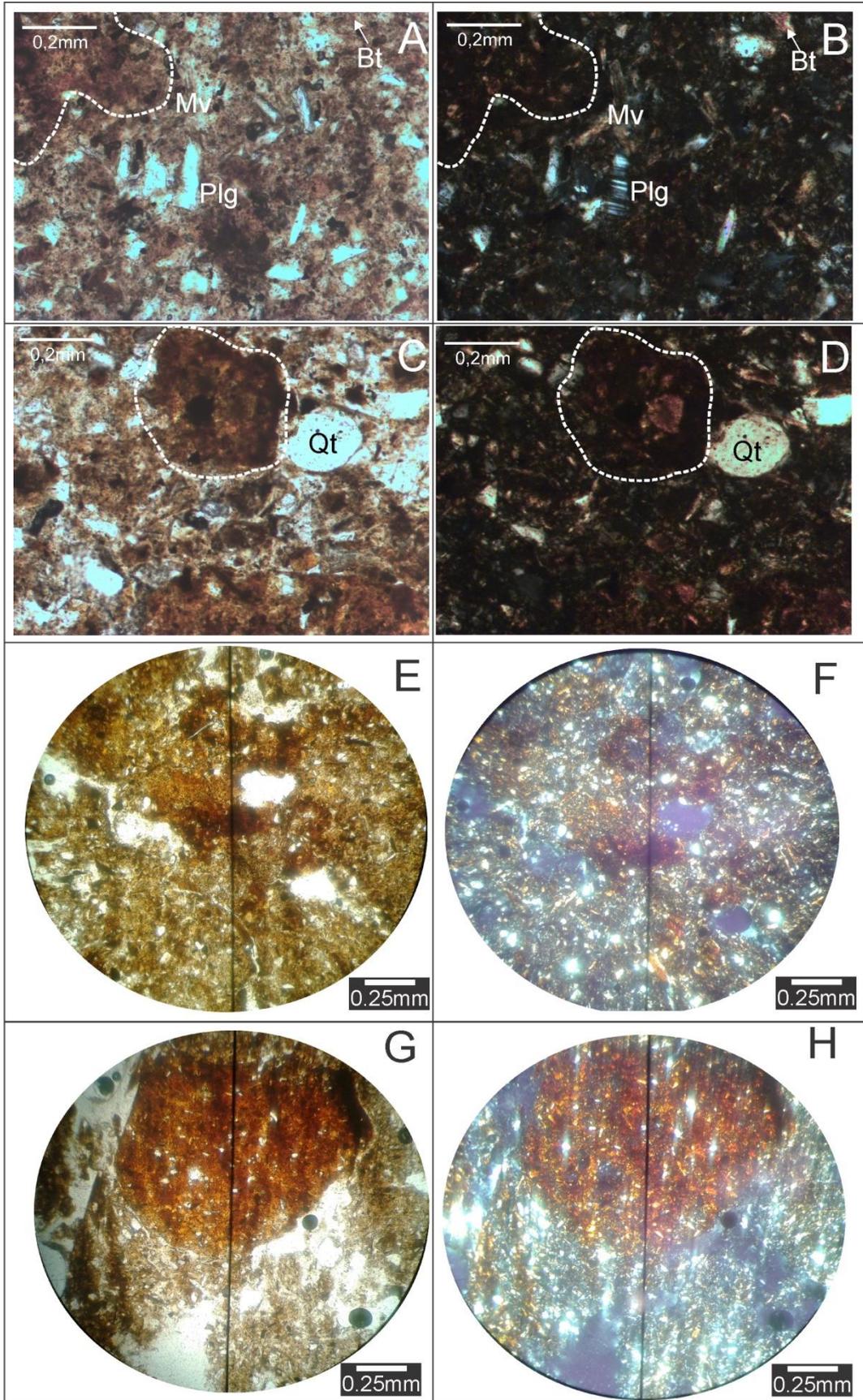


Figura 31: Fotomicrografias do perfil 12. A (LN)/ B (LPA) – Transição entre Bt e 2C (180cm), detalhe da zona circulada onde começa a se formar um nódulo, grãos do esqueleto apresentam-se alongados e angulares nesta seção da lâmina, representando a transição para a fácies CH (horizonte 2C) referente aos depósitos mais grossos do canal. C (LN)/ D (LPA) – Coexistência de nódulos de Ferro referentes à pedogênese do horizonte Bt e grãos bem arredondados de quartzo pertencentes ao fim dos depósitos de canal (associação de fácies CH). E (LN)/ F (LPA) – Concentração plásmica mostrando padrão assépico, com extinção manchada e trama birrefringente. G (LN)/ H (LPA) – Concentração plásmica mostrando alteração de Biotitas em argilominerais.

#### 4.3.2.4 *Foz do rio Araraquara*

Esta unidade é composta por materiais finos que compõe a foz do rio Araraquara, onde é possível reconhecer uma série de paleodrenagens (mostradas na Figura 18), que foram geradas em processos avulsivos ao longo dos últimos milhares de anos. Para que se tenha ideia da intensidade das avulsões, o curso atual do rio não possui mais do que quinze metros de uma margem à outra, no entanto, sua planície de inundação chega a medir mais de um quilômetro e meio de extensão (Figura 32).

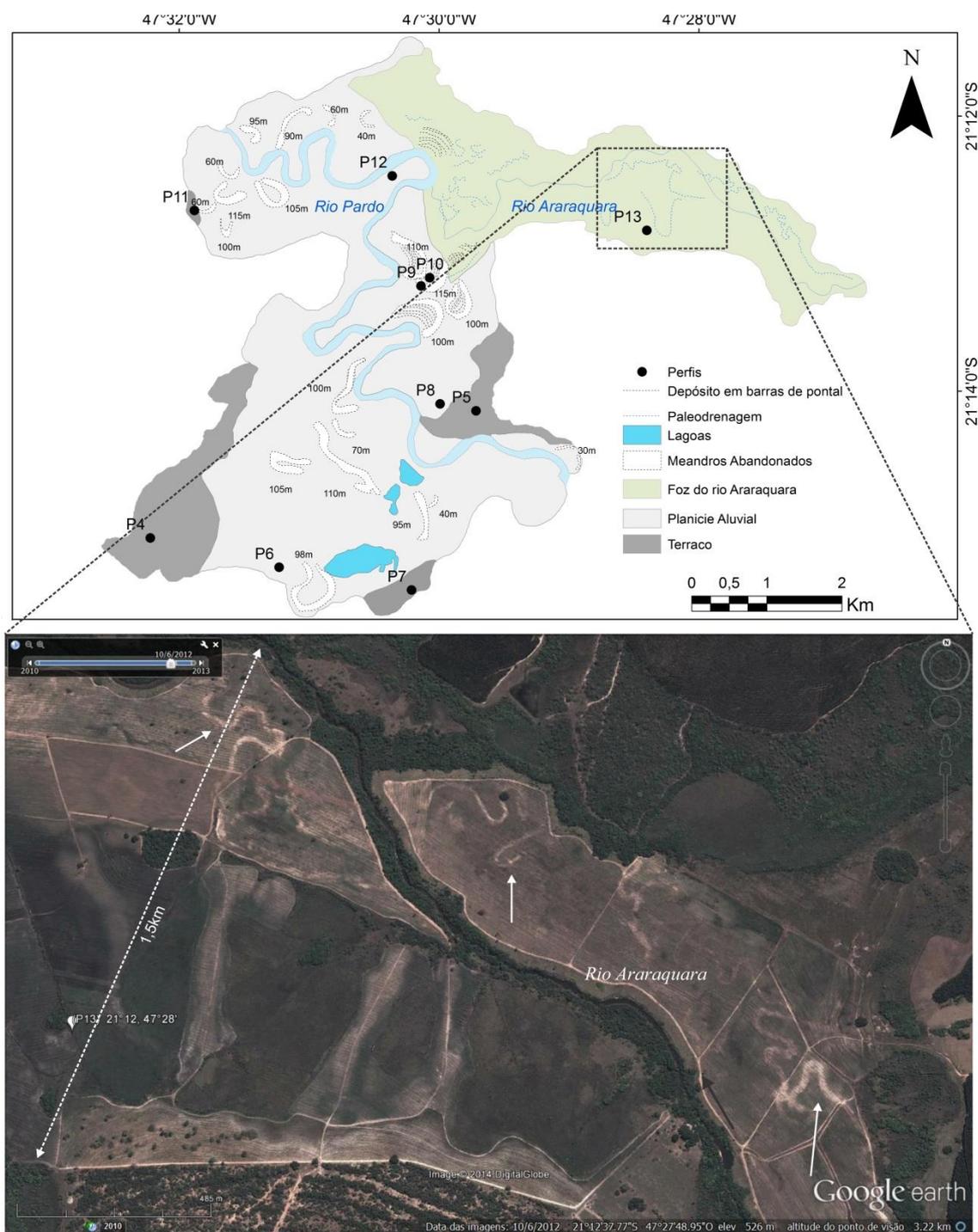


Figura 32: Região da foz do rio Araraquara com o rio Pardo em detalhe. As setas brancas indicam alguns paleocanais e a seta preta indica o sentido de escoamento da drenagem. A seta branca pontilhada dimensiona a largura da planície fluvial.

Observa-se que a baixa declividade favoreceu uma série de avulsões produzindo uma extensa planície fluvial que apresenta depósitos intercalados com sedimentos finos associados a um alto acúmulo de matéria orgânica, representando momentos onde as paleodrenagens eram preenchidas e ficavam alagadas por algum tempo, promovendo um ambiente redutor capaz de preservar a matéria orgânica. As fácies interpretadas para estes depósitos (Sm, Sr, C e Fm) estão associadas a depósitos em planície fluvial (FF) e depósitos em barras de pontal (LA), que se apresentam na forma de lentes de deposição de areia fina e muito fina (Figura 33).

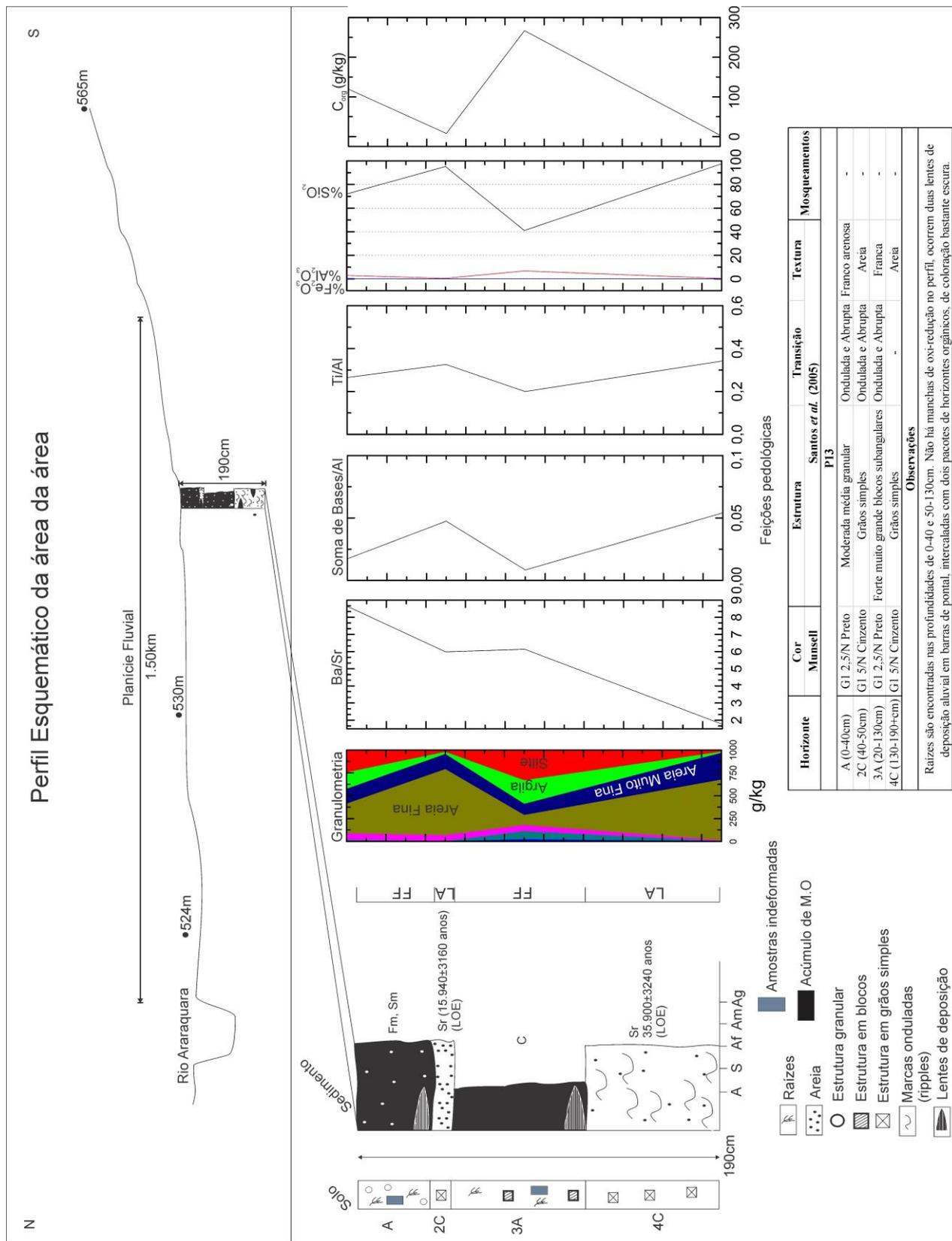


Figura 33: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 13.

Na base do perfil ocorre um depósito de areia fina e muito fina que apresenta marcas de ondulação assimétricas de aproximadamente 50cm de comprimento com amplitude de 8cm, sendo classificadas como “pequenas marcas onduladas de corrente”, segundo a classificação de Mendes (1984). Esta fácies (Sr) foi interpretada como um depósito em barras de pontal (LA) e foi datada em  $35.900 \pm 3240$  anos atrás, situando-a no pleistoceno. Truncando este depósito ocorre uma sequência de depósitos de planície fluvial (FF) com característica da fácies C, ou seja, granulometria franca dominada pelas frações silte e argila e elevada quantidade de matéria orgânica, conforme pode ser observado através da Figura 34.



Figura 34: Detalhe das associações de fácies interpretadas no perfil 13.

A associação de fácies LA (fácies Sr a 50cm de profundidade) volta a ocorrer através de um depósito com características granulométricas semelhantes àquelas da base do perfil, com predomínio das frações areia fina e muito fina. As marcas de ondulação ocorrem

em menor escala e são difíceis de reconhecer em campo. Este material foi datado em  $15.940 \pm 3160$  anos por LOE, portanto, pertencente ao Pleistoceno. Fechando o perfil e truncando o depósito anterior ocorre uma nova cobertura da fácies Fm relacionada novamente a um ambiente de planície fluvial, com sedimentos predominantemente de areia fina mas com significativa participação de argila e silte.

Com relação às razões geoquímicas (Figura 33), observa-se que a razão Ba/Sr apresentou valores bastante elevados (entre 8.65 e 5.98 até o horizonte 3A) se comparados aos demais perfis analisados (valores variaram entre 2 e 5), tal informação reflete uma lixiviação significativa. Já no horizonte 4C o Bário foi também de alguma forma mobilizado também, principalmente quando se compara à concentração desse elemento ao horizonte 2C, de granulometria semelhante. Enquanto em 2C há uma concentração de  $30 \text{mg.kg}^{-1}$  de Bário (anexo I), no horizonte 4C esse valor é de  $8 \text{mg.kg}^{-1}$ , o que explica tais diferenças é a idade dos depósitos, já que 4C é muito mais antigo e esteve muito mais tempo exposto ao intemperismo.

Observou-se também as altas concentrações de Enxofre nos horizontes A e 3A ( $624$  e  $654 \text{mg.kg}^{-1}$ , respectivamente) associados à altas taxas de perda ao fogo ( $23.7$  e  $50.6\%$ ), tal condição indica alta presença de matéria orgânica e a formação de sulfetos num ambiente outrora redutor, pois atualmente não se observa feições de oxi-redução no perfil.

A razão  $\Sigma \text{bases}/\text{Al}$  reforçou a alteração sofrida pelos sedimentos, que apresentaram valores extremamente baixos, variando de 0.008 a 0.05. Assim como nos demais perfis, observa-se que nas fácies onde há sedimentos mais finos e maior quantidade de carbono orgânico o valor é menor, em virtude do aumento do Alumínio complexado à matéria orgânica, embora neste perfil esta relação seja menos clara e que outras frações mais inertes da matéria orgânica estejam presentes, já que o perfil mostrou quantidades elevadas de carbono orgânico nos horizontes A e 3A (de 110 a 266g/kg).

A razão Ti/Al praticamente confirmou a interpretação dada às fácies, já que os valores foram bastante parecidos para os depósitos que foram formados por processos semelhantes, a exemplo dos horizontes 2C e 4C, que apesar de possuírem idades bem distintas, obtiveram valores de 0.32 e 0.34.

Os processos pedogenéticos atuantes foram bastante distintos daqueles observados nos outros perfis já que feições de oxi-redução não puderam ser identificadas e as características sedimentares dos depósitos permaneceram preservadas. Tal fato é confirmado pelo não reconhecimento de horizontes B no perfil e pela preservação de horizontes ricos em matéria orgânica A e 3A, isso sugere que os processos avulsivos foram responsáveis ao

mesmo tempo pela interrupção de processos pedogenéticos que levariam à formação de um horizonte B, ao passo que também foi importante para preservar algumas características tanto dos sedimentos inconsolidados quanto dos depósitos ricos em matéria orgânica, já que estes foram truncados no perfil em função dos frequentes depósitos avulsivos.

Cabe salientar que a matéria orgânica possui algumas particularidades neste local, primeiro o fato de estar preservada e segundo pelo fato de não estar ligada nem a óxidos de ferro e nem a hidróxidos de alumínio formando complexos organominerais estáveis (DICK *et al.*, 2009), já que as porcentagens de  $Al_2O_3$  (0.41-6.77%) e  $Fe_2O_3$  (0.04-0.22%) são baixas no perfil, mesmo nos horizontes A e 3A, assim como também são bem mais baixos em relação ao perfil 8, onde variou entre 27.56-32.15% e 3.29-9.25%, respectivamente. Os aumentos de  $C_{org}$  não são observados nas concentrações de  $Al_2O_3$  e  $Fe_2O_3$  (Figura 33), o que sugere um processo de acumulação distinto como, por exemplo, a ocorrência de paleoincêndios na área, principalmente no horizonte 3A, já que os horizontes superiores podem ter sofrido incêndios atuais em função do plantio.

#### 4.3.2.4.1 Feições micromorfológicas

A Tabela 7 apresenta as principais feições micromorfológicas do perfil 13

Tabela 7: Principais características micromorfológicas do perfil 13.

Horizonte	Distribuição	Fundo matricial			Feições Pedológicas
		Porosidade	Esqueleto	Plasma	
A	Mônica e porfírica aberta	20%, Bioporos e pedoporos em cavidades e canais, 70-1000 $\mu$ m	30% (95% Quartzo, 5% Opacos), arredondados, subsféricos, alisados e bem selecionados	50%, Isotrópico	Pedotúbulos e zonas de acúmulo de M.O
3A	Porfírica Fechada	10%, Bioporos e Pedoporos em cavidades e cavidades, 50-500 $\mu$ m	40% (95% Quartzo, 5% Opacos), arredondados, subsféricos, alisados e bem selecionados	50%, Isotrópico	Acúmulo de M.O

Com relação às características micromorfológicas, o horizonte A apresentou distribuição do fundo matricial porfírica aberta e algumas zonas mônicas, onde a distribuição das partículas do esqueleto em relação ao plasma é bastante uniforme. Destaca-se que as porosidades ocupam aproximadamente 20% da área da lâmina, com predomínio de macroporos em função da estrutura granular e da textura arenosa.

Quanto à composição do esqueleto, 95% dos grãos identificados são de quartzo, corroborando com os dados apresentados pela análise geoquímica, a qual mostrou que o perfil era extremamente lixiviado.

Nos pedotúbulos ocorre uma mistura de grãos arredondados e esféricos com subangulares e subalongados (Figura 35A-B), embora todos tenham uma superfície alisada que denota transporte fluvial, tal diferença no grau de arredondamento e esfericidade indica contribuições em tempos e distâncias da área fonte diferente, já que os menos arredondados pode ser mais recentes transportados numa menor distância até se depositarem neste local. Poucas feições pedológicas foram encontradas com exceção de alguns pedotúbulos e zonas de acúmulo de M.O (Figura 35A-B, C-D).

Já no horizonte 3A enterrado a análise micromorfológica revelou que na sua gênese há aspectos semelhantes ao horizonte A, o plasma é dominado pela matéria orgânica e o esqueleto se distribui associado a ela, sendo a mineralogia composta praticamente de grãos de quartzo também arredondados, subesféricos e alisados (Figura 35E-F), de boa a moderada seleção.

As porosidades são menos frequentes e menores, associadas a uma textura mais argilosa e uma estrutura em blocos, estão relacionadas tanto ao desenvolvimento pedológico quanto à bioturbação proporcionada pelas raízes da vegetação, que em algumas porções aparecem preenchidas por materiais do esqueleto (Figura 35G-H). Outra diferença notável entre os horizontes A e 3A é a expressão e a quantidade de feições pedológicas encontradas, bem mais evidente no primeiro.

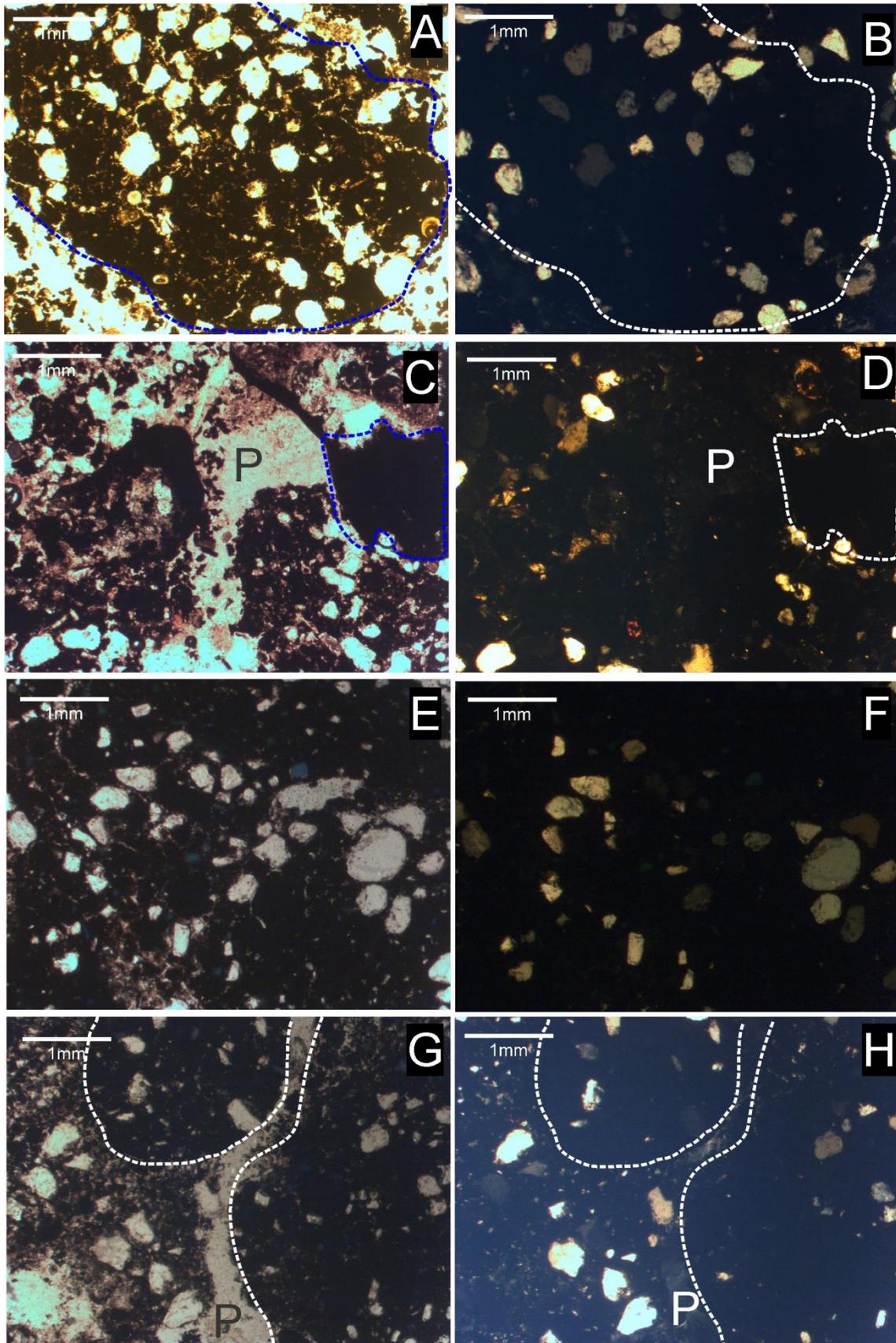


Figura 35: Fotomicrografias do perfil 13. A (LN)/ B (LPA) – Isotúbulo preenchidos com matéria orgânica e grãos de quartzo arredondados e subesféricos (horizonte A – 30cm). C (LN)/ D (LPA) – Acúmulos de matéria orgânica e macroporos (70-1000 $\mu$ m) com preenchimento de pequenos agregados (horizonte A – 30cm). E (LN)/ F (LPA) – Trama porfírica aberta apresentando grãos de quartzo subesféricos e arredondados no horizonte enterrado 3A (180cm). G (LN)/ H (LPA) – Porosidade em canais (bioporos) e acúmulos de matéria orgânica cimentando grãos de quartzo em distribuição porfírica aberta (horizonte 3A, 180cm).

#### 4.4 BAIXO PARDO

Neste trecho da bacia a planície fluvial passa a ser bastante irregular, há trechos onde ela pode atingir até 1km de extensão, enquanto na outra margem ela fica restrita a alguns poucos metros, há poucos meandros e o canal apresenta baixa sinuosidade tendendo ao padrão retilíneo. Além disso, a planície fluvial tem um desenvolvimento incipiente quando considerada a largura média do canal ( $\pm$ 200-290m) e quando comparadas às do trecho do médio/baixo Pardo, já que estas podem atingir até 3.5km de extensão e a largura do canal raramente ultrapassa 100m.

São comuns algumas corredeiras ao longo do canal que neste trecho passa a escoar sobre os basaltos da Formação Serra Geral. Também ocorrem arenitos do Cretáceo Superior pertencentes à Formação Vale do Rio do Peixe, constituída por camadas tabulares de arenitos muito finos a finos, com cor marrom, rosa e alaranjado, exibindo predominantemente seleção boa a moderada (FERNANDES, 2010). Podem ser maciços ou exibir estratificação cruzada tabular, acanalada de pequeno a médio porte ou estratificação plano-paralela grosseira intercalada com siltitos, ou lamitos arenosos depositados em ambiente desértico com formação de dunas e interdunas (FERNANDES *op. cit.*).

Regionalmente predominam formas denudacionais como morros de topos planos variando entre as cotas de 500 e 550m (Figura 36), adjacentes a estas formas ocorrem as coberturas sedimentares cretáceas, composta principalmente pela formação Vale do Rio do Peixe, topograficamente mais alta.

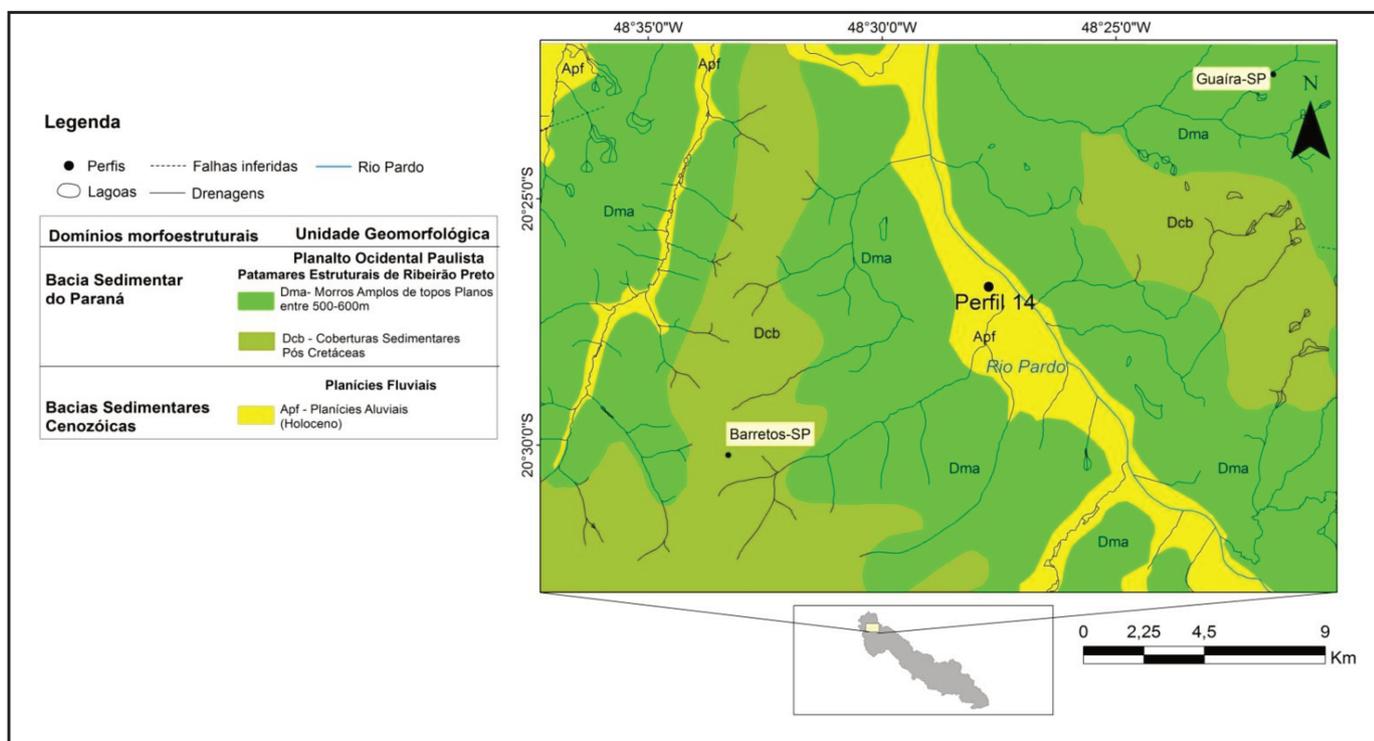


Figura 36: Unidades Geomorfológicas do baixo curso.

No perfil 14 foram identificadas três associações de fácies (Figura 37). Na base ocorrem as fácies Gm e Sm associadas à arquitetura CH, que se refere a depósitos relacionados ao canal. A fácies Gm ocorre apenas nos últimos 20cm do perfil e é composta por sedimentos da fração areia média com ocorrência de cascalhos. Acima deste nível já não se observam cascalhos embora a textura seja semelhante, por isso foi interpretada como uma fácies Sm correspondendo a depósitos por acreção lateral (LA), ou seja, há uma gradação de baixo para cima no perfil de depósitos associados ao canal à sedimentos em barras de pontal.

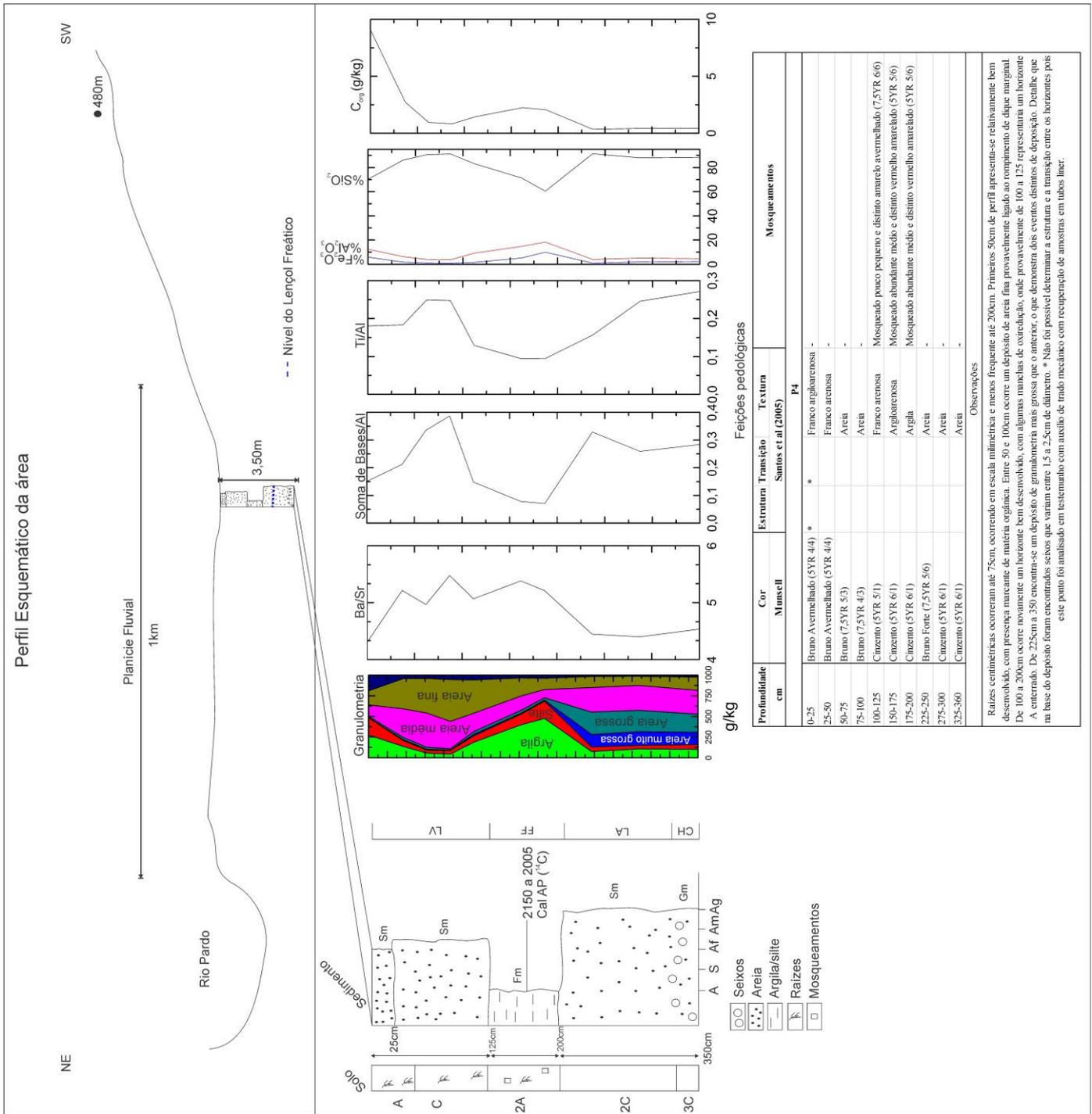


Figura 37: Fácies sedimentares, feições pedológicas, granulometria e razões molares do perfil 14

Acima deste depósito há uma mudança drástica para a fácies Fm, que apresentou textura argiloarenosa e argilosa representando um depósito em planície fluvial e foi datada entre 2150 e 2005 Cal AP por <sup>14</sup>C. Ressalta-se que essa idade inclui também o tempo de alteração destes sedimentos, por isso esse dado deve ser analisado apenas como uma

referência para analisar a intensidade dos processos, já que os depósitos fluviais podem não ter sido contínuos, nesses casos as taxas seriam completamente distintas.

Embora atualmente não sejam observados depósitos por acreção lateral, formação de barras no próprio canal com a formação de ilhas ou macroformas de acreção à jusante, a baixa sinuosidade não impediu a formação de depósitos em barras de pontal ao longo do canal do rio Pardo, embora esses estejam atualmente vegetados ou ocupados pelo plantio de cana de açúcar ou outros cultivares, exemplo que pode ser observado na Figura 38, através da representação de canais retilíneos e da arquitetura deposicional destes ambientes (MACKIN, 1937 *apud* MIALL 2006, ALLEN, 1965).

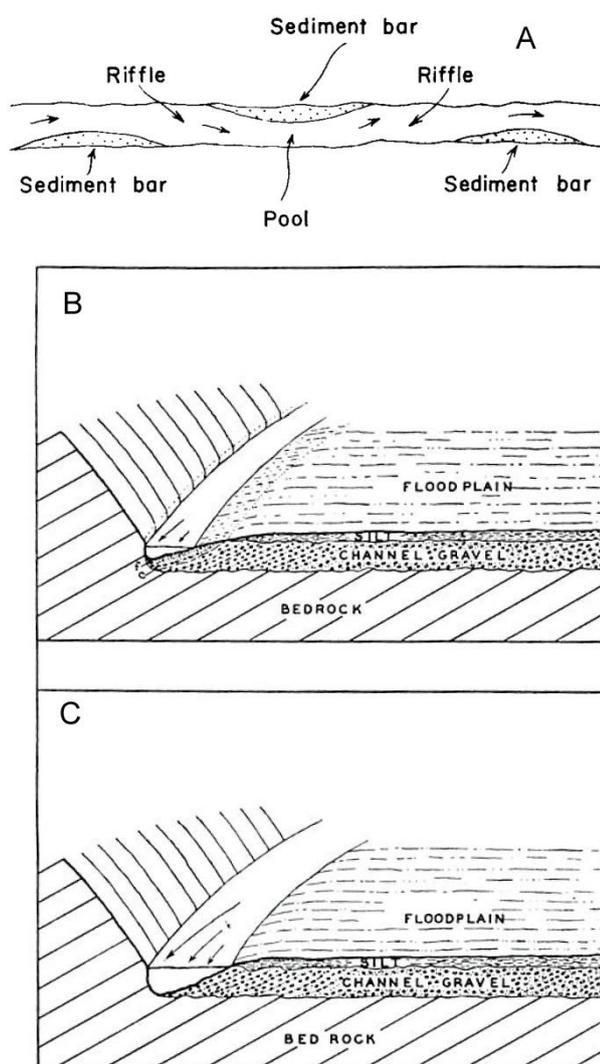


Figura 38: A – Formação de barras laterais em canais retilíneos (ALLEN, 1965). B – Em tempos de baixa energia do canal os depósitos mais finos se sedimentam sobre os depósitos de canal. C – Em tempos de alta energia do canal ocorrem os depósitos mais grossos por acreção lateral (MACKIN, 1937 *apud* MIALL, 2006).

Fechando o perfil ocorrem depósitos de dique marginal (LV) classificados como fácies Sm (Figura 39), de aspecto maciço e granulometria arenosa e franco arenosa, onde predominam as frações areia média e areia fina.

Com relação às razões molares observou-se que Ba/Sr mostrou valores maiores nas fácies LV e FF, em torno de 5 e 5,47, enquanto os depósitos relacionados ao canal CH e em barras laterais LA apresentaram valores menores, em torno de 4,4. Tais valores refletem o grau atual de alteração destes materiais, os depósitos arenosos apresentam mineralogia pouco complexa sendo constituída principalmente por quartzo, o que o torna praticamente inerte à ação do intemperismo químico. Já as frações mais finas apresentam mais minerais alteráveis e maior concentração de matéria orgânica, proporcionando maiores possibilidades ao ataque do intemperismo, por isso os valores mais altos se encontram na associação FF, onde inclusive já se desenvolvem horizontes pedológicos incipientes.

A  $\Sigma$ Bases/Al marcou justamente a alteração pedológica atual já que é no horizonte A de 25cm de espessura e no horizonte enterrado em 2A que ocorrem os menores valores. Tais valores mostram que a maior concentração de Alumínio está relacionada à maior formação de argilominerais e à presença de matéria orgânica, na qual o alumínio pode estar também complexado.

A razão Ti/Al variou em função das distintas origens dos materiais que compõe o perfil. Para as fácies ligadas a depósitos de dique marginal (*levees*), apresentou valores entre 0,18 e 0,24, já os depósitos de finos em planície fluvial (FF) variaram entre 0,12 e 0,09, enquanto que os depósitos da transição LA e CH ficaram entre 0,15 e 0,27.

A pedogênese que agiu sobre os sedimentos foi capaz de gerar uma sequência de horizontes A e C intercalados, com destaque para o horizonte enterrado 2A, que apresenta um aumento de carbono orgânico de 8,2g/kg no horizonte superior para valores entre 20 e 22g/kg, datado entre 2150 e 2005 anos (Cal AP). Tal datação nos fornece um limite máximo de pedogênese do solo que evolui acima do horizonte enterrado, ou seja, a sequência A-C têm no máximo 2150 anos de pedogênese, o que neste caso não foi suficiente para evoluir um horizonte B com estrutura pedológica, caso que já ocorreu no perfil 2, onde um horizonte Bg com estrutura prismática evoluiu em menos de  $1.000 \pm 80$  anos.

Mosqueados vermelho-amarelados foram observados entre 125 e 200cm de profundidade, mostrando o atual nível de oscilação do lençol freático e o antigo horizonte A, onde o Ferro apresenta-se na sua forma reduzida ( $Fe^{2+}$ ). Neste perfil as amostras foram

recuperadas do testemunho com tubos *liner* (Figura 39) e por essa razão o perfil não foi descrito quanto à estrutura pedológica e à transição entre os horizontes.

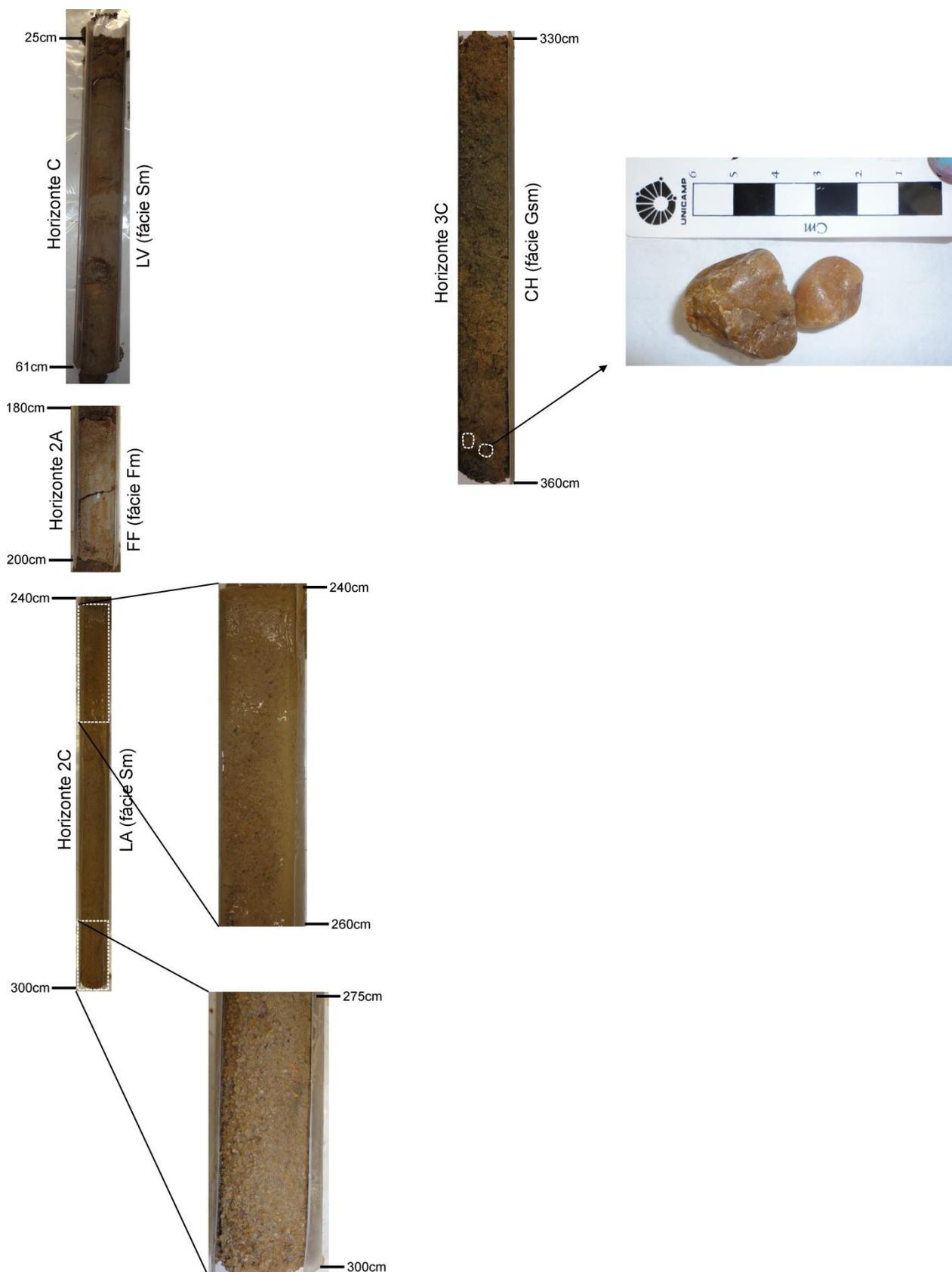


Figura 39: Detalhe das amostras recuperadas no testemunho do perfil 14

## 5. Considerações Finais

O alto e médio Pardo apresentaram em seus perfis uma matriz mineralógica bastante diversificada em comparação com outros trabalhos em planícies fluviais na mesma região (CELARINO *et al.* 2013). Esta matriz inclui micas, onde foram identificadas inúmeras feições de alteração de biotitas e muscovitas para argilominerais, plagioclásios, feldspatos, quartzos e, surpreendentemente, olivinas e até clinopiroxênios, embora os dois últimos sejam pouco frequentes.

Neste setor da bacia as drenagens carregam minerais primários oriundos das rochas encontradas nas porções mais altas da Serra da Mantiqueira e do Planalto de Poços de Caldas. Parte destes minerais é depositada nas faixas ainda pouco significativas de planície fluvial, no entanto, ainda no alto e médio Pardo já se observa que grande parte da produção de sedimentos associada a esta geologia regional é armazenada nas porções mais altas da bacia, ou seja, embora predominem os processos erosivos, a deposição tem um papel significativo mesmo nas porções mais a montante da bacia. A análise micromorfológica dos perfis nos setores médio/baixo e baixo não apresentou a mesma diversidade de minerais, sendo o quartzo bem arredondado e moderadamente selecionado o grão predominante.

Os depósitos em ambientes de planície fluvial ou aqueles de preenchimento de meandro abandonado apresentaram granulometria basicamente argilosiltosa e argilosa. Feições como laminações raramente foram encontradas, ao invés disso, feições pedológicas indicativas de forte alteração puderam ser identificadas, como por exemplo, presença de estrutura prismática ou em blocos em horizontes Bt e Bg (P1, P2, P12). Grygar *et al.* (2010) encontraram características semelhantes em depósitos da planície fluvial do rio Morava (República Tcheca), onde os depósitos de *levee*, proximais e distais tiveram granulometria basicamente de silte e argila. Os depósitos em barras de pontal raramente apresentaram laminações centimétricas, já os depósitos relacionados ao canal nas porções inferiores dos perfis eram compostos por areia grossa e cascalhos de aspecto maciço.

Stevaux (1994) mapeou uma unidade arenosiltosa na planície fluvial do alto rio Paraná. Tais materiais se encontravam bioturbados e apresentavam uma incipiente laminação, a exemplo do que ocorre com os depósitos de diques marginais no perfil 12 deste trabalho, além disso, apresentavam porosidades relacionadas a raízes de plantas e a animais, sendo os poros preenchidos por argila iluvial.

Depósitos siltosos também foram mapeados nos sedimentos aluviais do rio Kuiseb na Namíbia por Heine & Heine (2002), no entanto, naquele clima desértico a ocorrência desta

fração numa área restrita foi atribuída a depósitos de água parada (*slack water*) em áreas protegidas de fluxos de alta velocidade. Estes depósitos teriam ocorrido em ambiente úmido ou eventos de maior precipitação nas áreas de nascente da bacia, no entanto, os autores não encontraram quaisquer feições de mudanças climáticas que estivessem associadas a estes depósitos. Já para Eitel *et al.* (2005) a fração silte neste local estaria relacionada à mudança de carga sedimentar em virtude da desertificação da área de captação da bacia, induzida pelo impacto antrópico.

No contexto da área estudada por este trabalho, tais depósitos foram então agrupados nas fácies Fm, Fr e C (quando há acúmulo de matéria orgânica) dentro da arquitetura deposicional FF. Tal granulometria é comum nos setores alto e médio Pardo mas também aparecem no médio/baixo e baixo Pardo, geralmente relacionados a depósitos de preenchimento de meandro abandonado (Associação de fácies CH-FF) ou composito depósitos em planície fluvial (Associação de fácies FF) em situações mais distais em relação ao canal.

No setor do médio/baixo Pardo uma maior complexidade de processos geomorfológicos foi encontrada. A planície fluvial é mais extensa em função da migração lateral do canal, feições como depósitos em barras de pontal, depósitos de preenchimento de meandro abandonado, paleodrenagens, depósitos em planície fluvial assim como perfis representativos destes processos puderam ser identificados.

Destaca-se que atualmente o canal encontra-se encaixado na planície, ou seja, processos de deposição em barras de pontal e migração lateral são pouco significativos. Tal característica atual da área pode ser atribuída a interferências antrópicas, como, por exemplo, a mudança de carga sedimentar do rio em função da construção de hidrelétricas na bacia do rio Pardo, especialmente no setor do Alto Pardo (Usinas de Caconde, Euclides da Cunha (São José do Rio Pardo-SP) e Armando Salles de Oliveira (Mococa-SP)), uma vez que, na bacia vizinha do rio Mogi Guaçu Celarino *et al.* 2013 e Zancopé (2009) encontraram feições de migração lateral do canal como depósitos em barras, corte e abandono de meandros e processos avulsivos atuais.

Stevaux *et al.* (2009), trabalhando no alto rio Paraná verificaram aumento de 230% na taxa de erosão das margens no período que sucedeu à implantação da barragem de Porto Primavera, uma vez que, embora a descarga hidráulica não tenha aumentado em relação aos valores anteriores à barragem, a oscilação diária do nível de água em função da operação da usina hidrelétrica gerou um alto gradiente hidráulico.

As razões geoquímicas analisadas indicaram rápida alteração destes depósitos, onde a razão Ti/Al apresentou valores baixos relacionados a uma maior concentração de  $Al_2O_3$ , oriundo tanto da formação de argilominerais quanto da complexação de alumínio pela matéria orgânica. Valores similares de Ti/Al foram encontrados para solos do terraço fluvial do rio Mogi Guaçu por Celarino *et al.* (2013), variando entre 0.12 e 0.26 em Neossolos Quartzarênicos, Organossolos e Gleissolos, valores que corroboram com o estágio avançado de pedogênese dos perfis analisados na planície do rio Pardo, onde os valores variaram entre 0.11 e 0.05.

A razão Ba/Sr, que é um índice de intemperismo baseado na maior mobilidade do Sr em relação ao Ba (SHELDON e TABOR, 2009), mostrou valores acima dos encontrados em outros trabalhos. Os valores encontrados aqui variaram entre 1.7 e 8.65 (média de 3,95), enquanto Celarino *et al.* (2013) encontraram 0.8 a 3.2 e Lucke *et al.* (2014) 0.6 a 8.9 para Latossolos na Jordânia, portanto, os valores nesse trabalho se assemelham mais àqueles perfis de solo mais desenvolvidos. Nesse sentido, procurou-se através da interpretação de fácies e também da descrição pedológica uma análise mais completa dos processos, já que é impossível tratar sedimentos nestas condições apenas como depósitos fluviais sem qualquer alteração, assim como há de se considerar a origem e o ambiente de deposição dos materiais que deram origem aos solos que hoje evoluem nas planícies fluviais.

Sobre a cronologia destaca-se que o perfil 1 apresentou um horizonte A enterrado de 17.130 a 16.685 cal anos AP por  $^{14}C$ , a evolução deste horizonte situa-se no período do último máximo glacial, onde não havia diques marginais nem os depósitos que hoje ocorrem na planície, ou seja, uma situação de clima mais ameno e seco que o atual pode ter preservado este horizonte, que foi progressivamente enterrado por depósitos ora em planície ora em diques marginais, ao mesmo tempo em que a pedogênese tinha tempo para atuar e destruir qualquer tipo de estrutura sedimentar.

O perfil 2 teve um depósito em barras de pontal datado em  $1000 \pm 80$  anos por LOE, ou seja, dentro deste período 140cm de sedimentos se depositaram e menos de mil anos foram suficientes para gerar um perfil de solo que apresentou estrutura forte nos horizontes Bg1 e Bg2, o que é relativamente baixo mesmo se comparado às idades obtidas por Zielhofer (2009) para solos em planície fluvial holocênica em situação de clima mediterrâneo subtropical, onde as durações de formação variaram de 800 a 5000 anos para Cambissolos e 10.000 e 40.000 anos para Luvisolos carbonáticos.

A datação obtida para o horizonte 3A enterrado no perfil 8 foi entre 3845 e 3690 Cal anos AP ( $^{14}\text{C}$ ), tal informação coloca uma idade máxima de 3845 Cal anos para este perfil, os processos pedogenéticos que ocorreram até a formação do horizonte Big (70cm) ocorreram provavelmente em um período de tempo bem menor, o que mostra a eficiência dos processos pedogenéticos em climas tropicais mesmo em um ambiente de planície onde a drenagem não é livre o ano todo.

O perfil 10 apresentou duas datações na associação de fácies LA,  $660\pm 100$  e  $700\pm 90$  anos, coletadas a 110 e 180cm de profundidade. Tais valores sugerem uma dinâmica bastante intensa de deposição, o intervalo curto entre as duas datações numa distância de 70cm sugere eventos de bastante intensidade de deposição, ou seja, neste período a migração lateral do canal era muito mais efetiva do que atualmente ou tal depósito se formou num processo rápido, como um *crevasse*.

O perfil 12 apresentou uma datação por  $^{14}\text{C}$  entre 5985 a 5970 Cal anos AP e desenvolvimento de um espesso horizonte Bt (115cm) e estrutura forte prismática, tais características podem estar ligadas a menores taxas de sedimentação, o que certamente favoreceu a pedogênese neste perfil, que apresentou o solo mais evoluído entre todos os perfis analisados nas planícies fluviais deste trabalho.

No perfil 13 dois depósitos com marcas onduladas (*ripples*) associados a barras de pontal foram datados em  $15.940\pm 3160$  (55cm de profundidade) e  $35.900\pm 3240$  anos (175cm de profundidade). Stevaux (2000), que encontrou depósitos de cascalhos associados às fácies Sm, Sp, Gm, Gms e Gt com idade entre  $31.140\pm 1760$  e  $42.520\pm 1700$  em terraço do rio Paraná no seu alto curso, os atribuiu à transição entre uma morfologia de canal do tipo entrelaçada para uma anastomosada, composta por um transporte de cascalhos como carga de fundo que foi coberta por depósitos arenosiltosos relacionados à planície fluvial. A interpretação paleoclimática apontou que as fácies cascalhentas foram originadas em depósitos de fluxos rápidos (*flash floods*) típicos de um clima seco, num canal do tipo entrelaçado. Tais condições paleoclimáticas podem ser aplicadas aos depósitos Sm do perfil 13, no entanto, no próximo capítulo tais questões serão abordadas em maior detalhe.

No perfil 14 a fácies Fm foi datada entre 2150 e 2005 Cal AP por  $^{14}\text{C}$ . Ressalta-se que essa idade inclui também o tempo de alteração destes sedimentos, esse tempo não foi necessário para desenvolver um horizonte B, seja em função da granulometria ser essencialmente arenosa ou em decorrência da sedimentação contínua ter de alguma forma inibido os processos pedogenéticos.

Neste capítulo analisou-se, portanto, a dinâmica fluvial em distintos setores da bacia do Rio Pardo e os depósitos associados, verificou-se que os processos pedogenéticos podem ser bastante intensos dependendo das taxas de sedimentação, da mineralogia e da granulometria do material.

Nesse sentido observou-se que os depósitos mais finos realizados tanto em preenchimento de meandros abandonados quanto em planícies fluviais em porções mais distais favoreceram uma ampla pedogênese, inclusive desenvolvendo horizontes B com estrutura forte variando de blocos à prismática em menos de 1.000 anos, informação essencial para que se tenha uma noção da intensidade dos processos em ambiente tropical. Já nos depósitos mais arenosos, associados a ambientes mais dinâmicos de erosão, os processos pedogenéticos são menos intensos, inclusive em função das maiores taxas de sedimentação.

## 6. Referências Bibliográficas

ALLEN, J.R.L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, v.5, p. 89-191, 1965.

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.

BRIDGE, J.S. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. **Sedimentology**, 40, p.801-810, 1993.

BULLINGER-WEBER, G., GOBAT, J.M. Identification of facies models in alluvial soil formation: The case of a Swiss alpine floodplain. **Geomorphology** 74, p.181-195, 2006.

BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G., TURSINA, T. **Handbook for soil thin section description**. Waine Research Publications, Wolverhampton, 1985. 152p.

CALEGARI, M.R., MADELLA, M., VIDAL-TORRADO, P., PESSEDA, L.C.R., MARQUES, F.A. Combining phytoliths and  $\delta^{13}\text{C}$  matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: An example of an Oxisol in Brazil. **Quaternary Internacional** 287, p.47-55, 2013.

CAMARGO, O.A.; MONIZ, A.C.; JORGE, J.A.; VALADARES, J.M.A.S. **Métodos de análise química, mineralógica e física de solos do Instituto Agrônomo de Campinas**. Campinas: Instituto Agrônomo, 1996. 94p. (IAC, Boletim Técnico, 106).

ZANCOPE, M.H.C., PEREZ FILHO, A., CARPI JR, S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.10, p. 31-42, 2009.

CASTRO, S.S. **Micromorfologia de Solos. Bases para descrição de lâminas delgadas**. 2ª Edição. Apostila da disciplina de pós-graduação sobre Micromorfologia de Solos. Unicamp – IG – DGEO, UFG – IESA. Campinas/Goiânia, 2008, 135p.

CELARINO, A. L. S.; DE SOUZA, M. M.; LADEIRA, F. S. B.; TORRES BRANCO, F. S. R. Paleoenvironmental reconstruction of the Lower Mogi Guaçu River Basin (São Paulo State Brazil), morphopedosedimentary records and fluvial processes. **Catena**, v. 111, p. 80-97, 2013.

DANIELS, M. Floodplain aggradation and pedogenesis in a semiarid environment. **Geomorphology** 56, p. 225–242, 2003.

DICK, D.P.; NOVOTNY, E.H., DIECKOW, J, BAYER, Quimica da materia organica do solo, Capitulo XI. In: MELO, V.F., ALLEONI, R.F. Eds. **Quimica e mineralogia do solo, parte II. Aplicações**. 2009. 685p.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2ª Edição. Brasília: Embrapa Produção de Informação; Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2006. 306p.

ESSINGTON, M.E. **Soil and water chemistry – An integrative approach**. CRC press LLC, Boca Raton (Florida), 2003. 534p.

FRANÇA, M.C., COHEN, M.C.L., PESSEDA, L.C.R., ROSSETTI, D.F., LORENTE, F.L., BUSO JUNIOR, A.A., GUIMARÃES, J.T.F., FRIAES, Y., MACARIO, K. Mangrove vegetation changes on Holocene of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena** 110, p.59-69, 2013.

FERNANDES, L.A. Calcretes e registros de paleossolos em depósitos continentais neocretáceos (Bacia Bauru, Formação Marília). **Revista brasileira de Geociências**, 40(1), p.19-35, 2010.

FERREIRA, S.R., CAETANO-CHANG, M. R. Datação das formações Rio Claro e Piraçununga por Termoluminescência. **Revista Escola de Minas** (Impresso), v. 61, p. 129-134, 2008.

FITZPATRICK, E.A. **Micromorphology of soils**. Robert E. Krieger, New York, 1984, 482p.

GRYGAR, T., SVETLIK, I., LISÁ, L., KOPTIKOVÁ, L., BAJER, A., WRAY, D.S., ETTLER, V., MIHALJEVIC, M., NOVÁKOVÁ, T., KOUBOVÁ, M., NOVÁK, J., MACKA, Z., SMETANA, M. Geochemical tools for stratigraphic correlation of floodplain deposits of the Morava River in Strážnické Pomoraví, Czech Republic from the last millennium. **Catena**, 80, p.106-121, 2010.

GUEDES, C.F., SAWAKUCHI, A.O., GIANNINI, P.C.F., DeWITT, R., AGUIAR, V.A.P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. **XII Abequa Congress**, 2011. Acessado em 28/10/2014: [http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE\\_Abequa\\_final.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE_Abequa_final.pdf).

HAMMER, J.M.M., SHELDON, N.D., NICHOLS, G.J., COLLINSON, M.E. Late Oligocene–Early Miocene palaeosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 247, 220–235, 2007.

HEINE, K., HEINE, J.T. A paleohydrologic reinterpretation of the Homeb Silts, Kuiseb River, Central Namib Desert (Namibia) and paleoclimatic implications. **Catena**, 48, p.107-130, 2002.

HEITEL, B., KADEREIT, A., BLUMEL, W.D., HUSER, K., KROMER, B. The Amspoort Silts, northern Namib desert (Namibia): formation, age and paleoclimatic evidence of river-end deposits. **Geomorphology**, 64, p.299-314, 2005.

HEINECK, C.A.; LEITE, C.A.S.; SILVA, M.A. da; VIEIRA, V.S. **Mapa Geológico de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000**. Belo Horizonte, 2003 (Convênio CPRM/COMIG).

KÄMPF, N.; CURI, N. & MARQUES, J.J. Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. In: MELO, V.F. & ALLEONI, L.R.F., eds. **Química e mineralogia do solo**. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2009. v.1. p.573-610.

LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 70, p.137-206, 2005.

LATRUBESSE, E.M., FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, 44, p.241-257, 2002.

LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P. **Fluvial processes in geomorphology**. San Francisco: Freedman, 1964, 319p.

LUCKE, B., KEMNITZ, H., BAUMLER, R., SCHIMIDT, M. Red Mediterranean Soils in Jordan: New insights in their origin, genesis, and role as environmental archives. **Catena**, 112, p.4-24, 2014.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., CHEREM, L.F.S., BARROS, L.F.P.B., SANTOS, G.B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, 132, p.187-194, 2011.

MAKASKE, B. Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. **Earth Science Reviews**, v.53, Issues 3-4, p.149-196, 2001.

MAYNARD, J.B. Chemistry of modern soils as a guide to interpreting Precambrian paleosols. **Journal of Geology**, 100, p.279-289, 1992.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. 4<sup>a</sup>. ed. New York: Springer, 2006, 582p.

MIALL, A.D. A review of braided river depositional environment. **Earth Sciences Review**, 13, p.1-62, 1977.

MIALL, A.D. Lithofacies Types and Vertical Profile Models in Braided River Deposits: a summary. In: A.D. Miall (ed.) **Fluvial Sedimentology**. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem, v. 5, p. 597-604, 1978.

NANSON, G.C. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. **Sedimentology**, 27, p.3-30, 1980.

PERROTA, M.M.; SALVADOR, E.D.; LOPES, R.C. **Mapa Geológico de São Paulo, Escala 1:750.000, SIG**. São Paulo, 2005 (Convênio CPRM/Secretaria de Energia, Recursos Hídricos e Saneamento do Estado de São Paulo)

PESSENDA, L.C.R., CAMARGO, P.B. Datação radiocarbônica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilação líquida de baixa radiação de fundo. **Química Nova**, São Paulo, v.14, n.2, p.98-103, 1991.

RETALLACK, G.J. **Soils of the past**. Blackwell, Oxford, 2001. 600 pp.

RITTENOUR, T.M. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. **Boreas**, v.37, p.613-635, 2008.

ROCHA, P.C. Sistemas rio-planície de inundação: Geomorfologia e conectividade hidrodinâmica. **Caderno Prudentino de Geografia**, n.33, p.50-67, 2011.

ROSSETTI, D.F., COHEN, M.C.L., BERTANI, T.C., HAYAKAWA, E.H., PAZ, J.D.S., CASTRO, D.F., FRIAES, Y. Late quaternary fluvial terrace evolution in the main Southern Amazonian tributary. **Catena**, 116, p.19-37, 2014.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 5ª Edição. Viçosa: SBCS, 2005. 92p.

SCHWERTMANN, U. Relations between iron oxides, soil color, and soil formation. In: BIGHAM, J.M.; CIOLKOSZ, E.J. (Ed.). **Soil Color**. Madison: Soil Science Society of America, p.51-70, 1992.

SHELDON, N.D. & TABOR, N.J. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. **Earth-Science Reviews**, n. 95, p. 1-52, 2009.

SMITH, C.B., COHEN, M.C.L., PESSENDA, L.C.R., FRANÇA, M.C., GUIMARÃES, J.T.F. Holocene proxies of sedimentar organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. **Catena** 90, p.26-38, 2012.

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**, 72, p.73-85, 2000.

STEVAUX, J.C. The Upper Paraná River (Brazil): Geomorphology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary International**, 21, p.143-161, 1994.

STEVAUX, J.C., MARTINS, D.P., MEURER, M. Changes in a large regulated tropical river: The Paraná river downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. **Geomorphology**, 113, p.230-238, 2009.

STINCHCOMB, G.E., MESSNER, T.C., WILLIAMSON, F.C., DRIESE, S.G., NORDT, L.C. Climatic and human controls on Holocene floodplain vegetation changes in eastern Pennsylvania based on the isotopic composition of soil organic matter. **Quaternary Research**, v. 79, n. 3, p.377-390, 2013.

TATUMI, S.H., GOZZI, G., KOWATA, E.A., KASSAB, L.R.P., BRITO, S.L.M., PEIXOTO, M. N.O., MOURA, R.SJ., MELLO, C.L., CARMO, I.O. Optical dating using feldspar from quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian Plateau, Brazil. **Jour. Lumin.**, 102(103-C): p.566-570, 2003.

VALENTE, C.R., LATRUBESSE, E.M., FERREIRA, L.G. Relationships among vegetation, geomorphology and hydrology in the Bananal Island tropical wetlands, Araguaia River basin, Central Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 46, p.150-160, 2013.

VEPRASKAS, M.J., RICHARDSON, J.L., TANDARICH, J.P. Dynamics of redoximorphic feature formation under controlled ponding in a created riverine wetland. **Wetlands**, 26, p.486-496, 2006.

WARD, J.V. Ecological connectivity in alluvial river ecosystems and its disruption by flow regulation. **Regulated rivers: Research & Management**, v.11, p.105-119, 1995.

WARD, J.V., TOCKNER, K., SCHIEMER, F. Biodiversity of floodplain river ecosystems: ecotones and connectivity. **Regulated rivers: Research & Management**, v.15, p.125-139, 1999.

WESSELINK, L.G., VAN BREEMEN, N., MULDER, J., JANSSEN, P.H. A simple model of soil organic matter complexation to predict the solubility of aluminium in acid forest soils. **European Journal of soil Science**, 47, p.373-384, 1996.

WRIGHT, V.P., MARRIOTT, S.B. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. **Sedimentary Geology**, 86, p.203-210, 1993.

ZAMBROSI, F.C.B., ALLEONI, L.R.F., CAIRES, E.F. Teores de alumínio trocável e não trocável após calagem e gessagem em Latossolo sob plantio direto. **Bragantia**, vol. 66, p.487-495, 2007.

ZIELHOFER, C., ESPEJO, J.M.R., GRANADOS, M.A.N., FAUST, D. Durations of soil formation and soil development índices in a Holocene Mediterranean floodplain. **Quaternary International** 209, p. 44-65, 2009.

## CAPÍTULO 4 – FITÓLITOS E ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E NITROGÊNIO COMO INDICADORES DE MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS AO LONGO DO QUATERNÁRIO NA BACIA DO RIO PARDO.

### 1. Introdução

Muitos trabalhos têm sido produzidos com enfoque na evolução de paleoclimas quaternários através de sedimentos em lagoas, solos, mangues e turfeiras (CALEGARI *et al.*, 2013; SMITH *et al.*, 2012; STINCHCOMB *et al.*, 2013; FRANÇA *et al.*, 2013; entre outros).

Tais trabalhos têm se concentrado especificamente na bacia Amazônica (PESSENDA *et al.*, 2001; LATRUBESSE e FRANZINELLI, 2005; LATRUBESSE *et al.*, 2007; BEHLING *et al.*, 2001; ROSSETTI *et al.*, 2014; MACEDO, 2014) e em sistemas costeiros, nestes últimos há uma grande quantidade de trabalhos discutindo variações do nível do mar durante o período Quaternário através de isótopos estáveis e o uso de biondicadores (HEDGES *et al.*, 1986; AMORIM *et al.*, 2009; MIRANDA *et al.*, 2009; COHEN *et al.*, 2014). No entanto, trabalhos que utilizaram fitólitos como biondicadores só foram publicados após os primeiros trabalhos de Sendulsky e Labouriau (1966), Campos e Labouriau (1969), Silva e Labouriau (1970), Sondahl e Labouriau (1970) e Figueiredo e Handro (1971) em espécies de gramíneas do Cerrado brasileiro e que tinham um caráter mais morfológico do que ambiental.

Fitólitos resultam de processos biológicos e físicos pelos quais as plantas depositam sílica insolúvel ( $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) dentro ou fora das células dos tecidos vegetais, após absorver sílica solúvel ( $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ) disponível nos solos (PIPERNO, 2006). Em função de serem partículas inorgânicas, fitólitos podem ser bem preservados por longos períodos de tempo e são considerados os fósseis de plantas mais resistentes conhecidos pela ciência (PIPERNO, 2006). A produção e o desenvolvimento dos tipos de fitólitos (morfotipos) nas plantas dependem de vários fatores climáticos e ambientais, entre eles a origem e a disponibilidade hídrica do solo, a idade da planta e a afinidade taxonômica, pois nem todas as plantas são produtoras (CALEGARI, 2008).

Alguns morfotipos são específicos de algumas famílias e subfamílias de plantas que quando preservados permitem a identificação daquelas que os produziram e, portanto, permitem a interpretação da vegetação predominante em um determinado local e tempo (PIPERNO, 2006, LORENTE *et al.*, 2015).

A identificação dos fitólitos geralmente é uma técnica complementar às análises isotópicas da matéria orgânica do solo (M.O.S). Tal análise permite interpretar possíveis trocas de vegetação ao longo do tempo através da identificação do ciclo fotossintético das plantas  $C_3$  (árvores e arbustos) e  $C_4$  (gramíneas). Porém, como também existem gramíneas de ciclo  $C_3$  (TWISS, 1992; CALLEGARI, 2008; FREDLUND e TIEZEN, 1994), a interpretação da assembleia fitolítica é essencial na distinção daqueles morfotipos de uma dicotiledônea ( $C_3$ ) e de uma Poaceae ( $C_3$  ou  $C_4$ ), por isso as duas técnicas são complementares.

A bacia do rio Pardo, área de estudo deste trabalho, drena uma área de complexa configuração geomorfológica e geológica, as regiões mais altas escoam por cinturões orogênicos enquanto aquelas mais baixas escoam por bacias sedimentares em extensas planícies, podendo, portanto, ser classificada como uma bacia de drenagem mista (LATRUBESSE *et al.*, 2005). No estado de São Paulo o rio Pardo é um dos mais importantes (2ª maior vazão entre todos os rios estaduais) tanto do ponto de vista ecológico quanto econômico, contudo, apesar de sua relevância no contexto regional, foi muito pouco estudado.

Existe uma vasta produção científica que discute mudanças climáticas do período Quaternário, muitas delas apontam para um determinado padrão nas oscilações onde a tendência após a última glaciação no Pleistoceno é de um clima mais quente e úmido no Holoceno. Porém, numa área grande como o território brasileiro, é possível encontrar expressões diferentes dos paleoclimas entre as regiões, por exemplo, a região Sul ainda preservava vastas áreas com vegetação de campos até o Holoceno médio (BEHLING, 2002), indicando que o clima ali ainda era seco, em contraste com outras localidades.

Neste contexto, o uso em conjunto das análises isotópicas ( $^{13}C$ ,  $^{15}N$  e  $C/N$ ), datações por  $^{14}C/LOE$  (Luminescência Oticamente Estimulada) e a análise da assembleia fitolítica em diferentes unidades geomorfológicas da bacia do Rio Pardo é uma ferramenta essencial na interpretação paleoclimática regional. A comparação dos dados levantados para a bacia do Rio Pardo aos existentes em outras áreas de clima tropical dentro e fora do continente americano constitui o foco principal deste trabalho.

## 2. Objetivos

O objetivo principal foi interpretar as condições paleoclimáticas onde a cobertura pedológica evoluiu a partir de depósitos fluviais na bacia do Rio Pardo. Perfis de solo foram analisados em distintos trechos da bacia em diferentes unidades geomorfológicas da planície fluvial, para tanto, amostras foram coletadas com o intuito de identificar as características

isotópicas da matéria orgânica ( $^{13}\text{C}$  e  $^{15}\text{N}$ ) e datações por  $^{14}\text{C}$ , caracterizar a assembleia fitolítica presente e situá-las numa evolução cronológica através das datações dos sedimentos por LOE (Luminescência Opticamente estimulada).

### 3. Metodologia

#### 3.1 Razão $C_{\text{total}}/N_{\text{total}}$ , Nitrogênio total e isótopos de $^{13}\text{C}$ e $^{15}\text{N}$

A ciclagem da matéria orgânica (M.O) em planícies fluviais envolve uma combinação de fluxos de carbono de origem aquática e terrestre e, neste ambiente, as taxas de produção e consumo de matéria orgânica são significativas (HAMILTON E LEWIS Jr, 1992). Nesse contexto, a caracterização da M.O e dos isótopos estáveis torna-se um elemento chave para a interpretação sedimentológica de sistemas deposicionais, já que pode fornecer informações sobre a origem e a evolução destes materiais ao longo dos últimos milhares de anos.

O carbono possui dois isótopos de ocorrência natural, o  $^{12}\text{C}$  que representa aproximadamente 98,89% do carbono total na natureza, e o  $^{13}\text{C}$ , que representa 1,11%. A razão destes isótopos ( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ) na matéria orgânica varia como resultado do fracionamento isotópico durante processos físicos, químicos e biológicos. Esta variação é relativamente pequena na vegetação e na M.O.S, diferindo em 2% entre os valores com maior e menor concentração de  $^{13}\text{C}$ , razão pela qual as medidas são realizadas com alta precisão.

A composição de  $\delta^{13}\text{C}$  da matéria orgânica reflete a dinâmica da assimilação do carbono pela vegetação, sendo que uma razão alta de  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  é característica de plantas de ciclo fotossintético  $\text{C}_4$  que possuem valor médio de -13‰ (variando entre -9 e -17‰), enquanto uma baixa razão é característica de plantas de ciclo fotossintético  $\text{C}_3$ , que possuem valor médio de -27‰ (variando entre -21 e -32‰) (LAMB *et al.*, 2006).

Plantas  $\text{C}_3$  representam mais de 90% das espécies vegetais e são encontradas desde os trópicos até latitudes maiores, desde ambientes aquáticos a terrestres, são árvores e arbustos distribuídos em uma vegetação mais fechada típica das florestas. Já as plantas  $\text{C}_4$  são mais características das gramíneas, representam apenas 5% do total de espécies e são mais comuns nos cerrados e campos (PESSENDA *et al.*, 2005).

Com relação ao  $\delta^{15}\text{N}$ , Meyers (1997) aponta que os sedimentos orgânicos podem ser diferenciados entre aqueles oriundos de algas (fitoplâncton) e plantas terrestres vasculares.

Nas algas, o valor de  $^{15}\text{N}$  em  $\text{NO}_3$  dissolvido, que é a forma mais comum de nitrogênio dissolvido usado pelas plantas, é entre 7-10‰ maior que o  $\text{N}_2$  derivado da atmosfera, que é a forma fixada pelas plantas terrestres (aproximadamente 0‰) (MEYERS, 1997; AMORIM *et al.*, 2009).

A relação  $C_{\text{total}}/N_{\text{total}}$  também determina a origem da M.O, segundo Meyers (1997), fitoplâncton apresentam valores entre 4 e 10, enquanto plantas vasculares terrestres apresentam valores superiores a 20. Sedimentos em suspensão carregados por grandes rios, como o Amazonas, apresentam taxas próximas a 10 (HEDGES *et al.*, 1986). Tal distinção decorre da falta de celulose em algas e da sua abundância em plantas vasculares, o que aumenta o valor absoluto.

Importante ressaltar que processos de degradação da matéria orgânica podem levar a uma diminuição destes valores em solos, além disso, a granulometria dos sedimentos também pode influenciar na razão C/N, onde geralmente os grãos menores podem apresentar valores menores do que frações mais grossas (MEYERS, 1997). Portanto, o uso dos isótopos estáveis e de C/N é bastante útil desde que seja usado como apoio a outros dados e dentro do contexto de uma área.

Foram coletadas 47 amostras em 7 perfis, seguindo como critério os horizontes e as fácies sedimentares identificadas em campo para a caracterização isotópica  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{15}\text{N}$  da M.O.S, quantificação do nitrogênio e carbono orgânico total. As análises foram feitas no Laboratório de Isótopos Estáveis - CENA/USP, em um espectrômetro de massa acoplado a um analisador elementar ANCA-SL, *Europa Scientific*. Os resultados da análise de carbono e nitrogênio serão reportados em gramas por kilo (g/kg) e a análise isotópica será expressa na unidade de  $\delta$ (‰), determinada em relação ao padrão internacional PDB e refere-se à média de duas determinações, com precisão de  $\pm 0,2\text{‰}$  (PESSENDA *et al.*, 2010). Os dados brutos são apresentados no anexo VI.

### 3.2 Datação por $^{14}\text{C}$

Foram enviadas 5 amostras ao Laboratório Beta Analytic (Miami-FL-EUA) para a datação por  $^{14}\text{C}$  por AMS (*Accelerator Mass Spectrometer*). As amostras foram submetidas a tratamento com HCl para remoção de carbonatos e materiais em via de humificação. Posteriormente as amostras foram lavadas e mantidas em solução de HCl novamente para a remoção de ácido fúlvico, carbonatos e resinas. Para a remoção do ácido húmico as amostras

foram tratadas com solução alcalina de NaOH, seguido de tratamento com HCl novamente para evitar contaminação por CO<sub>2</sub> atmosférico (PESSENDA *et al*, 1996).

As idades obtidas foram corrigidas em função do fracionamento isotópico para  $\delta^{13}\text{C}$  de -25‰ (VPDB) e apresentadas em anos antes do presente e calibradas ( $2\sigma$ ) seguindo os procedimentos previstos em Talma e Vogel (1993).

### 3.3 Luminescência ópticamente estimulada (LOE)

Foram coletadas 5 amostras em 3 perfis diferentes para a datação por luminescência ópticamente estimulada (LOE). As coletas foram realizadas em tubos de PVC de 0.4m de comprimento por 0.05m de diâmetro, inseridos horizontalmente nos perfis e condicionados em sacos plásticos escuros para proteção contra luminosidade.

Esta técnica estima a última vez em que um determinado mineral, preferencialmente quartzo ou K-feldspato, recebeu luz solar por 16hs, ou seja, é um marcador do momento em que o mineral foi soterrado por outro material e desde então não recebe mais energia solar. Após serem enterrados os sedimentos passam a absorver radiação ionizante (U, K, Th e Rb) e raios cósmicos, esse “sinal” é acumulado na estrutura cristalina do mineral e só pode ser apagado quando exposto novamente à luz solar (RITTENOUR, 2008).

Quanto maior o tempo longe da exposição à luz solar maior será o acúmulo de radiação e, conseqüentemente, maior a intensidade do sinal de luminescência do mineral. No laboratório a idade é calculada dividindo-se a dose acumulada desde o soterramento pela dose anual de radiação natural (GUEDES *et al.*, 2011). A dose anual natural é a soma da radiação ionizante originada do decaimento dos elementos U, Th e K com a radiação cósmica no local da amostra. A dose acumulada é medida por LOE pela sua semelhança com os processos naturais, já que o material também é exposto à radiação solar para o fotoesvaziamento da amostra (GUEDES, *et al.*, 2011).

As amostras coletadas foram abertas sob luz vermelha no laboratório, tratadas com H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>, HF (20%) e HCl (20%) e posteriormente secas e peneiradas a 100-160 $\mu\text{m}$  para separação dos quartzos/feldspatos livres de materiais orgânicos e/ou metais pesados. As doses acumuladas foram determinadas pelo método de regeneração total (protocolo SAR com 15 alíquotas), onde uma porção da amostra foi submetida à radiação solar por 20 dias e partes deste material foram irradiados com uma fonte de <sup>60</sup>Co em várias doses pré-definidas (Gy) (TL/OSL Automated Systems reader, model 1100, Daybreak Nuclear Instruments INC,

*equipped with a OSL Hoya U-340 filter*) para calcular a curva de calibração. As doses anuais foram calculadas com auxílio de um espectrômetro (*Camberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation*) que mediu as concentrações de  $^{40}\text{K}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$  e  $^{235}\text{U}$  (TATUMI *et al.*, 2003; FERREIRA e CAETANO-CHANG, 2008; MAGALHÃES JUNIOR *et al.*, 2011).

### 3.4 Extração de Fitólitos

Foram selecionadas 10 amostras para a extração e identificação de fitólitos em 7 perfis analisados. Foi dada prioridade para as amostras que marcavam alguma descontinuidade dentro do perfil, verificado tanto pelas análises isotópicas quanto pela geoquímica e a própria arquitetura dos depósitos fluviais.

Para a extração dos fitólitos foram empregados os procedimentos de remoção da M.O e dos recobrimentos de oxi-hidróxidos de ferro e alumínio (CALEGARI, 2008). Foram pesados 10g de cada amostra e colocadas em béquer com 600ml de  $\text{H}_2\text{O}_2$  a 30% em temperatura ambiente e depois em chapa aquecedora a  $75^\circ\text{C}$  para a remoção da M.O. Os óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio foram eliminados com DCB (Ditionito-Citrato de Sódio-Bicarbonato de Sódio), conforme proposto por Mehra e Jackson (1960).

Após estes procedimentos foi realizada a separação dos fitólitos por flutuação usando uma solução de politungstato de sódio ( $\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40})\text{H}_2\text{O}$ ) com densidade de  $2.35 \text{ g.cm}^3$ , segundo os procedimentos descritos em Madella *et al.* (1998). Lâminas delgadas foram montadas com a fração resultante e foram observadas em microscópio usando óleo de imersão para observações em 3D. Os fitólitos foram contados em 3 linhas em cada lâmina, onde ao menos 200 morfotipos foram identificados.

Utilizou-se a nomenclatura apresentada por Madella *et al.* (2005), onde os nomes foram mantidos em inglês para facilitar a comparação com outros trabalhos. Os morfotipos foram agrupados (Tabela 1) de acordo com a significância taxonômica (TWISS *et al.*, 1969; KONDO e IWASA, 1981; TWISS, 1992; FREDLUND e TIESZEN, 1994; ALEXANDRE *et al.*, 1999; BARBONI *et al.*, 1999; RUNGE, 1999; BREMOND *et al.*, 2005; PIPERNO, 2006):

Tabela 1: Representação dos grupos com significado taxonômico (Adaptado de CALEGARI, 2008).

		FAMÍLIA	SUBFAMÍLIA	GÊNERO	MORFOTIPO (Madella <i>et al.</i> , 2005)
Angiosperma	Monocotiledôneas	Poaceae	Panicoideae		<i>Bilobate</i>
					<i>Cross</i>
			Pooideae		<i>Rondel</i>
			Chloridoideae		<i>Square</i>
					<i>Saddle</i>
					<i>Bulliform</i>
					<i>Elongate</i>
		Cyperaceae			<i>Hair</i>
		Arecaceae			<i>Globular Echinata</i>
		Dicotiledôneas (árvores e/ou arbustos)			
					<i>Globular Rugose</i>
Gimnosperma		Araucariaceae		Araucária	<i>Crater shaped</i>

Com o objetivo de caracterizar a cobertura vegetal nas diferentes amostras, alguns índices foram calculados para que possam ser comparados com a bibliografia e auxiliar na interpretação. Foi calculado o índice de adaptação à aridez (Iph), o índice climático (Ic) e o índice de cobertura arbórea (D/P).

O Iph  $\left[ \left( \frac{\text{Chloridoideae}}{\text{Chloridoideae} + \text{Panicoideae}} \right) \times 100 \right]$  mensura a proporção de Chloridoideae entre as Poaceae C<sub>4</sub> (TWISS, 1992). Índices próximos a 100 indicam ambiente árido com vegetação predominante de campos e pradarias dominados com gramíneas baixas Chloridoideae, valores baixos indicariam ambiente quente e úmido com predomínio de gramíneas altas (MACEDO, 2013). Alexandre *et al.* (1997) aplicou o Iph para uma área no oeste africano e definiu o valor de 30% como um marcador de vegetação de savana com gramíneas altas e baixas. Para o mesmo autor, valores menores que 30% distinguem vegetação de savanas altas nas áreas úmidas sudanesas de savanas baixas do Sahel em Senegal, que por sua vez apresentaria valores acima de 30%. Barboni *et al.* (1999) encontraram índices de 49, 18 e 36% para estepes arbustivas, depósitos de planície fluvial e florestas riparianas, respectivamente, na Etiópia.

O Ic  $\left( \left[ \frac{\text{Pooideae}}{\text{Pooideae} + \text{Chloridoideae} + \text{Panicoideae}} \right] \times 100 \right)$  é a proporção de gramíneas C<sub>3</sub> em relação às Poaceae, altos valores indicam climas frios como os que ocorrem em altas latitudes, ao contrário, baixos valores indicam clima quente e úmido a árido, tal índice foi usado por Twiss (1992) nas pradarias dos Estados Unidos. Barboni *et al.* (1999) encontraram

valores de 36%, 46% e 30% para floresta ripariana, estepe e depósitos finos em planície fluvial, respectivamente.

O D/P  $\left[ \frac{\text{Eudicotiledôneas}}{\text{Poaceae(Pooideae+Chloridoideae+Panicoideae+Buliforms+Trichomes)}} \right]$  estima a densidade da cobertura arbórea (ALEXANDRE *et al.*, 1997). Em amostras modernas, o valor 7 foi atribuído para floresta subcaducifólia no Congo e valores menores que 1 caracterizam savanas no Senegal (ALEXANDRE *et al.*, 1997). Barboni *et al.* (1999) encontraram valores iguais a 0.1, 0.2 e 0.7 para estepes arbustivas, planícies fluviais proximais e vegetação ripariana, respectivamente.

#### 4. Resultados

Foram analisados sete perfis ao longo da bacia: P1, P2, P8, P10, P12, P13 e P14 (Figura 1).

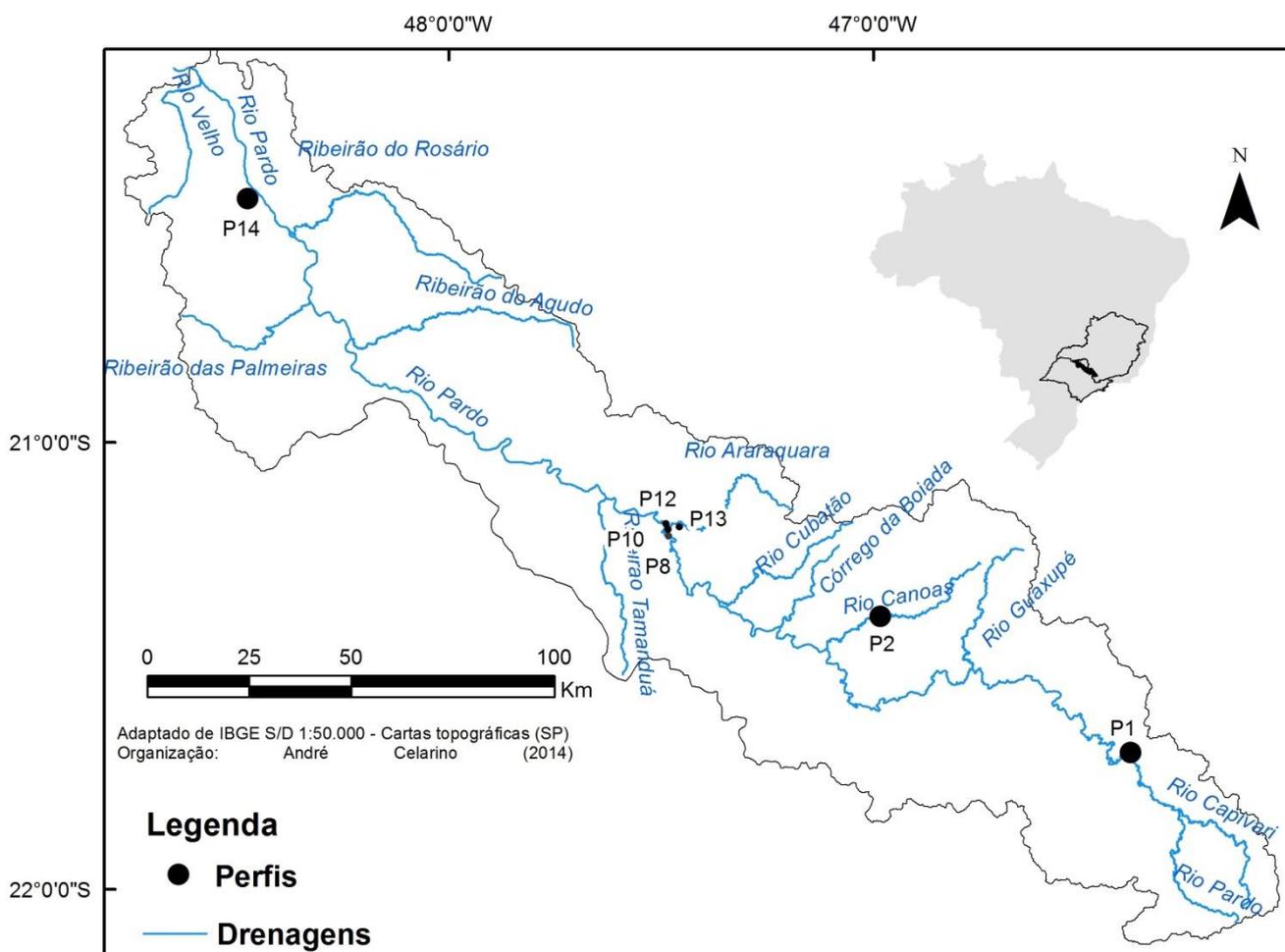


Figura 1: Localização dos pontos amostrados.

#### 4.1 Alto Pardo – Perfil 1 (P1)

A morfologia do canal do rio Pardo neste trecho apresenta-se praticamente retilínea com alguns poucos trechos onde há meandramentos. O padrão típico da área é retangular com trechos bastante significativos em treliça e as drenagens geralmente são consequentes e localmente subsequentes, seguindo a orientação das zonas de fraqueza e estruturas rochosas.

O P1 (Figura 2) foi analisado a 70km a leste de Poços de Caldas-MG, próximo a cidade de Bandeira do Sul-MG numa delgada faixa de planície fluvial do rio Pardo. A cobertura vegetal natural compõe uma área de transição entre espécies de floresta estacional e floresta ombrófila mista, esta última se destaca por conter espécies das duas únicas coníferas brasileiras, a *Araucaria angustifolia* e o *Podocarpus lambertii* (IBGE, 2004).

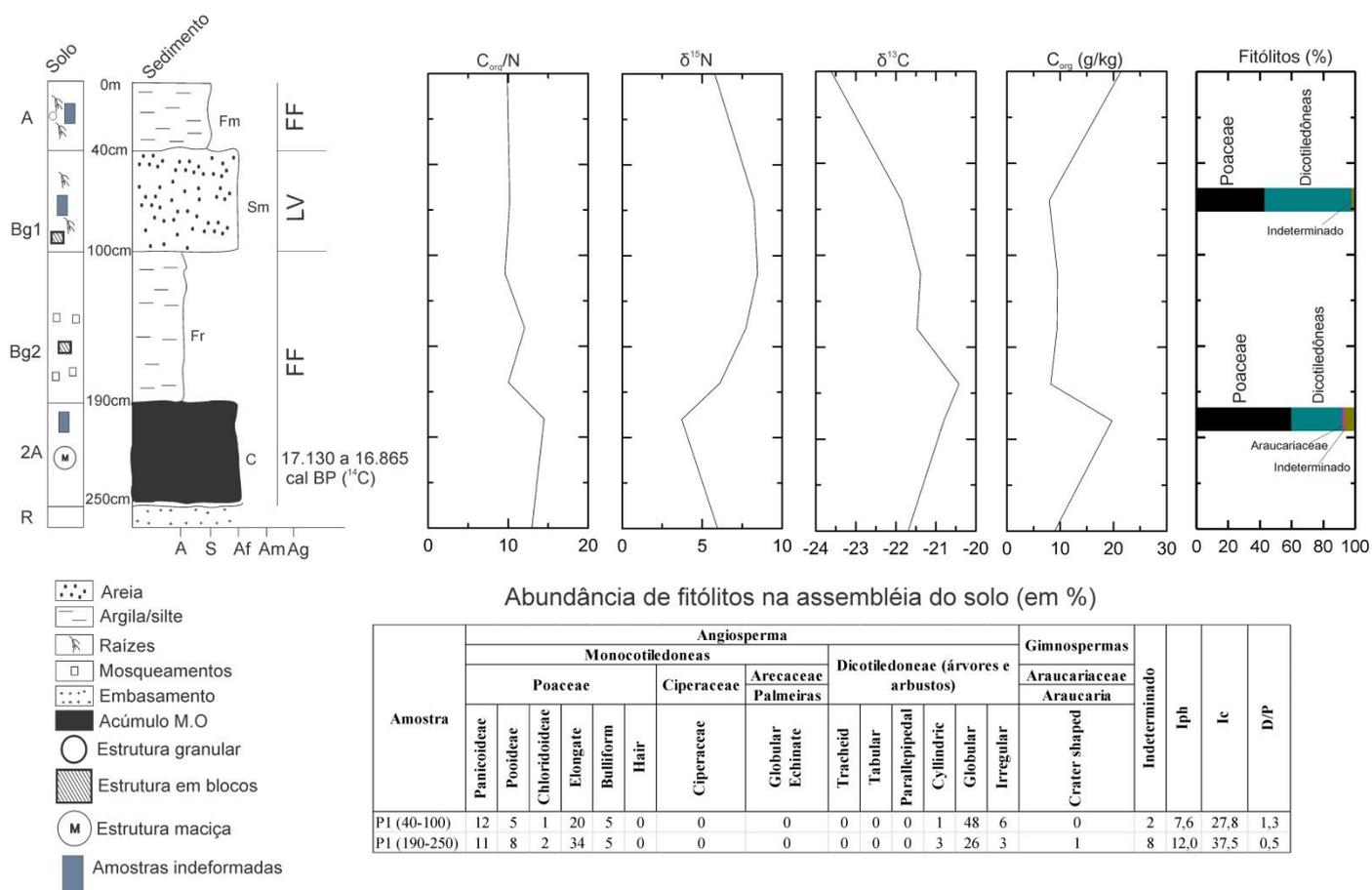


Figura 2: Relação C/N,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $C_{\text{total}}$  e abundância de fitólitos no perfil 1.

Na área do P1 foram coletadas algumas espécies locais como: *Sloanea sp* (Elaeocarpaceae)  $\delta^{13}\text{C}$  -31,38; *Copaifera lemgsdorffii* (legumiinosa)  $\delta^{13}\text{C}$  -30,22 e *Acacia poliphylla* (leguminosae)  $\delta^{13}\text{C}$  -29,24, ou seja, todas espécies dicotiledôneas típicas da área de

transição entre floresta ombrófila e floresta estacional, ainda que exista em conjunto uma mata secundária em função da alteração antrópica.

Os valores de  $C_{total}/N_{total}$  variaram entre 9 e 14, sendo que os maiores valores se encontram nas porções inferiores do perfil. São indicativos primeiro de uma preponderância de algas e fitoplâncton sobre as plantas vasculares, o que está em conformidade com valores encontrados para sedimentos carregados em suspensão encontrados por Hedges *et al.* (1986) para o rio Amazonas; em segundo, os processos de degradação da matéria orgânica podem ter contribuído para a diminuição dos valores através da absorção de amônia acompanhado da remineralização e liberação do carbono (MEYERS, 1997).

Os valores de  $^{15}N$  variaram entre 3,72 e 8,47, ou seja, apesar de apresentar uma tendência de que a origem da M.O seja composta por fitoplâncton, há também uma mistura com plantas terrestres, o que faz com que o índice seja menor principalmente nos horizontes superiores.

Com relação ao  $^{13}C$  observa-se que os índices variam de -21,69 a 20,42 de 250cm a 160cm, mudando para valores mais empobrecidos entre 160 e 0cm onde houve uma variação de -21,47 a -23,62‰ nos valores de  $\delta^{13}C$ . Há uma predominância de plantas  $C_3$  no topo do perfil e valores mais enriquecidos na base, indicando uma mistura da matéria orgânica que é oriunda de plantas  $C_3$  e  $C_4$ .

Na assembleia fitolítica (Figura 3), percebe-se que no horizonte enterrado 2A (fície C) predominam os morfotipos de *Poaceae*, totalizando 61% da assembleia identificada, com destaque para os *elongate* (34%), *panicoideae* (11%) (*Bilobates* e *Cross*), representativos de gramíneas  $C_4$ , e 8% de *Pooideae* (gramíneas  $C_3$ ). Nesse sentido, o valor de  $\delta^{13}C$  encontrado para este horizonte (-21,69‰) é influenciado por gramíneas de ciclo  $C_3$ , pois alguns *Bilobates* e *Saddle* podem ser produzidos pela subfamília *Bambusoideae*, onde todas as espécies são  $C_3$  (TWISS, 1992).

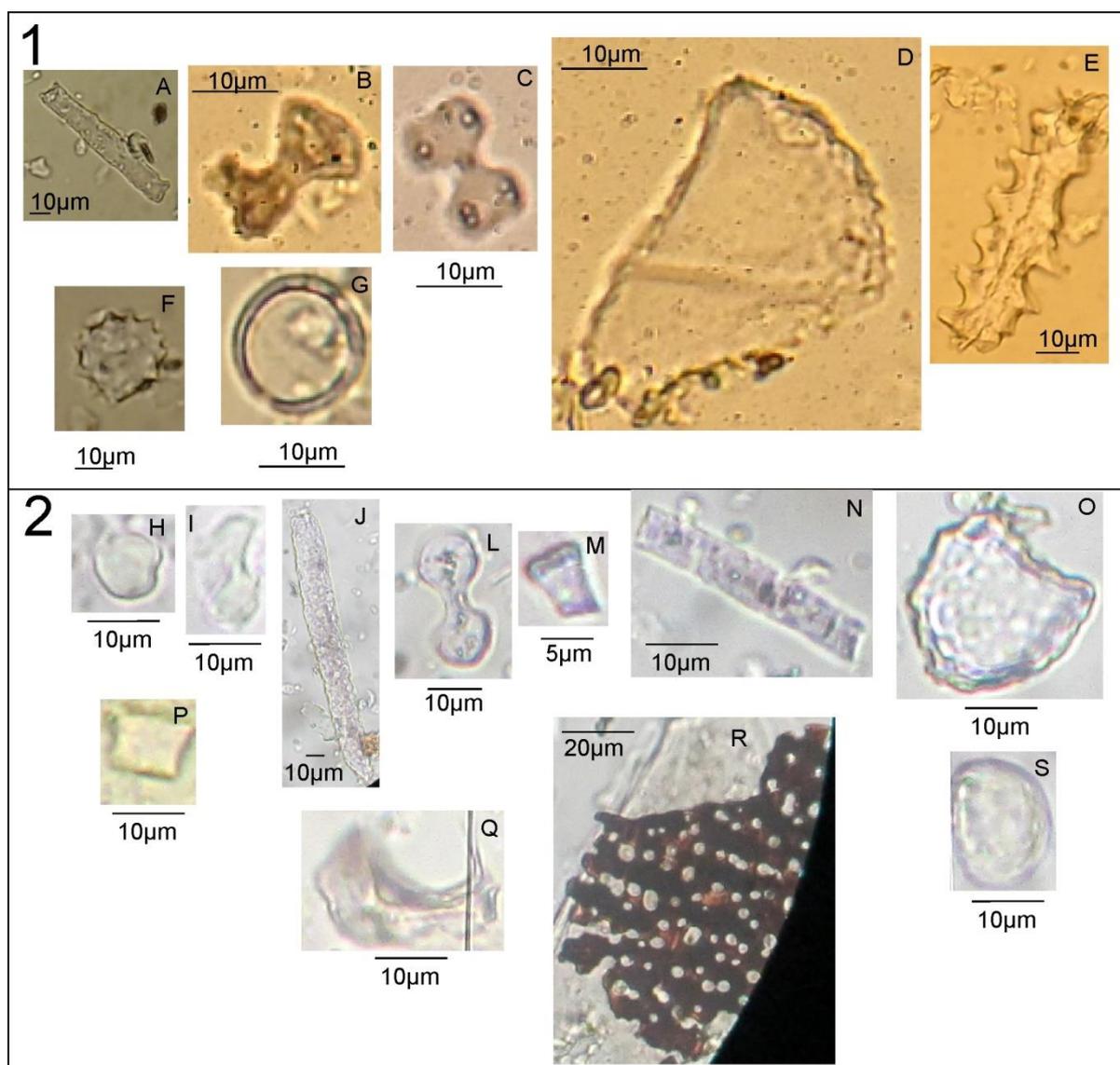


Figura 3: Fotomicrografias dos morfotipos encontrados em P1 (1- 40 –100cm, 2- 190-250cm). Poaceae: Elongate (A, N), Bilobate (B, I, L), Cross (C), Cuneiform Buliform (D, O), Cylindrical polylobate (E), Rondel (M), Square (P). Arecaceae: Globular echinate (F). Eudicotiledôneas: Cyllindric (J), Globular psilate (H), Elipsoidal psilate (S). Araucariaceae: Crater shaped (Q). Pólen não identificado (G).

O Iph (12%) é típico de um ambiente úmido, porém com predomínio de gramíneas altas numa vegetação mais aberta do que a que ocupa a área atualmente. Tal índice corrobora com os valores encontrados por Barboni *et al.* (1999) para depósitos em planície fluvial (18%). O Ic de 37,5% indica um clima mais ameno, corroborando com os índices encontrados por Barboni *et al.* (1999) para floresta ripariana (36%) e depósitos finos em planície fluvial (30%) na África. O D/P baixo de 0.5 também indica uma vegetação mais aberta, semelhante às savanas estudadas por Alexandre *et al.*, 1997.

O horizonte 2A foi datado entre 17.130 e 16.865 cal AP, ou seja, muito próximo ao último máximo glacial de 18.000 AP. Fato este confirmado pela assembleia fitolítica identificada, composta por gramíneas e índices de  $\delta^{13}\text{C}$  ligeiramente mais enriquecidos que nos horizontes superiores, num clima ainda quente, mas bem menos úmido, típico de uma vegetação aberta onde muitos vestígios de carvão foram também encontrados na lâmina (figura 3), demonstrando a ocorrência de paleoincêndios.

O horizonte Big (fície Sm) mostra características distintas. Os morfotipos de dicotiledôneas são predominantes (55%), com grande participação de Panicoideae (12%) e *Elongate* (20%) entre as Poaceae (43%). Portanto uma mudança para uma vegetação mais arbórea com um aumento de umidade e colonização da área por plantas de maior porte, como também confirma os índices de  $\delta^{13}\text{C}$ , que variam de -20,4 para -23,6‰ no topo do perfil.

Os índices Iph, Ic e D/P também mostraram essa transição para um clima mais úmido do que na amostra 2A. O D/P foi de 1,3, já mostrando amplo predomínio de arbustivas/arbóreas sobre as herbáceas, índice próximo àqueles encontrados por Macedo (2013) em solos de Terra Preta de Índio em vegetação típica de floresta no estado de Amazonas. O Ic foi de 27,8, menor que o horizonte enterrado 2A, com características mais próximas ao clima atual. O Iph apresentou valor de 7,6, expressivamente menor que o horizonte 2A do mesmo perfil, o que demonstra aumento da umidade, no entanto, o valor é muito baixo se comparado aos encontrados por Calegari *et al.* (2013) em solos com horizonte A húmico sob floresta em vegetação de transição cerrado/Mata Atlânticabb.

#### 4.2 Médio Pardo – Perfil 2 (P2)

O perfil 2 (P2) está localizado próximo aos municípios de Mococa-SP e Arceburgo-MG, na divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais. Foi escolhida a planície aluvial do rio Canoas em uma estação experimental do Instituto Agrônomo de Campinas (IAC), em área de preservação. O rio Canoas possui um canal sinuoso (Índice de sinuosidade = 1,65) e bastante meandrante, é possível identificar uma série de depósitos de barras de pontal, principalmente quando escava os arenitos da formação Aquidauana já na bacia do Paraná.

A cobertura vegetal regional é caracterizada por uma transição entre espécies de Cerrado e Floresta Estacional Semidecidual (IBGE, 2004). O cerrado está bastante relacionado à cobertura pedológica, sendo mais comum sua distribuição em solos álicos e

distróficos, em geral apresentam estrato arbóreo lenhoso xeromorfo, onde ocorrem árvores de troncos retorcidos de pequeno a médio porte, no entanto, pode apresentar uma variabilidade grande de fitofisionomias em função inclusive da atividade antrópica, bastante significativa na região no que toca ao cultivo de cana de açúcar (IBGE, 2004).

Amostras da vegetação atual coletadas na região do perfil mostraram predomínio das espécies Malvaceae ( $\delta^{13}\text{C}$ -32,44‰), *Acacia poliphylla* também encontrada em várzeas por Moura *et al.* (2004) ( $\delta^{13}\text{C}$  -26,26‰) e gramíneas (*brachiaria sp*, não analisada), portanto uma mistura em dicotiledôneas e monocotiledôneas.

As principais características isotópicas e assembleia fitolítica do P2 são apresentadas na Figura 4.

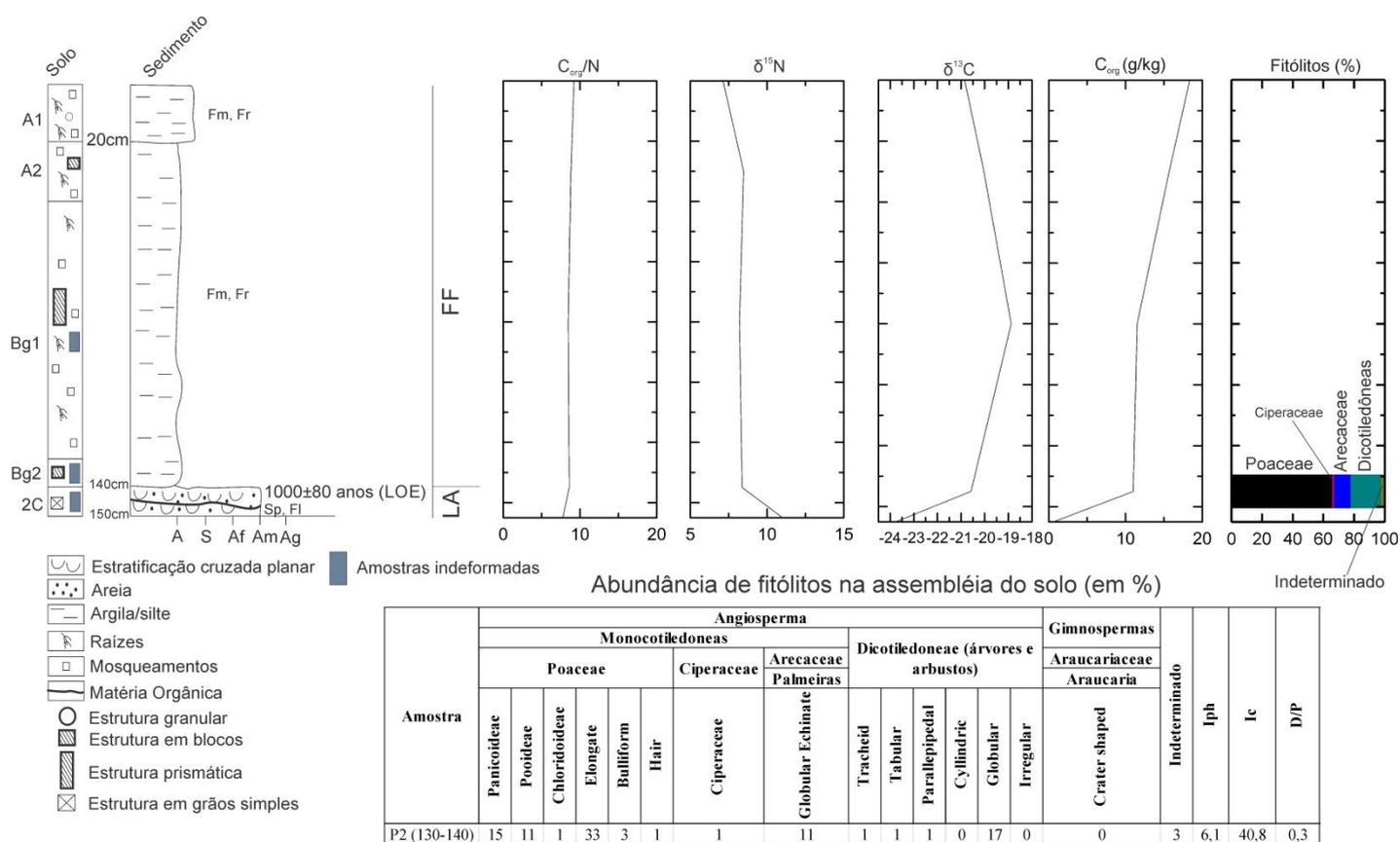


Figura 4: Relação C/N,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $C_{\text{total}}$  e abundância de fitólitos no perfil 2.

Os valores de  $C_{\text{total}}/N_{\text{total}}$  variaram de 7,75 a 9,22, mostrando-se praticamente constantes em profundidade, o mesmo acontecendo com os valores de  $^{15}\text{N}$ , apresentando-se entre 7,13 e 11. Os baixos valores encontrados de  $C_{\text{total}}/N_{\text{total}}$  aliados aos altos de  $\delta^{15}\text{N}$  sugerem uma presença constante de água neste compartimento, favorecendo assim a preponderância de uma matéria orgânica típica de algas e fitoplâncton sobre as plantas vasculares. Tais valores são correlacionáveis àquele encontrado por Hedges *et al.* (1986) para

sedimentos do rio Amazonas (média de 9), 7.67 por Hamilton e Lewis Jr. (1992) nas várzeas do rio Orinoco, 9.33 por Amorim *et al.* (2009) na várzea do Lago Grande do Curuai e 16.4 por Meyers (1994) nos grandes lagos, Canadá.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram entre -18,88‰ e -23,76‰, caracterizando a matéria orgânica oriunda de uma mistura entre plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  típicas da fitofisionomia de cerrado. Os valores mais enriquecidos (-23.76‰) na base do perfil (140 a 150cm) indicam uma maior participação de plantas  $\text{C}_3$  em uma vegetação mista ( $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ ). De 130cm de profundidade ao topo há um enriquecimento isotópico onde os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram entre -18.88 e -20.85‰, nesse período, datado em  $1000\pm 80$  anos AP, houve condições favoráveis ao desenvolvimento de plantas  $\text{C}_3$ , sejam elas gramíneas ou árvores/arbustos adaptados à alta disponibilidade de água.

Os fitólitos (Figura 5) corroboram essa afirmativa, pois 11% da assembleia identificada é de Pooideae (gramínea  $\text{C}_3$ ), observou-se também predomínio das Poaceae (64%) sobre as dicotiledôneas (20%), sendo Panicoideae (15%) e *Elongate* (33%) a subfamília e o morfotipo predominante entre as gramíneas, respectivamente. Entre as dicotiledôneas o morfotipo predominante foi o *globular* (17%). Importante ressaltar a relevância dos morfotipos *globular echinate* (11%), representando a família Arecaceae, típica das Palmeiras.

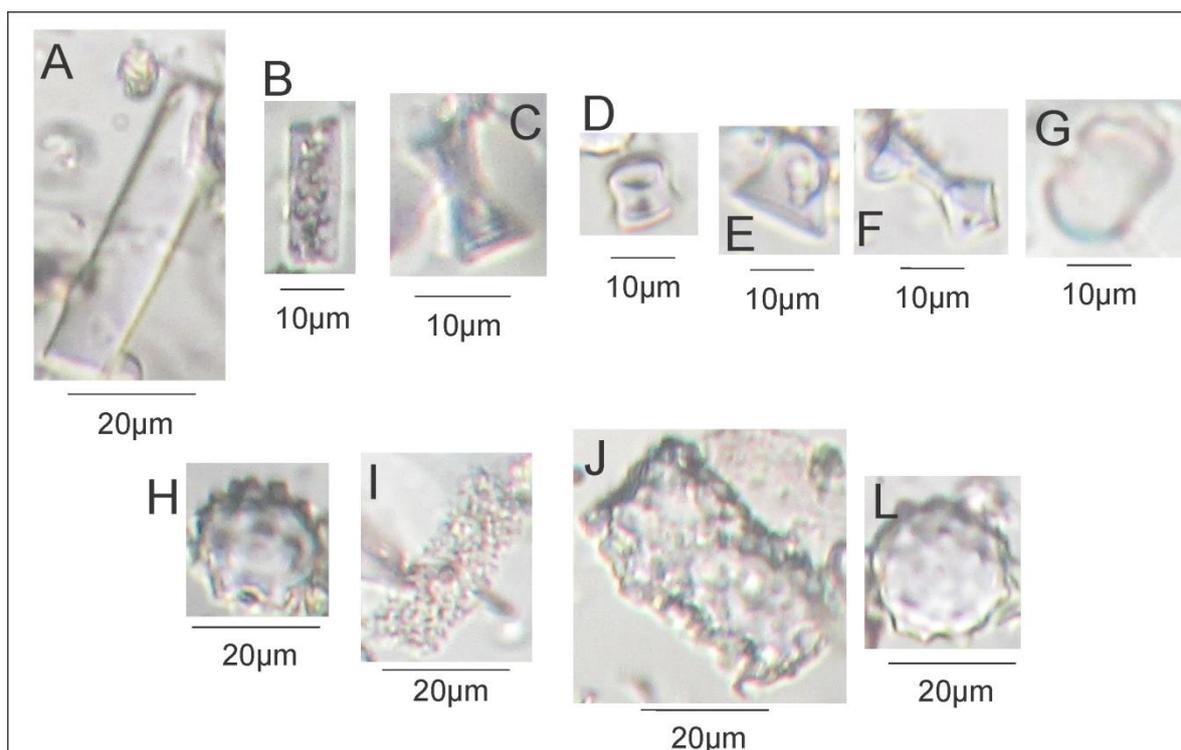


Figura 5: Fotomicrografias de fitólitos encontrados em P2. Poaceae: *Elongate* (A), *Bilobate* (F), *Saddle* (G), *Rondel* (C, D, E), *Square* (B). Arecaceae: *Globular echinated* (H, L). Eudicotiledôneas: *Parallepipedal* (J), *Tabular* corroído (I).

Os índices de adaptação à aridez (6.1), climático (40.8) e de cobertura arbórea (0.3) indicaram um ambiente mais seco e mais frio em relação aos índices encontrados no perfil 1, no entanto, ainda num clima quente e úmido. O Iph aponta para um predomínio de gramíneas altas, ou seja, predomínio de Panicoideae sobre as Chloridoideae (MACEDO, 2013). O Ic apontou para um predomínio de gramíneas C<sub>3</sub> dentre as Poaceae, sugerindo condições climáticas quentes. O D/P apresentou-se bem abaixo daqueles obtidos em P1 na amostra de 40-100cm, ou seja, indica uma vegetação mais aberta, no entanto, a presença de árvores e arbustos ainda é significativa. O índice é bastante inferior quando comparado aos encontrados por Macedo (2013) em solos de Terra Preta de Índio na Amazônia, ligeiramente superior aos encontrados por Calegari *et al.* (2013) em Latossolos húmicos (0.01 a 0.2) situados em clima tropical e em cotas maiores, e similares aos encontrados em savanas (<1) no Senegal por Alexandre *et al.* (1997) e em planícies fluviais (0.2) e vegetação ripariana (0.7) encontrados por Barboni *et al.* (1999).

Sendo assim, de acordo com os índices fitolíticos o ambiente preservava condições de temperatura mais amena que a atual e umidade elevada, sem stress hídrico favorecendo uma vegetação aberta, com participação de elementos arbóres/arbustivos e

palmeiras (Arecaceae). Tal assembleia e índices são mais próximos dos calculados para regiões de transição para cerrado, tanto em solos não hidromórficos (CALEGARI *et al.*, 2013) quanto em solos hidromórficos (ALEXANDRE *et al.*, 1999)

#### 4.3 Médio/Baixo Pardo – Perfis 8, 10, 12 e 13.

Localmente o canal do rio Pardo apresenta-se bastante meandrante e sinuoso em comparação com trechos à jusante e à montante, há regionalmente um sistema de falhas normais que fez com que o bloco fosse rebaixado e o canal comprimido, formando um trecho bastante anômalo onde ocorre uma mudança brusca de morfologia do canal, de retilínea para meandrante (CAPÍTULO 2).

A geologia regional é composta por basaltos da Formação Serra Geral e arenitos das formações Pirambóia e Botucatu, além de sedimentos quaternários inconsolidados que acompanham a planície fluvial do rio Pardo.

Foi feito um mapeamento geomorfológico das principais feições encontradas (capítulo 3) e as unidades geomorfológicas identificadas foram estudadas através de perfis abertos em trincheiras, que serão apresentadas a seguir.

##### 4.3.1 Perfil 8 (P8) – Meandro Abandonado

Neste perfil predominou a associação de fácies CH-FF, ou seja, depósitos argilosiltosos preenchendo antigos meandros que foram abandonados apresentando ora a fácies C, ora a fácies Fm, ambas apresentando acúmulo significativo de matéria orgânica. Algumas feições pedológicas podem ser observadas, entre elas manchas de mosqueamento produzidas por redução dos óxidos de ferro além do desenvolvimento de horizontes de solo.

Os solos que se desenvolvem atualmente a partir destes sedimentos são bastante incipientes e ainda apresentam muitas feições de oxi-redução devido às cheias, embora atualmente não tenham qualquer conexão com o canal principal. A vegetação predominante na área é a de cerrado florestado e floresta estacional semidecidual (IBGE, 2004), mas nos meandros abandonados predomina uma vegetação gramínea em recuperação, conforme a Figura 6 mostra.



Figura 6: Aspecto geral da vegetação próxima ao P8. No primeiro plano a vegetação em regeneração típica do meandro abandonado, em segundo plano, espécies de floresta semidecídua e cerrado arborizado (IBGE, 2004).

A Figura 7 apresenta o P8 em detalhe, onde há predomínio de material argilosiltoso em superfície e argiloso e rico em M.O em subsuperfície, típico da associação de fácies CH-FF.

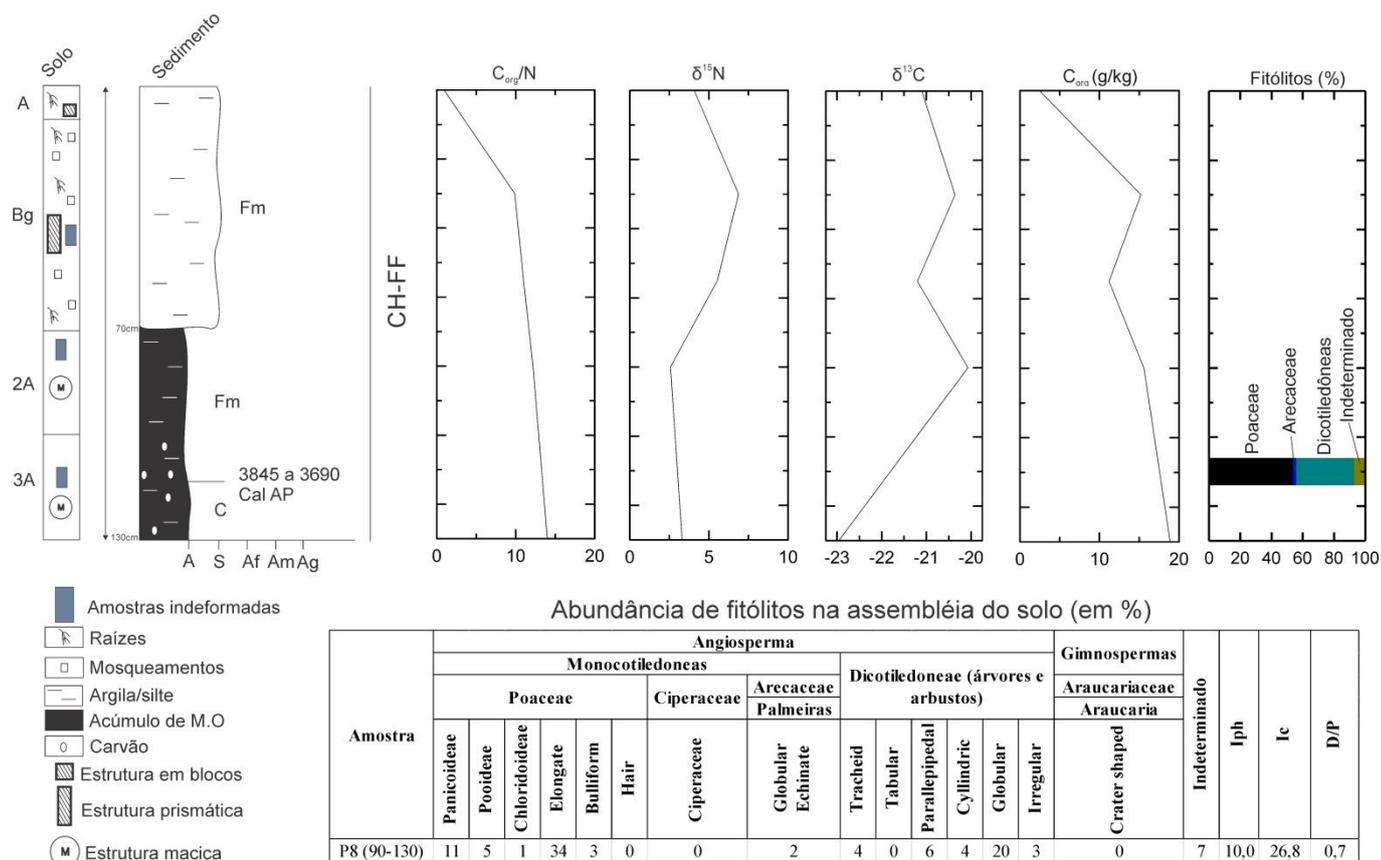


Figura 7: Relação C/N,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $C_{\text{total}}$  e abundância de fitólitos no perfil 8.

A razão C/N variou entre 0,91 e 14 em decorrência de valores relativamente altos de nitrogênio total se comparados com os demais perfis analisados, sobretudo na amostra 0-20cm, onde a relação foi de 0,91. Tais valores sugerem presença constante de água no perfil, especialmente nos horizontes superiores, ao passo que em profundidade ocorre o contrário, ou seja, a origem da matéria orgânica é típica de fitoplâncton na superfície e uma mistura com plantas vasculares em subsuperfície, valores similares também encontrados por COHEN *et al.* (2014) em canais abandonados do rio Madeira, na bacia amazônica.

Já os valores de  $\delta^{15}\text{N}\%$  variam entre 2,57 e 6,87, demonstrando que a origem da matéria orgânica deriva de fitoplâncton, embora o aumento em profundidade indique que no início do preenchimento do meandro houve uma contribuição significativa de plantas vasculares terrestres.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram de -22,96‰ a 90-130cm de profundidade, para valores entre -20,07 a -21,20‰ até o topo do perfil, caracterizando a matéria orgânica como oriunda de uma mistura entre plantas  $C_3$  e  $C_4$  no topo e valores mais empobrecidos na base, com maior participação de plantas  $C_3$ .

Na assembleia fitolítica coletada à 130cm (Figura 8) de profundidade no horizonte 3A (fácies C), predominaram os morfotipos da família das Poaceae (54%) sobre as Palmeiras (Arecaceae) (2%) e as dicotiledôneas (37%). Os morfotipos predominantes foram os *elongate* (34%) e os da subfamília Panicoideae (C<sub>4</sub>) (11%), seguido do *globular* (20%) entre as dicotiledôneas. Espículas de esponja não foram computadas nos cálculos de frequência, mas elas aparecem de maneira significativa na lâmina (Figura 8).

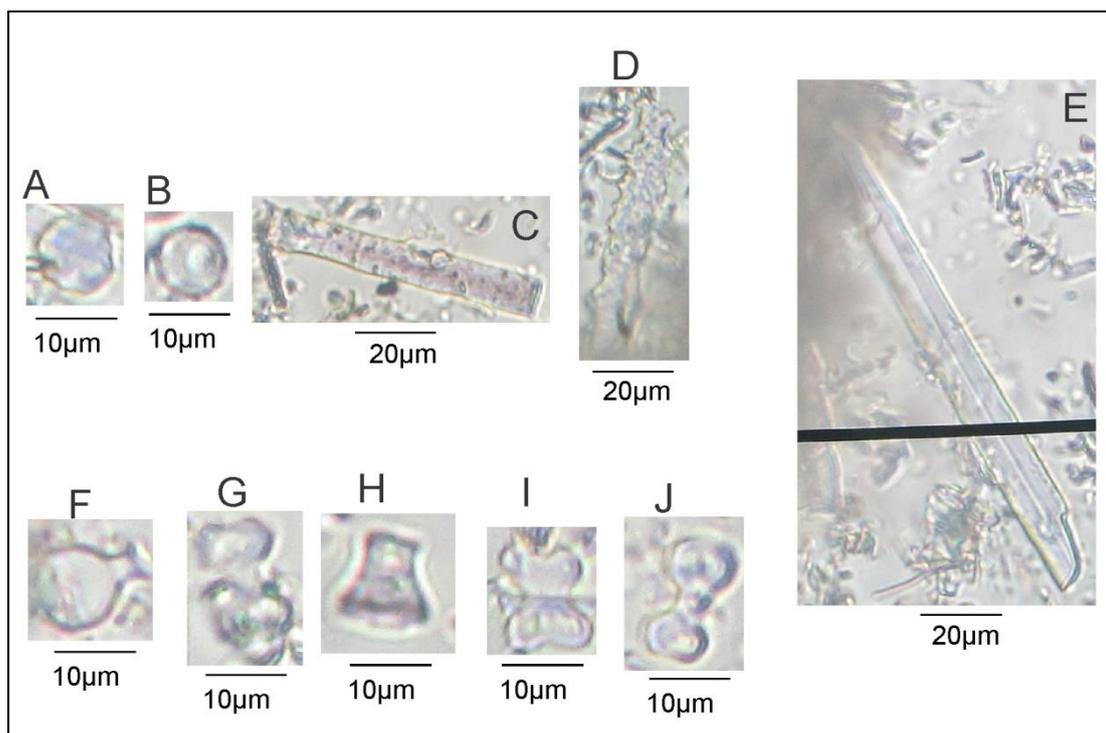


Figura 8: Fotomicrografias de fitólitos com significado taxonômico em P8. Poaceae: *Elongate* (C), *Elongate Echinata* (D), *Bilobate* (J, F, G), *Rondel* (H), *Cross* (I). Eudicotiledôneas: *Globular rugose* (A), *Globular smooth* (B). Espícula de Esponja (E).

A baixa ocorrência do morfotipo *bulliform* é um indicativo de que não houve stress hídrico no solo (BREMONT *et al.*, 2005), ou seja, durante todo o tempo em que este horizonte enterrado esteve em superfície houve suprimento de água e matéria orgânica, típico de um meandro abandonado. No entanto, a alta frequência dos morfotipos de Panicoideae também é indicativa de um ambiente onde havia um período mais seco, ou seja, nestes casos as gramíneas C<sub>4</sub> altas eram predominantes, nos períodos mais úmidos havia a produção dos morfotipos de Pooideae (C<sub>3</sub>). Portanto, o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  obtido reflete a mistura entre os dois tipos de plantas, inclusive com participação importante de gramíneas C<sub>3</sub> (5%)..

A idade obtida (3845 a 3690 Cal AP) neste perfil corresponde a um período mais seco de clima mais ameno que o atual com uma vegetação mais aberta, confirmado pelas

análises de  $\delta^{13}\text{C}$  e fitólitos identificados, tal tendência foi encontrado por Behling (2002) para a região sul do Brasil, indicando que a mudança para um clima mais úmido pode ter ocorrido mais tarde em determinadas regiões. A baixa frequência do morfotipo *globular echinate* (2%), que indica a presença de Palmeiras, também é um indicativo de um clima mais seco, já que atualmente na área, sob vegetação de cerrado, tais espécies são encontradas com grande frequência associadas à solos mais próximos aos canais dos rios.

Destaca-se também a grande participação do morfotipo *elongate* (34%), que não possui significado taxonômico, pois todas as Poaceae podem produzi-lo através da epiderme (BREMOND, *et al.*, 2005). No entanto, embora não se possa atribuir a uma subfamília específica, os *elongate* indicam então a presença ainda maior de gramíneas neste local.

O Iph (10%) é típico de savanas com predomínio de gramíneas altas (Panicoideae) sobre as Chloridoideae, corroborando com Bremond *et al.* (2005) e Barboni *et al.* (1999). O valor de Ic (26.8%) corrobora com aquele encontrado por Barboni *et al.* (1999) para vegetação típica de planícies fluviais onde há predomínio de depósitos finos, e com os índices encontrados por Calegari *et al.* (2013) em Latossolos com horizonte A húmico em Machado, Minas Gerais. O valor baixo de D/P também é compatível com os valores encontrados em savanas africanas por Alexandre *et al.* (1997), e em florestas riparianas analisadas por Barboni *et al.* (1999).

#### 4.3.2 Perfil 10 (P10) – Depósitos em Barras de Pontal

Feições agradacionais foram geradas na área quando o canal do rio Pardo era capaz de migrar lateralmente buscando o equilíbrio entre erosão, transporte e deposição. Naquele momento o canal depositava em barras de pontal ao longo do canal, erodia suas margens côncavas, abandonava meandros e conseguia gerar feições que atualmente não são mais formadas de maneira significativa. Na área de estudo são observados ao menos 20 meandros abandonados, variando entre 30m e 115m de uma margem à outra, o que sugere uma dinâmica significativamente intensa para a elaboração de tais formas.

Os solos que se desenvolveram a partir desta dinâmica sedimentar apresentam-se ainda incipientes, seja pelo material de origem, que é arenoso, seja pelo posicionamento na planície, que apenas recentemente tem oferecido condições de estabilidade suficiente para o desenvolvimento de um horizonte B incipiente. A vegetação atual inclui espécies de floresta

estacional semidecídua e savana arborizada (IBGE, 2004), no entanto, na unidade em questão, a vegetação tende a ser mais gramínea em regeneração (Figura 9).



Figura 9: Aspecto geral da vegetação no ponto 10. No segundo plano observa-se maior ocorrência de espécies arbustivas na floresta semidecídua e cerrado arborizado (IBGE, 2004).

A Figura 10 apresenta P10 em detalhe. Foram identificadas três associações de fácies, CH, LA e FF. A associação CH (depósitos de canal) foi representada pela fácies Gcm num material arenoso que variou de areia média a grossa e que pode ser interpretada como um depósito transportado no fundo do canal ou num regime proximal em alta energia. Acima dele encontra-se a fácies Sm correspondente a depósitos de barras de pontal (associação LA), localmente constituída por um pacote de areia fina que vai de 70 a 320cm de profundidade no perfil, sem estruturas sedimentares identificáveis.

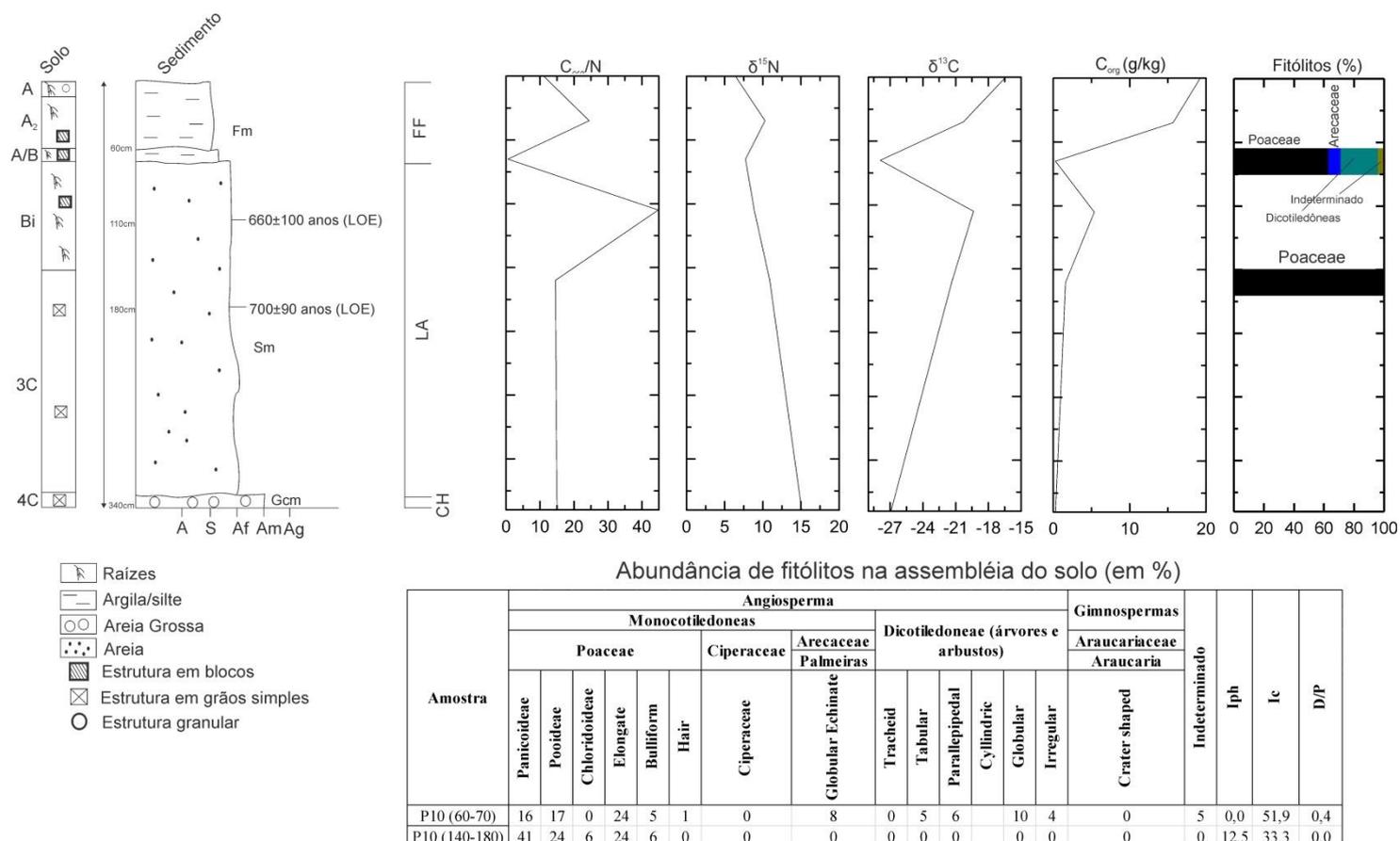


Figura 10: Relação C/N,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $C_{\text{total}}$  e abundância de fitólitos no perfil 10.

Os valores de  $C_{\text{total}}/N_{\text{total}}$  variaram entre 15.0 e 14.5 entre 340-140cm de profundidade, indicando uma mistura da M.O.S de origem terrestre e fitoplâncton na associação de fácies CH e LA, ou seja, nestes depósitos a influência das cheias do rio foi significativa. Há um valor típico de plantas terrestres (44.8) entre 70-100cm, que pode representar um momento de menor frequência de cheias e menor sedimentação, o que inclusive foi responsável pelo desenvolvimento de horizonte pedológico com estrutura bem definida (CAPÍTULO 3). O baixo valor encontrado de 70cm ao topo revela novamente uma mistura de matéria orgânica oriunda de plantas vasculares com fitoplâncton, provavelmente associada a uma maior frequência de cheias neste setor da planície fluvial.

Com relação aos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , observa-se que eles variaram de -26.93 a -21.34‰ de 340 a 140cm de profundidade, o que revela valores mais empobrecidos na base, com predomínio de plantas  $C_3$ , e um empobrecimento até 140cm, revelando uma mistura de plantas  $C_3$  e  $C_4$ . Entre 140-70cm há um enriquecimento isotópico (-19.37‰) associado a uma relação C/N de 44.8, o que denota uma matéria orgânica tipicamente de plantas terrestres e uma mistura entre  $C_3$  e  $C_4$ . Entre 60-70cm o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  apresenta-se mais empobrecido (-27.90‰), com relação C/N de 0.6, indicando uma matéria orgânica composta de fitoplâncton,

até o topo há um enriquecimento isotópico e na amostra superficial o valor de  $\delta^{13}\text{C}$  foi de -16.12‰, já indicando uma vegetação de campo aberto, exatamente aquele que ocupa o local atualmente

Os valores de  $^{15}\text{N}$  variam entre 6,42 e 10,91 para os depósitos FF e LA e 15 para os depósitos de canal CH. Tais números apresentam predomínio de algas, mesmo em locais onde a análise C/N indicou origem da matéria orgânica de plantas vasculares. Tais variações podem ser explicadas por duas hipóteses: a primeira diz respeito à variação sazonal da carga hidráulica do canal, em que momentos onde o rio esteve cheio propiciaram índices que evidenciaram atividade de algas; enquanto outros momentos onde o canal esteve mais baixo houve a colonização da planície com plantas vasculares. A segunda hipótese consiste na influência da granulometria dos depósitos na quantificação de nitrogênio e  $^{15}\text{N}$ , já que segundo Meyers (1997), sedimentos mais grossos contém maior proporção de plantas intactas do que aqueles mais finos, aumentando a razão C/N. Além disso, os sedimentos argilosiltosos têm uma área de contato maior e uma superfície com elevada quantidade de cargas negativas que podem absorver amônia, o que leva a uma diminuição da razão e produzir o efeito contrário.

Os altos valores de  $^{15}\text{N}$  também podem estar associados às mudanças ambientais ocorridas na bacia. Meyers *et al.* (1998) apontaram que a diminuição dos níveis de água do rio Truckee, Nevada, em função do desvio do canal para agricultura levou a uma diminuição de plantas vasculares que eram carregadas pelo rio, fazendo com que as proporções de fitoplâncton e plantas terrestres fossem modificadas. Como a bacia do rio Pardo encontra-se bastante modificada em função da agricultura, esse fator pode explicar os altos valores encontrados neste perfil.

Quanto aos fitólitos identificados (Figura 11) no horizonte A<sub>3</sub> entre 60-70cm (Fácie FF), observou-se que houve predomínio das Poaceae (63%) em relação as dicotiledôneas (25%) e Palmeiras (8%). Os morfotipos predominantes foram os *elongate* (24%) e os das subfamílias Panicoideae C<sub>4</sub> (16%) e Pooideae C<sub>3</sub> (17%), seguido dos globulares (10%) entre as dicotiledôneas. Observa-se, portanto, tendência de uma vegetação mais fechada para uma mais aberta com contribuição de árvores/arbustos (10%) e palmeiras (8%). O sinal isotópico reflete a participação também de gramíneas C<sub>3</sub> e árvores/arbustos C<sub>3</sub>, além disso, os *elongate* também são indicativos de grande ocorrência das Poaceae, embora não seja possível identificar as subfamílias.

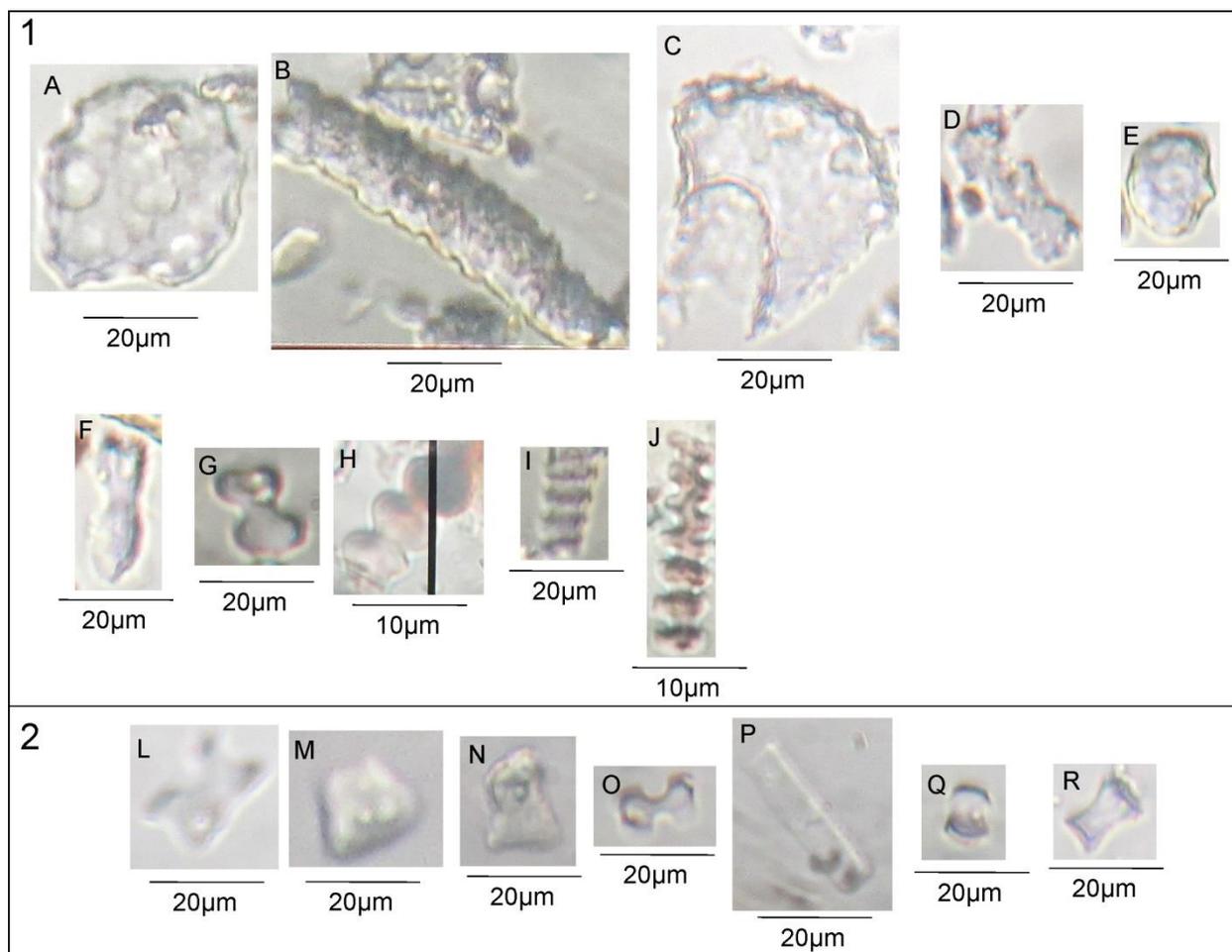


Figura 11: Fotomicrografias de fitólitos encontrados em P10. 1) 60-70cm - Poaceae: *Bulliform* corroído (A, C), *Elongate Echinate* (B), *Bilobate* (F, G), *Cylindrical Polilobate* (D). Eudicotiledôneas: *Cylindric sulcate tracheid* (I, J, H), *Globular rugose* (E). 2) 140-180cm – Poaceae: *Rondel* (M, R), *Retangular* (Pooideae) (N), *Bilobate* (O, M, N, L), *Elongate* (P), *Saddle* (Q, R).

Entre 60-70cm observa-se que os fitólitos de Poaceae das subfamílias Panicoideae (16%) e Pooideae (17%) têm frequências semelhantes, com ligeiro predomínio da segunda, ou seja, gramíneas de ciclo  $C_3$ . A baixa frequência do morfotipo *Bulliform* indica que não houve stress hídrico na área. A subfamília Areaceae (Palmeiras) contribui com 8% dos fitólitos identificados, ou seja, apesar do predomínio das gramíneas outras espécies típicas de uma vegetação de cerrado são também relevantes, ao passo que a vegetação atual é típica da transição cerrado arbóreo para floresta estacional semidecídua.

Como não foram identificados morfotipos da subfamília Chloridoideae, o índice de adaptação à aridez não foi calculado. Já o índice climático ( $I_c$ ) apresentou-se com um valor ligeiramente mais alto (51.9) do que os perfis anteriores, em função das altas taxas de sedimentação local tal índice pode indicar não uma condição mais fria, mas sim uma condição

de pouca estabilidade onde apenas as gramíneas conseguiam se instalar entre os poucos períodos de não deposição na área, mesma interpretação pode ser estendida ao índice D/P.

Com relação à amostra coletada entre 140-180cm, datada entre  $660\pm 100$  e  $700\pm 90$  por LOE, apenas 17 fitólitos foram identificados. Pode-se interpretar que neste período, marcado por intensa dinâmica de deposição em barras de pontal na área, não havia tempo nem estabilidade para que se desenvolvesse um horizonte A que fosse capaz de sustentar uma vegetação, sendo assim, os poucos fitólitos identificados podem ter sido transportados e depositados durante essa época, não sendo representativos da vegetação que teria se desenvolvido nessa unidade.

#### 4.3.3 Perfil 12 (P12) – Depósitos de canal e diques marginais

Depósitos mais grossos são transportados junto à carga de fundo do canal, pois é nesta parte do leito onde as maiores velocidades são capazes de carregar os sedimentos maiores. Em canais meandrantos os perfis geralmente começam com depósitos de canal na base, passam para depósitos em barras de pontal à medida que o canal migra lateralmente até ser preenchido por materiais mais finos compostos por siltes e argilas, conforme os modelos 6 e 7 de Miall (2006), que correspondem respectivamente à canais meandrantos arenosos e canais meandrantos de sedimentos finos carregados em suspensão.

No caso deste trabalho, os perfis terminam geralmente com depósitos de areia fina no topo que correspondem a diques marginais (*Levees*), onde a bioturbação e a pedogênese geralmente destroem laminações e marcas onduladas (MIALL, 2006). Os depósitos finos em planície fluvial e as areias finas depositadas nos diques marginais contêm muitos minerais facilmente alteráveis, como micas e plagioclásios, portanto, a pedogênese é intensa se houver períodos de estabilidade, podendo gerar horizontes já com estrutura prismática ou em blocos, caso do horizonte Bt desenvolvido no perfil 12. Quanto as fácies arenosas (Sm) relacionadas ao canal, observa-se que é praticamente formada por quase 100% de grãos de quartzo, onde predomina a fração areia grossa, portanto, pouca ou nenhuma alteração é possível num depósito de tal mineralogia.

A vegetação é composta por espécies de floresta estacional semidecídua, ou seja, são adaptadas a dois períodos bem marcados, um chuvoso e outro seco com temperaturas anuais médias de 21°C (IBGE, 2004). Tal formação apresenta um dossel irregular, entre 15 e 20m de altura, com presença de árvores de 25-30m de altura, nesses extratos predominam

famílias das Anacardiaceae, Bombacaceae, Caesalpinaceae, Mimosaceae, Apocynaceae, Fabaceae, Lecythidaceae, Lauraceae e outras. Abaixo do estrato superior, as condições de sub-dossel e sub-bosque são caracterizadas pela presença das famílias Meliaceae, Rutaceae, Rubiaceae, Euphorbiaceae, Sapindaceae e Myrtaceae (RODRIGUES, 1999).

A Figura 12 apresenta o P12 em detalhe. A base do perfil é formada por um espesso pacote de areia grossa e muito grossa de 2m de profundidade. Após os depósitos de canais ocorrem fácies Fm relacionadas à deposição de sedimentos argilosiltosos (FF) maciços, com algumas zonas mosqueadas que indicam a saturação por água nesta profundidade. Os primeiros 50cm são formados pela associação de fácies LV (depósitos de dique marginal), de granulometria franco-argilosa e significativa importância de fração areia fina.

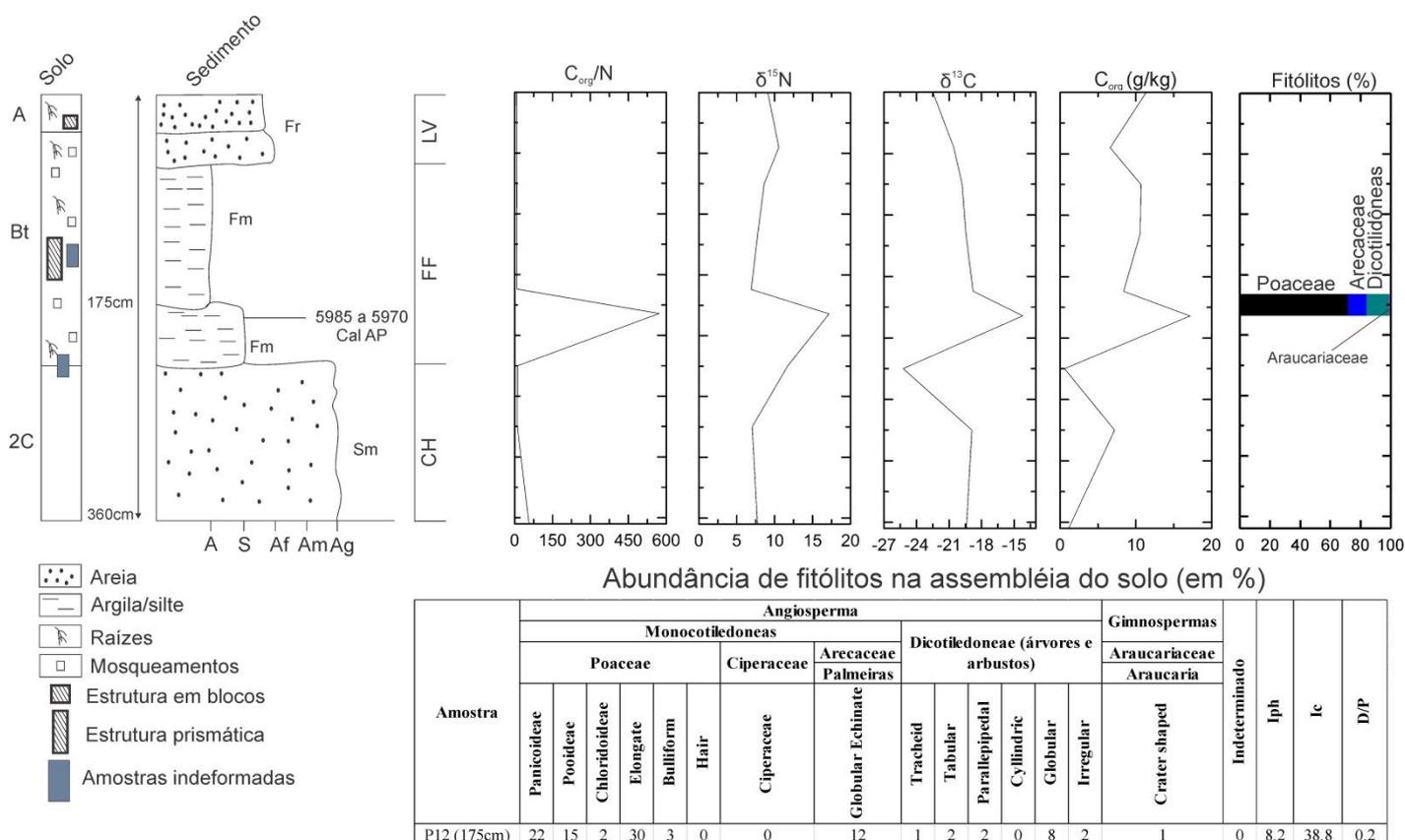


Figura 12: Relação C/N,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $C_{\text{total}}$  e abundância de fitólitos no perfil 12.

Os valores da razão C/N variam entre 8,57 a 57, sendo que um deles apresentou-se extremamente alto (572) devido à baixa concentração de nitrogênio. Essa mesma amostra de granulometria franco argilosiltosa coletada a 180cm de profundidade apresentou altos valores de  $C_{\text{total}}$  (17g/kg) e valores enriquecidos de  $\delta^{13}\text{C}$  (-14,21‰). Tal amostra pode representar um período de transição entre as fácies de canal (CH) e os depósitos de planície fluvial (FF), onde um período mais seco se sucedeu com colonização de plantas  $C_4$  e acúmulo

de matéria orgânica, que foram enterrados no período posterior mais úmido por uma sequência de depósitos mais finos.

De 190cm de profundidade ao topo do perfil os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variaram entre -18,89 e -22,50‰, indicando empobrecimento da razão isotópica de baixo para cima e uma mistura de plantas de ciclo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , com aumento da participação de  $\text{C}_3$  em direção ao topo.

Os valores de  $^{15}\text{N}$  variaram entre 7,5 e 15, considerados típicos da matéria orgânica gerada por fitoplâncton. Entre todos os perfis apresentados, este é aquele que se encontra numa posição mais proximal em relação ao canal, portanto, a influência das cheias do canal neste ponto se traduz pelos maiores valores de  $^{15}\text{N}$  encontrados em toda a área da bacia. No entanto, os valores elevados podem também estar ligados à influência antrópica na área, cujo uso do solo é majoritariamente destinado à cultura da cana de açúcar.

A razão C/N, a exemplo dos demais perfis, apresentou valores compatíveis com aqueles analisados por outros trabalhos: Hedges *et al* (1986) encontraram valores entre 11,25 e 10,96 trabalhando com carbono orgânico particulado associado a sedimentos finos na planície do rio Amazonas, já para os tributários, que incluem os rios Madeira, Negro, Purus, Japurá, Juruá, Jutuí, Iça e Jundiatuba, a média encontrada foi de 9. Com relação ao  $^{13}\text{C}$ , a média encontrada no mesmo trabalho foi de -26,2 e 27,8‰ para o rio Amazonas e 28,3 para os tributários. Neste perfil os valores ficaram entre -25,23 e 14,21‰, com uma média de -19,8, o que reflete inclusive a vegetação típica de cerrado da região, onde há uma mistura entre plantas de ciclo  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ .

Neste perfil optou-se por analisar os fitólitos contidos a 175cm de profundidade (Figura 13), exatamente na fácies fm nos depósitos finos de planície fluvial (FF), onde atualmente se desenvolve um horizonte Bt. Observou-se predomínio das Poaceae (72%) sendo os morfotipos *Elongate* (30%), e as subfamílias Panicoideae (22%) e Pooideae (15%) as mais expressivas. Palmeiras (Arecaceae), dicotiledôneas e Araucárias (Araucariaceae) apareceram com 12, 15 e 1%, respectivamente.

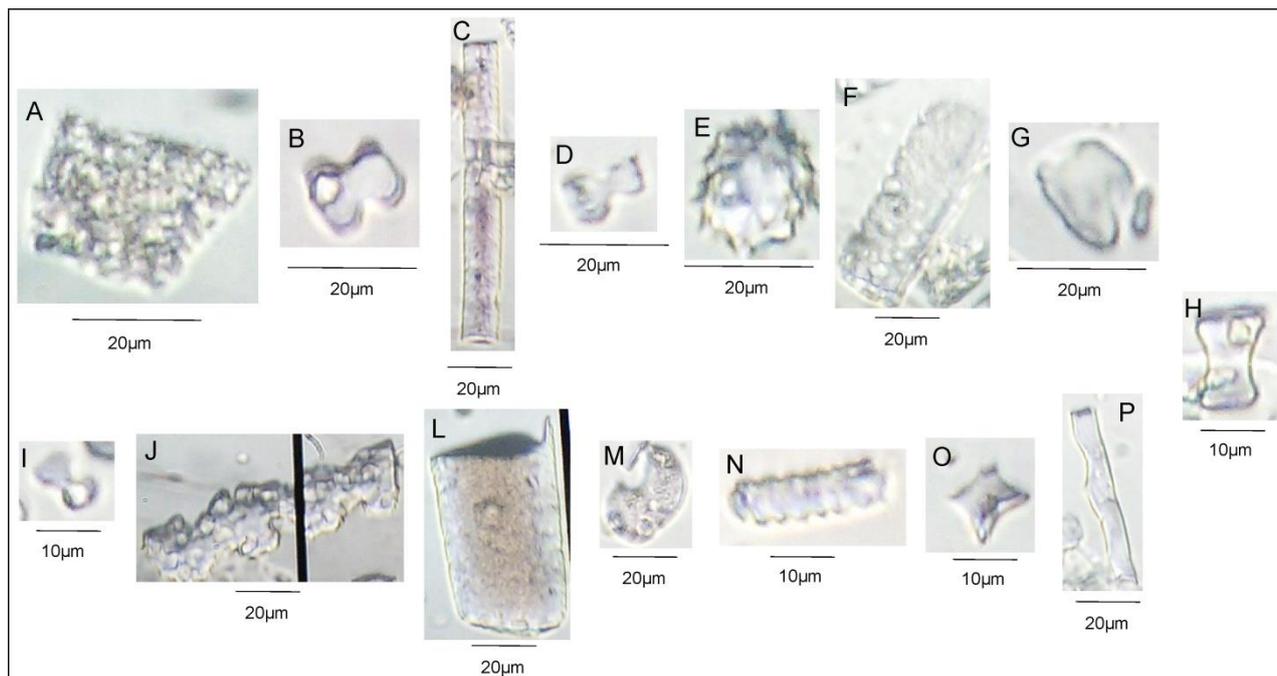


Figura 13: Fotomicrografias de fitólitos com significado taxonômico em P12 (175cm). Poaceae: Saddle (B), Elongate (C, P), Bilobate (D, I), Rondel (O, G, Q). Arecaceae: Globular Echinata (E). Araucariaceae: Crater Shaped (M). Eudicotiledôneas: Cylindric sulcate tracheid (N), Tabular (A), Parallelepipedal (L, F).

Importante destacar que foi neste perfil onde foi identificada a maior porcentagem de palmeiras (12%) entre todas as amostras analisadas, tal informação indica a presença de uma vegetação mista com elementos arbóreos e arbustivos, mas também grande participação das Poaceae. A predominância dos morfotipos de Panicoideae em detrimento das Pooideae é indicativa de um ambiente onde havia alternância de estações secas e úmidas, numa vegetação de cerrado mais aberta, com participação expressiva de gramíneas de ciclo  $C_4$ .

A datação por  $^{14}C$  apresentou idade de 5985 a 5970 Cal anos AP, que é relatada por Behling e Lichte (1997) como um período mais frio onde grãos de pólen de araucárias puderam ser identificadas (1%) na região de Serra Negra-SP, acompanhando as matas das planícies fluviais. Na assembleia identificada também foram identificados alguns poucos morfotipos *crater shaped*, típico das araucárias, que não possuem significância estatística para maiores inferências, no entanto, a grande porcentagem de gramíneas e o valor de  $\delta^{13}C$  (-14.21‰) estão provavelmente ligados a uma clima mais ameno que o atual numa vegetação mais aberta, inclusive com participação de espécies arbóreas/arbustivas e palmeiras, mesma interpretação chegaram os trabalhos de Behling e Lichte (1997), Behling (2002), Pessenda *et al.* (2004), Pessenda *et al.* (2005), Calegari *et al.* 2013.

Os índices climáticos também apontaram para um clima mais frio e seco que o atual, principalmente em relação ao baixo índice de cobertura arbórea (0,2). O Iph (8.2) indica condições onde há predomínio de Poaceae mesófilas (Panicoideae) em um clima mais úmido do que na vegetação de campo, onde os valores são mais altos (CALEGARI, 2008). O Ic (38.8) também corrobora com os valores encontrados para floresta ripariana por Barboni *et al.* (1999) na África.

#### 4.3.4 Perfil 13 (P13) – Foz do rio Araraquara

Esta unidade é composta por materiais finos que compõe a foz do rio Araraquara, onde é possível reconhecer uma série de paleodrenagens que foram geradas por avulsão ao longo dos últimos milhares de anos.

Processos avulsivos produziram uma extensa planície fluvial que apresenta depósitos intercalados com sedimentos finos associados a um alto acúmulo de matéria orgânica, tais processos são representativos de momentos onde as paleodrenagens eram preenchidas e ficavam alagadas por algum tempo, promovendo um ambiente redutor capaz de preservar a matéria orgânica.

A vegetação local foi bastante alterada pela cultura da cana de açúcar, no entanto, a fitofisionomia original da área é a savana gramíneo-lenhosa, que inclui várias formações campestres onde alternam-se também pequenas árvores isoladas, principalmente ao longo dos canais fluviais (IBGE, 2004). No estrato gramíneo lenhoso predominam Myrtaceae e Leguminosae, além de espécies gramíneas, tais espécies dessecam a parte aérea em épocas de seca, que podem chegar a 7 meses. A distribuição espacial está intimamente ligada à cobertura pedológica, que geralmente apresenta solos profundos, álicos, distróficos e arenosos (IBGE, 2004).

Os processos pedogenéticos atuantes foram bastante distintos daqueles observados nos outros perfis, já que feições de oxi-redução não puderam ser identificadas porém as estruturas sedimentares foram preservadas. Tal fato é confirmado pelo não reconhecimento de horizontes B no perfil e pela preservação de horizontes ricos em matéria orgânica A e 3A. As fácies interpretadas para estes depósitos (Sm, Sr, C e Fm) estão associadas a depósitos em planície fluvial (FF) e depósitos em barras de pontal (LA), que se apresentam na forma de lentes de deposição de areia fina e muito fina (Figura 14).

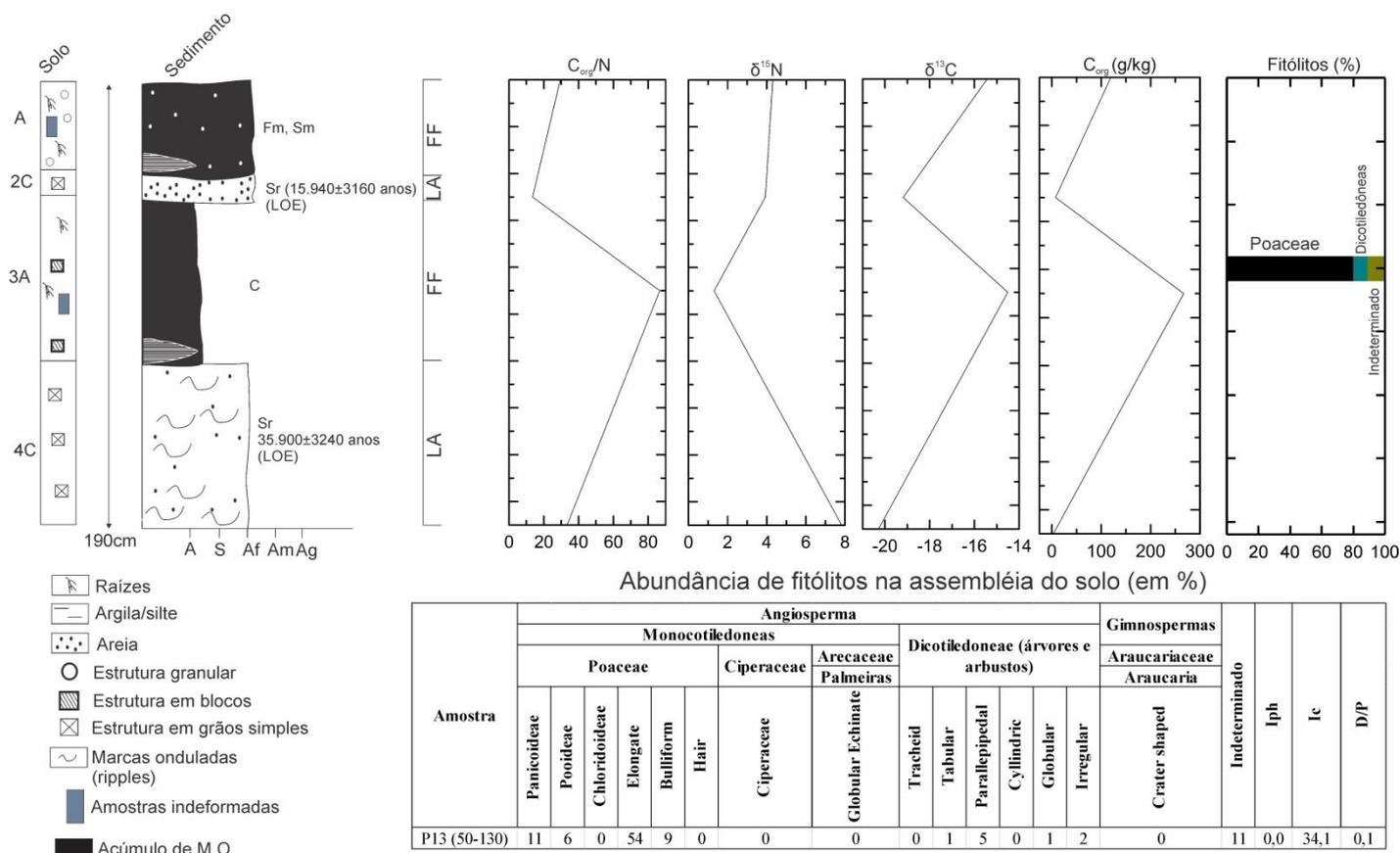


Figura 14: Relação C/N,  $^{15}\text{N}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $C_{\text{total}}$  e abundância de fitólitos no perfil 13.

Os valores de C/N variaram entre 13,5 e 86,62, demonstrando que a M.O neste perfil tem origem predominante de plantas vasculares terrestres. Os maiores valores apresentados, 29,45 e 86,62, respectivamente, ocorrem nos horizontes ricos em matéria orgânica A e 3A, enquanto o menor valor (13,5) ocorre no depósito 2C, indicando uma maior presença de fitoplâncton. Com relação aos valores de  $^{15}\text{N}$  (1,31 a 7,83‰), o menor valor encontrado ocorreu no horizonte 3A, corroborando com a análise de C/N e confirmando que a matéria orgânica deste horizonte A enterrado é oriunda de plantas terrestres, em contraste com os demais horizontes, onde há influência marcante de algas através de maiores valores.

Com relação aos valores de  $\delta^{13}\text{C}$ , estes apontaram para uma predominância de plantas  $C_4$  nos horizontes A e 3A (-15,43 e -14,51‰). Excluindo-se da análise o horizonte A por estar em superfície e sujeito a alterações antrópicas, o valor enriquecido de  $\delta^{13}\text{C}$  está relacionado a um clima mais seco que o atual e uma vegetação mais aberta. O horizonte 3A pode marcar um período entre 35.900 e 15.940 anos atrás, onde a aridez somada a eventos de aumento repentino de vazão do canal propiciaram a formação de um perfil onde fossem intercalados momentos de deposição em barras laterais e momentos mais úmidos de acúmulo de M.O e ocorrência de paleoincêndios. Em outros perfis onde ocorre acúmulo de M.O como

em P8, o processo se dá pelo preenchimento de meandro abandonado e o sinal isotópico aponta para mistura entre plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>, ou seja, referem-se a uma vegetação típica de cerrado, que é observada nos dias atuais, portanto, muito provavelmente depósitos relativos a este período foram mobilizados pela dinâmica fluvial e erodidos em função da migração dos canais.

Com relação aos fitólitos identificados (Figura 15) entre 90-130cm (Fácies C, horizonte 3A), observou-se o predomínio das Poaceae (80%) em detrimento das dicotiledôneas (árvores e arbustos), que somaram apenas 9%, além de forte participação das gramíneas C<sub>4</sub> panicoideae (11%). Importante destacar que 11% dos fitólitos identificados não puderam ser classificados em nenhum morfotipo, tal informação reflete a dinâmica de maior energia de deposição e a própria alteração e dissolução dos fitólitos *in situ*, como, por exemplo, pH baixo ou idade da amostra e exposição ao intemperismo (PAROLIN *et al.*, 2014), já que as datações revelaram que este material é bastante antigo (entre 35.900 e 15.940 anos A.P).

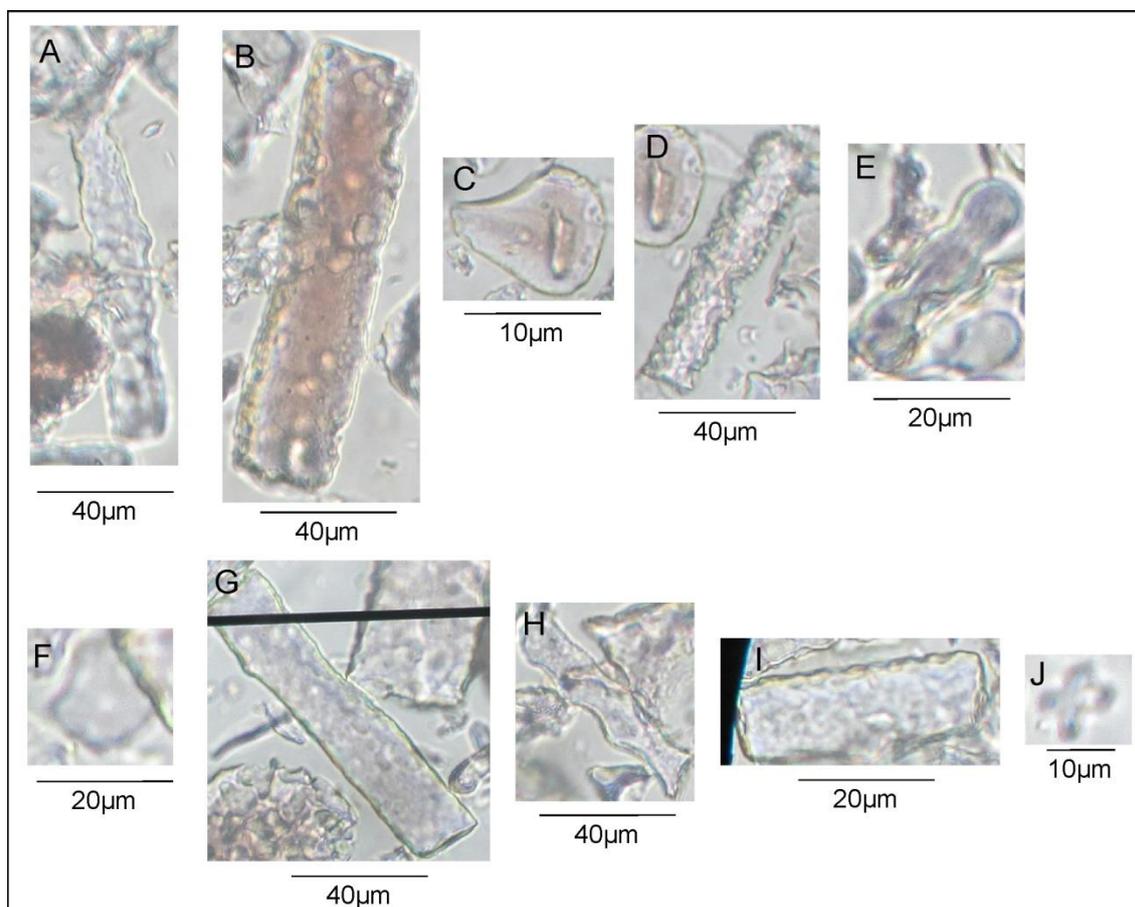


Figura 15: Fotomicrografias de fitólitos com significado taxonômico em P13. Poaceae: *Bulliform* (C, F), *Elongate* (A, B, G, D), *Elongate Echinated* (H), Panicoideae (J, H, E).

Dentre os morfotipos de gramíneas identificados destacam-se os *elongate* (54%), Panicoideae (11%), Bulliform (9%) e Pooideae (6%). As células longas são menos silicificadas e oferecem maior área para o ataque químico e físico, ou seja, tendem a desaparecer mais facilmente do solo (MACEDO, 2013), portanto, a alta frequência do morfotipo *elongate* indica indiretamente condições de maior estabilidade no solo. Além disso, a maior presença de *Bulliform* pode sugerir uma condição de *stress* hídrico (BREMONT *et al.*, 2005), o que corrobora com as datações realizadas nesse perfil, que o situaram no Pleistoceno tardio, época que compreende o último máximo glacial (BEHLING, 2002; LEDRU *et al.*, 2005).

Como não foram identificados morfotipos da subfamília Chloridoideae, o índice Iph não foi calculado. O índice climático (Ic) encontrado foi de 34.1, o que corrobora com o valor encontrado por Barboni *et al.* (1999) para vegetação típica de planícies fluviais e de florestas riparianas. O índice de cobertura arbórea (0.1) mostrou-se o menor dentre todas as amostras analisadas, o que sugere um ambiente com amplo domínio das gramíneas sobre árvores e arbustos, conforme também encontrado por Barboni *et al.* (1999) para áreas de estepe arbustiva (0.1) e vegetação de planície de inundação (0.2) na África.

Os índices sugerem um ambiente dominado por gramíneas C<sub>4</sub>, a presença de *bulliform* também indica certa condição de *stress* hídrico, no entanto, a umidade vinda do canal fluvial pode ter influenciado a vegetação local e mantido parte das gramíneas C<sub>3</sub> (Pooideae), embora o <sup>13</sup>C indique pleno domínio de gramíneas (-14.51‰) entre 130-50cm.

Calegari (2008) trabalhando em Latossolo húmico em MG no Holoceno médio encontrou situação semelhante (83% de Poaceae), no entanto, a porcentagem de *bulliform* foi bem maior, indicando maior *stress* hídrico do que a amostra aqui interpretada. Além disso, o perfil analisado na foz do rio Araraquara está numa área onde os processos avulsivos são constantes, portanto, pouco propensos ao desenvolvimento de uma vegetação mais arbustiva, ao contrário, Calegari (2008) encontrou expressiva quantidade de morfotipos de Aracaceae (Palmeiras), ou seja, embora o clima fosse mais frio, as condições de umidade e os processos geomorfológicos atuantes são responsáveis pelo desenvolvimento diferente da vegetação em ambos os casos.

#### 4.3.5 Baixo Pardo – Perfil 14 (P14)

Neste trecho da bacia a planície fluvial passa a ser bastante irregular, há trechos onde ela pode atingir até 1km de extensão, enquanto na outra margem ela fica restrita a alguns poucos metros, há poucos meandros e o canal apresenta baixa sinuosidade, tendendo ao padrão retilíneo. Além disso, a planície fluvial tem um desenvolvimento incipiente quando considerada a largura média do canal ( $\pm 200-290\text{m}$ ) e quando comparadas às do trecho do médio/baixo Pardo, já que aquelas chegavam a se apresentar três vezes maiores e a largura do canal media aproximadamente 80m.

Regionalmente predominam formas denudacionais como morros de topos planos variando entre as cotas de 500 e 550m, adjacentes a estas formas ocorrem as coberturas sedimentares cretáceas, composta principalmente pela formação Vale do Rio do Peixe, topograficamente mais alta.

A vegetação local é bastante alterada em função da cultura de cana de açúcar, no entanto, segundo o IBGE (2004), as fitofisionomias que originalmente recobriam a região seriam aquelas relacionadas às savanas (Cerrados) e florestas estacionais. A savana florestada (Cerradão) é dotada de fisionomia florestal e composta por espécies arbóreas semidecíduais, dossel variando entre 8 e 12m de altura, geralmente está ligada à ocorrência de Latossolos em relevo plano (IBGE, 2004), solo e geomorfologia predominantes na região do P14.

Foram identificadas três associações de fácies em P14 (Figura 16): na base ocorrem as fácies Gm e Sm associadas à arquitetura CH, que se refere a depósitos relacionados ao canal.

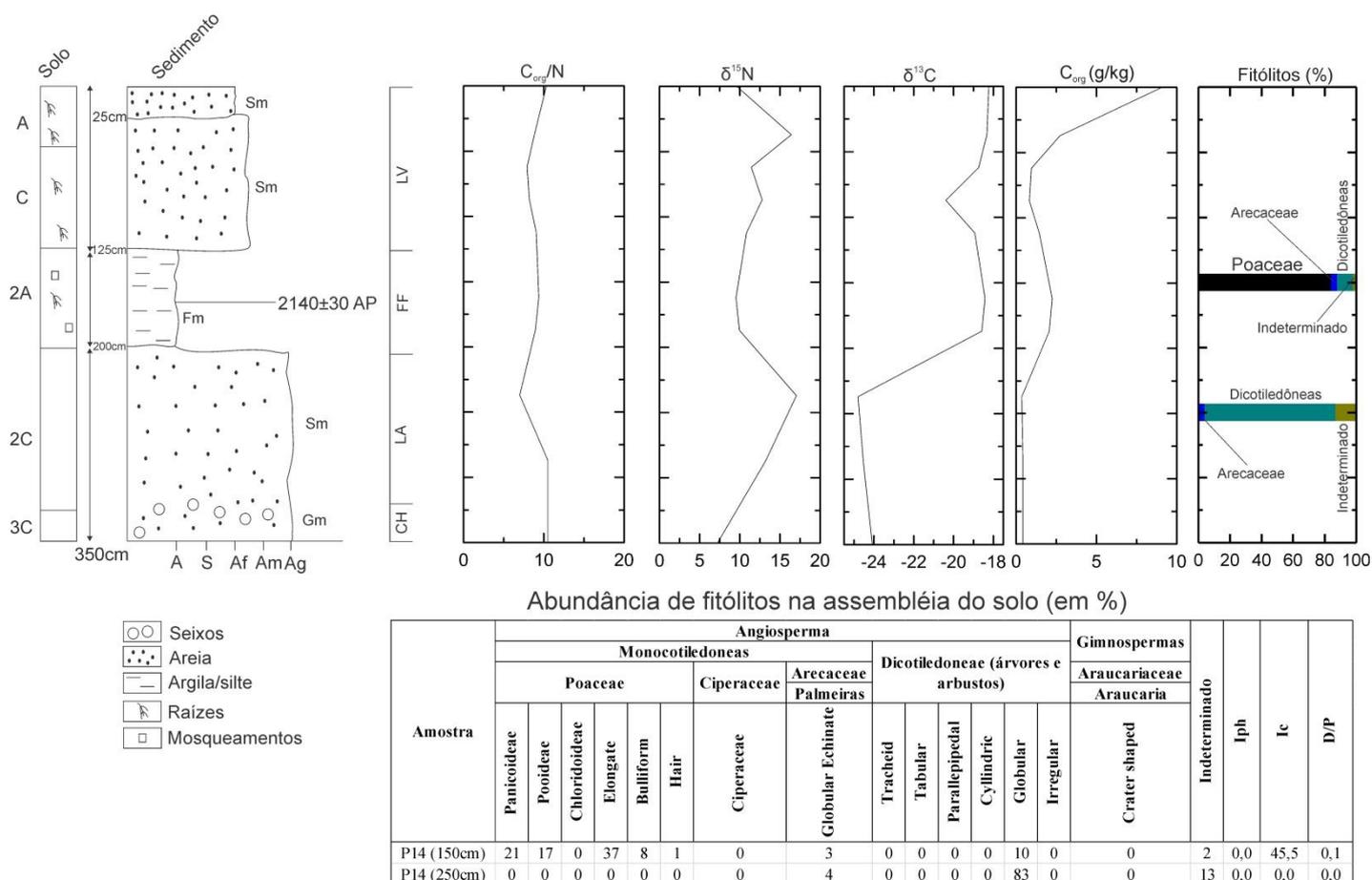


Figura 16: Isótopos estáveis e abundância de fitólitos no perfil 14.

A fácies Gm ocorre apenas nos últimos 20cm do perfil e é composta por sedimentos da fração areia média com ocorrência de cascalhos. Acima deste nível já não se observam cascalhos embora a textura seja semelhante, por isso foi interpretada como uma fácies Sm correspondendo a depósitos por acreção lateral (LA), ou seja, há uma gradação de baixo para cima no perfil de depósitos associados ao canal à sedimentos em barras de pontal. Acima deste depósito há uma mudança drástica para a fácies Fm, que apresentou textura argiloarenosa e argilosa representando um depósito em planície fluvial.

Estes depósitos mais finos foram datados em  $2140 \pm 30$  AP por  $^{14}\text{C}$ , período este reconhecido por Behling (2002) como de retomada de um clima quente e úmido nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. É neste depósito que se desenvolveu um horizonte A que foi enterrado por depósitos de *Levee*, no entanto, estima-se que houve pouco tempo para sua evolução pois poucos fitólitos foram encontrados nessa profundidade, embora a quantidade tenha sido superior aos interpretados nos depósitos inferiores.

Os valores de C/N variaram entre 7 e 10,5 indicando que a origem da matéria orgânica que compõe este perfil está associada ao fitoplâncton, com poucas variações, diferentemente do que aconteceu nos demais perfis, onde valores discrepantes mostravam que

a dinâmica fluvial fez com que ora as planícies fossem colonizadas por plantas vasculares terrestres e ora por algas. O  $\delta^{15}\text{N}$ , ao contrário, apresentou alta variação entre 7,22 e 17,05, no entanto, todos os valores apresentaram-se típicos daqueles onde há predomínio de fitoplâncton.

A baixa variação reflete as características morfológicas da bacia do rio Pardo neste trecho, canal único retilíneo com baixa sinuosidade numa área de baixa densidade de drenagens, erodindo o assoalho basáltico da Formação Serra Geral num relevo pouco declivoso do Planalto Ocidental Paulista. Tais características fazem o rio Pardo migrar pouco lateralmente e correr encaixado em sua planície fluvial, pouco alterando as condições ambientais capazes de influenciar a vegetação.

Os valores de  $\delta^{13}\text{C}$  variam de -24.08 a -24.80‰ de 360 a 225cm de profundidade, típico de plantas  $\text{C}_3$  numa vegetação mais fechada adaptada a alta disponibilidade hídrica. De 225cm ao topo o sinal isotópico variou de -18.58 a 20.39, refletindo uma mistura entre plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ . Os sucessivos depósitos em barras de pontal fizeram com que o pacote ficasse espesso e na medida em que o rio migrava lateralmente os eventos de cheia tornaram-se cada vez menos frequentes. Sob estas condições ambientais regionais, a colonização de uma mistura de plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , típica de espécies da fitofisionomia cerrado e cerradão, passou a ser preponderante a partir de  $2140 \pm 30$  AP ( $^{14}\text{C}$ ).

Quanto à assembleia fitolítica (Figura 17), não foi atingida a contagem mínima de 200 morfotipos estabelecida na metodologia nas duas profundidades analisadas, a 150cm foram identificados 85 e a 250cm apenas 25. Tal fato está relacionado à textura arenosa dos depósitos, realizados em alta energia e que foram responsáveis inclusive por transportar os fitólitos junto à fração silte, diminuindo sua concentração nas amostras realizadas.

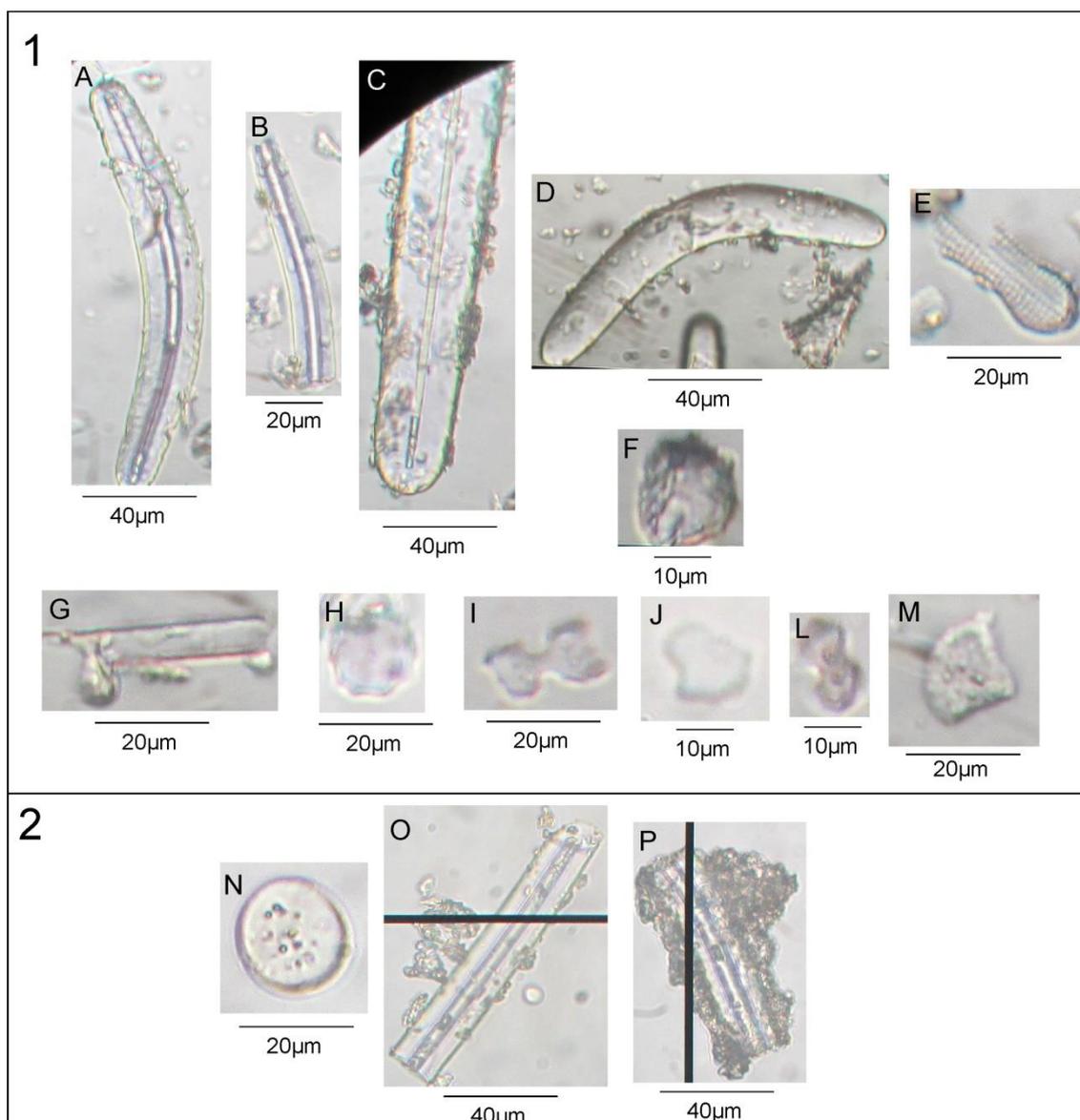


Figura 17: Fotomicrografias de fitólitos e outros corpos silicosos em P14 (1 – 150cm, 2 – 250cm). Espículas de esponja: Fragmento de megasclera de *Corvospongilla seckti* (A, B, O, P), Fragmento de megasclera de *Heterorotula fistula* (C), megasclera de *Trochospongilla repens*. Diatomáceas não identificadas (E, D, N). Fitólitos – Poaceae: *Elongate* e *bilobate* com haste fragmentada (G), Panicoideae (I, L), Pooideae (J), *Bulliform* (M). Palmeiras (Arecaceae): *Globular echinated* (H). Dicotiledôneas: *Globular Rugose* (F).

A primeira amostra, coletada na fácies Fm nos depósitos em planície fluvial (FF), marca um antigo horizonte A enterrado. As Poaceae representam 74% dos morfotipos identificados, enquanto as Palmeiras e árvores aparecem com 3 e 10%, respectivamente. Dentre as gramíneas destaca-se a participação dos morfotipos *elongate* (37%), *Bulliform* (8%) e as subfamílias Panicoideae C<sub>4</sub> (21%) e Pooideae C<sub>3</sub> (17%).

Tal composição é típica de um ambiente onde há uma mistura de plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>, confirmados pelo  $\delta^{13}\text{C}$  (entre -19 e -18‰). Importante ressaltar que há muitas espículas de esponja continentais nesta amostra, indicando que mesmo que o ambiente permitisse o desenvolvimento de um horizonte A, a presença de água oriunda do transbordamento do canal fluvial do rio Pardo era bastante significativa, assim como Parolin *et al.* (2007) interpretou-os como bioindicadores de inundações para o Holoceno no alto Rio Paraná.

Segundo Parolin *et al.* (2007), a ocorrência de espécies de esponjas características de habitats lênticos como *H. fistula* alternando com espécies de habitats lóticos, como *T. repens* e *C. seckti*, indicam um ambiente onde ocorrem inundações constantes, onde ora se depositam materiais mais finos ora sedimentos mais grossos. Parolin *et al.* (2007) encontrou tais condições no alto Paraná datadas em 4010 anos AP, no caso deste trabalho, condições semelhantes foram encontradas a 2140±30anos AP, portanto, estendendo as condições mais úmidas para o Holoceno Superior.

A datação obtida por  $^{14}\text{C}$  já posiciona este horizonte enterrado no Holoceno tardio ou superior (2140±30AP), período este onde há aumento da umidade e as temperaturas já são bastante similares as que são observadas atualmente (COLTRINARI, 1993; BEHLING e NEGRELLE, 2001; BEHLING, 2002; PESSEDA *et al.*, 2004; PESSEDA *et al.*, 2005; PESSEDA *et al.*, 2010; CALLEGARI *et al.*, 2013; PAROLIN *et al.*, 2014).

Classificou-se estes depósitos como uma transição de depósitos de canal para barras em pontal, ou seja, um ambiente bastante dinâmico onde não havia tempo suficiente para o desenvolvimento de um horizonte A, provavelmente os morfotipos identificados foram transportados pelos canais e depositados nas planícies fluviais. Além disso, parte dos fitólitos apresentou-se bastante modificado e quebrado, o que indica transporte fluvial.

## 5. Discussão Geral

De maneira geral, os índices de  $\delta^{13}\text{C}$  responderam a variações entre misturas de plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub> correlacionadas às mudanças climáticas quaternárias e à dinâmica fluvial regional. A média encontrada para todas as 46 amostras realizadas foi de -20.57‰, enquanto o setor alto e médio apresentou média de -21.27‰, o baixo Pardo apresentou -20.33‰, portanto, um enriquecimento isotópico pouco significativo em favor dos perfis mais à jusante. Ressalta-se apenas que os valores mais enriquecidos entre todas as amostras ocorrem nos perfis do médio/baixo Pardo, em unidades geomorfológicas distintas, mas bem próximos geograficamente, referentes aos perfis 10 (superfície), 12 (180cm) e 13 (50cm e 130-190cm).

Segundo Hamilton e Lewis Jr (1992), no ambiente aluvial há uma mistura de novas fontes de matéria orgânica durante a permanência desta na planície de inundação, como o crescimento de algas, crescimento de plantas vasculares e substâncias húmicas produzidas em setores onde há inundações periódicas. Isso mostra que o valor médio encontrado neste trabalho (-20,57‰) reflete o enriquecimento em  $\delta^{13}\text{C}$ , resultado do aparecimento de algas epífitas ou matéria orgânica produzida por plantas  $\text{C}_4$ .

Hedges *et al.* (1986) encontraram valores médios de -27,8 e -27‰ para sedimentos grossos e finos, respectivamente, carregados em suspensão pelo rio Amazonas, já os tributários (rios Jandiatuba, Içá, Jutai, Juruá, Purús, Madeira, Japurá e Negro) apresentaram índices médios para sedimentos grossos e finos de -28,5 e -28,3‰.

Hamilton e Lewis (1992) apresentaram valor médio de -28,17 para sedimentos superficiais da várzea do rio Orinoco; Amorim *et al.* (2009) apresentaram valor de -26,13 para sedimentos da várzea do Lago Grande do Curuai; Meyers (1994) apresentou valor de -22,46 para sedimentos do lago Walker, Nevada (EUA); Moreira-Turcq *et al.* (2013) apresentou valores que variaram entre -17,68 e -22,11‰ para matéria orgânica particulada na planície fluvial do lago Curuai e os atribuiu ao florescimento do fitoplâncton, que ocorre sazonalmente. Isto ocorre em função da baixa concentração de carbono inorgânico dissolvido em relação à alta demanda em épocas de florescimento do fitoplâncton, que gera valores mais enriquecidos de  $\delta^{13}\text{C}$  em função de uma menor discriminação do carbono (MOREIRA-TURQC *et al.*, 2013), corroborando com os valores apresentados na planície do rio Pardo.

Com relação aos resultados de C/N observou-se que 80% das amostras variaram entre 7 e 14,4, caracterizando uma matéria orgânica típica de ambiente aquático. Tais dados são coerentes com a estimativa feita por Martinelli *et al.* (2003), onde 36% do carbono orgânico presente nos sedimentos da planície fluvial do rio Solimões tinha origem *in situ* e que 64% era provido pelo carbono orgânico particulado.

Os baixos valores de C/N estão relacionados a amostras de granulometria mais fina. Segundo Hedges *et al.* (1986), a matéria orgânica particulada associada a sedimentos mais finos está ligada às substâncias húmicas do solo ricas em lignina. Valores de C/N próximos a 10 são típicos de canais e estão relacionados à carga em suspensão carregada em função da erosão dos solos, que também possuem valores próximos ao mencionado anteriormente (MEYBECK, 1982). Num contexto geral os valores de C/N encontrados na planície do rio Pardo (80% dos valores entre 7 e 14,4) é coerente com outros trabalhos realizados no mesmo compartimento geomorfológico, como Hedges *et al.* (1986) (9),

Hamilton e Lewis (1992) (7,67), Amorim *et al.* (2009) (9,33) e Moreira-Turcq *et al.* (2013) (6,19).

As amostras de granulometria mais grossa apresentaram índices maiores, como no caso dos depósitos arenosos do perfil 12 (572,33 e 57), perfil 10 (44.83) e perfil 13 (33.44). Segundo Hamilton e Lewis (1986), as frações mais grossas são compostas por detritos de plantas vasculares compostos principalmente por folhas de árvores pouco alteradas, onde o sedimento se deposita rapidamente assim que as águas do canal invadem a planície fluvial, mesma tendência encontrada por Hedges *et al.* (1986) e Meyers (1997).

O perfil 13 apresentou também valores altos relacionados às fácies Sm e C (29.45 e 86.62, respectivamente) em virtude da alta concentração de carbono orgânico, seguido de valores enriquecidos de  $\delta^{13}\text{C}$ , o que é uma evidência do clima mais seco em que os materiais se depositaram.

Os dados de  $\delta^{15}\text{N}$  revelaram tendência semelhante à análise de C/N. O valor médio para as 46 amostras realizadas foi de 8,54, o que caracteriza uma origem aquática da matéria orgânica analisada (MEYERS, 2003). Importante salientar que segundo Meyers (2003) os valores de  $\delta^{15}\text{N}$  podem ser maiores quando influenciados por entradas de  $^{15}\text{N}$  oriundos de atividades antrópicas, entre elas esgoto e resíduos orgânicos descartados em atividades agrícolas ( $\delta^{15}\text{N}= 10\text{-}25\%$ , TERANES e BERNASCONI, 2000), além disso, o processo de desnitrificação de nitrogênio inorgânico dissolvido em ambiente anóxico também pode favorecer maiores valores, o que dificulta uma análise mais precisa no contexto estudado, já que todas as possibilidades levantadas podem estar atuando em conjunto.

No entanto, quando se considera os dados levantados nas datações e na assembleia fitolítica como informações complementares aos isótopos estáveis, é possível reconhecer diferentes características paleoambientais na área.

A bacia do Rio Pardo passou por um clima mais frio e seco no Pleistoceno superior (35.000-17.000 AP), onde predominavam depósitos de areia grossa e muito grossa associados ao canal, limitada pedogênese e predomínio amplo das gramíneas. Baixa frequência de morfotipos de arbustos e árvores (dicotiledôneas) e enriquecimento isotópico ( $\approx -15\delta\%$ ) típico das gramíneas.

Próximo ao último máximo glacial ( $\approx 17.000$  AP), as análises isotópicas e os morfotipos identificados nos perfis ainda indicavam um clima mais frio e seco que o atual, onde predominavam fitólitos de gramíneas em detrimento das dicotiledôneas, conforme mostrado pelos baixos índices de cobertura arbórea (D/P). A baixa frequência dos morfotipos

de Araucária em P1 indica uma ocorrência destas árvores apenas associadas aos locais de maior umidade próximos aos canais fluviais (BEHLING, 2002).

Entre 6000 e 3845 anos AP o clima na bacia passou a um estágio mais quente e úmido do que os anteriores, no entanto, mais seco que o atual. Tal interpretação é coerente com os trabalhos de Behling (2002), Pessenda *et al.* 2004, Coltrinari (1993), Stevaux (2000), Parolim *et al.* (2007) entre outros. Os fitólitos encontrados nestes materiais apontam para um predomínio de gramíneas, em especial as subfamílias Panicoideae e Pooideae, além da preservação expressiva do morfotipo *elongate*, indicativo de certa estabilidade ambiental, já que estes são maiores e possuem maior área para ataque químico e remonte biológico (MACEDO, 2013). No entanto, há aumento da subfamília Arecaceae (Palmeiras), assim como o  $^{13}\text{C}$  também já demonstra aumento na participação de plantas  $\text{C}_3$  (aproximadamente -22‰), ou seja, a vegetação começa a mudar para uma fitofisionomia mais próxima ao cerrado, típica da área atualmente, embora provavelmente fosse um cerrado com dossel mais baixo e com poucas árvores.

Já no Holoceno superior (3845 anos AP até os dias atuais) observou-se um clima tipicamente quente e úmido, onde há maior participação de morfotipos de árvores e arbustos (dicotiledôneas) e aumento da subfamília das Arecaceae. Além disso, espículas de esponja foram identificadas (P14), demonstrando maior umidade do ambiente e provavelmente uma situação onde ocorriam inundações periódicas na planície do rio Pardo, tendência também confirmada pelo empobrecimento isotópico do  $^{13}\text{C}$  das amostras neste período, que passaram a variar entre -24 e -21‰, assim como o  $^{15}\text{N}$  passou a apresentar valores muito altos, típicos de matéria orgânica oriunda de algas em ambiente aquático.

## 6. Considerações Finais

Com os dados levantados e interpretados neste trabalho novas evidências de alternâncias climáticas do Pleistoceno e Holoceno foram identificadas, utilizando ferramentas *proxy* como isótopos estáveis, identificação dos morfotipos de fitólitos, levando-se em conta os processos sedimentares e pedogenéticos, tão significativos na zona tropical.

No período entre 35.000 e 17.000 anos atrás o clima na bacia era mais frio e seco que o atual, que se manteve até o último máximo glacial ( $\approx$  17.000 AP). No Holoceno Médio (6000 a 3845 anos A.P) o clima passou a um estágio mais quente e úmido que o anterior, com predomínio das gramíneas, mas com aumento de fitólitos de Palmeiras, assim como

empobrecimento isotópico de  $^{13}\text{C}$ . No Holoceno Superior o clima passou a ser tipicamente quente e úmido, com maior participação de morfotipos de árvore e arbustos e também das Palmeiras, indicando uma vegetação mais próxima aos cerrados que hoje ocupam a porção mais à jusante da bacia.

Calegari *et al.* (2013) identificaram em Latossolos com horizontes A Húmicos do sul de Minas Gerais um período mais seco que o atual situado no Holoceno Superior, associado a uma vegetação de savana com elementos arbóreos e gramíneas  $\text{C}_3$ . No Holoceno Médio houve um aumento de morfotipos de Palmeiras e Araucárias, assim como uma mistura de plantas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$ , indicando condições de maior umidade, corroborando em parte com os resultados apresentados neste trabalho e por Behling (2002), Pessenda *et al.* (2004), Coltrinari (1993), Stevaux (2000), Parolim *et al.* (2007), França *et al.* (2015), Rossetti *et al.* (2015), Buso Junior *et al.* (2013) entre outros.

Lorente *et al.* (2015) identificaram entre 7589 e 5441 anos AP predomínio de fitólitos de dicotiledôneas e gramíneas, entre 5441 e 143 anos foi identificado presença de gramíneas  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  ainda num clima quente e úmido com alguma oscilação na densidade arbórea, indicando sazonalidade, corroborando também com o período identificado neste trabalho a partir de 6000 anos AP.

Calegari *et al.* (2015) identificou predomínio de monocotiledôneas entre 7100 e 3400 anos AP num clima temperado, mais frio que o atual e úmido, com aumento de morfotipos arbóreos e aumento de gramíneas  $\text{C}_3$  (Pooid) na lagoa do Macuco, em Linhares-ES. Entre 3400 e 400 anos atrás a assembleia fitolítica passou a ser dominada por morfotipos de árvores, palmeiras e baixas frequências de *Bulliform* e *Elongate*, tendência que este trabalho também observou através do aumento da participação dos morfotipos arbóreos, embora não foram predominantes na assembleia e os *Elongate* tenham tido participação expressiva dentre os morfotipos de Poaceae.

Os resultados alcançados por Alexandre *et al.* (1999) em Salitre no Estado de Minas Gerais apontaram para a expansão de árvores entre 4000 e 3000 anos AP e uma diminuição dos incêndios, tal mudança teria levado a uma vegetação menos lenhosa do que a atual. Os autores também identificaram uma fase seca à partir dos fitólitos por volta de 900 anos AP, não registrada pelos dados de  $^{13}\text{C}$  porque tal mudança ocorreu apenas entre as gramíneas  $\text{C}_4$ , seguido de uma expansão das florestas e aumento de incêndios induzidos por ocupação humana. Neste presente trabalho alguma evidências de paleincêndios foram encontrados no horizonte 2A do perfil 1, datado entre 17130 e 16865 anos AP, onde alguns

fragmentos de carvão foram identificados, no entanto, o mesmo não aconteceu nas amostras analisadas e datadas no Holoceno Médio e Superior. No entanto, a diminuição das gramíneas e aumento dos morfotipos ligados a árvores e Palmeiras foram resultados comuns a ambos os trabalhos. Para Macedo (2014), o aumento de Palmeiras e gramíneas em Terra Preta de Índio (TPI) foi relacionado com a colonização e a utilização doméstica destas plantas, possibilidade não descartada para este trabalho.

Conclui-se também que os dados de  $^{13}\text{C}$ ,  $^{15}\text{N}$  e C/N são bastante influenciados pelos processos pedogenéticos e pela dinâmica nas planícies fluviais, a dificuldade de se caracterizar o ambiente de evolução da vegetação usando apenas essas ferramentas ocorre porque há diferentes estágios sucessionais de evolução, ou seja, estes impõem certo grau de heterogeneidade de processos físicos, químicos e bióticos que tornam a análise extremamente complexa. No Brasil poucos trabalhos de reconstituição ambiental foram realizados em planícies fluviais, ou seja, se conhece muito pouco da produção, deposição e preservação de fitólitos nestes ambientes, embora tal unidade da paisagem tenha grande potencial para a preservação de solos enterrados, que por sua vez registram importantes características de ambientes pretéritos.

Nesse sentido, o uso dos isótopos estáveis só é válido quando associado a outras técnicas, principalmente a identificação de fitólitos, que é capaz de preservar células de sílica de plantas tanto  $\text{C}_3$  quanto  $\text{C}_4$  por longos períodos. Além disso, considerar os diferentes processos pedogenéticos atuantes na planície fluvial também é essencial para tais levantamentos paleoclimáticos, já que muitos solos encontrados nesta situação são resultado de processos poligenéticos que se não forem considerados podem levar a uma interpretação pouco confiável.

## 7. Referências Bibliográficas

- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J.D. Late Holocene phytolith and carbono-isotope record from a Latosol at Salitre, South-Central Brazil. **Quaternary Research**, v.51, p.187-194, 1999.
- ALEXANDRE, A., MEUNIER, J.D., LCZINE, A.M., VINCENS, A., SCHWARTZ, D.A. Phytoliths: indicators of grassland dynamics during the late Holocene in intertropical Africa. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.136, p.213-229, 1997.
- AMORIM, M.C., MOREIRA-TURCQ, P.F., TURCQ, B.J., CORDEIRO, R.C. Origem e dinâmica da deposição dos sedimentos superficiais na Várzea do Lago Grande de Curuai, Pará, Brasil. **Acta Amazonica**, 39 (1), p.165-172, 2009.
- BARBONI, D., BONNEFILLE, R., ALEXANDRE, A., MEUNIER, J.D. Phytoliths as paleoenvironmental indicators, West Side Middle Awash Valley, Ethiopia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152, p.87-100, 1999.
- BEHLING, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 177, p.19-27, 2002.
- BEHLING, H., COHEN, M.C.L., LARA, R.J. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in north-eastern Pará, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.167, n.3-4, p.225-242, 2001.
- BEHLING, H., LICHTHE, M. Evidence of Dry and Cold climatic condition at glacial times in tropical Southeastern Brazil. **Quaternary Research**, n.48, p.348-358, 1997.
- BEHLING, H., NEGRELLE, R.R.B. Tropical rain forest and climate dynamics of the Atlantic Lowland Southern Brazil, during the Late Quaternary. **Quaternary Research**, v.56, p.383-389, 2001.
- BREMOND, L., ALEXANDRE, A., PEYRON, O., GUIOT, J. Grass water stress estimated from phytoliths in West Africa. **Journal of Biogeography**, v.32, p.311-327, 2005.
- BUSO JR., A., PESSENDA, L.C.R., OLIVEIRA, P.E., GIANNINI, P.C.F., COHEN, M.C.L., VOLKMER-RIBEIRO, C., OLIVEIRA, S.M.B.O., FAVARO, D.I.T., ROSSETTI, D.F., LORENTE, F.L., BOROTTI FILHO, M.A., SCHIAVO, J.A., BENDASSOLLI, J.A., FRANÇA, M.C., GUIMARÃES, J.F.F., SIQUEIRA, G.S. From an estuary to a freshwater lake: a paleo-estuary evolution in the contexto of Holocene Sea-Level Fluctuations, SE Brazil. **Radiocarbon**, v.55, n.2-3, p.1735-1746, 2013.
- CALEGARI, M.R. **Ocorrência e significado paleoambiental do Horizonte A húmico em Latossolos**. Tese de doutorado. ESALQ-USP, 2008, 259p.
- CALEGARI, M.R., MADELLA, M., VIDAL-TORRADO, P., PESSENDA, L.C.R., MARQUES, F.A. Combining phytoliths and  $\delta^{13}\text{C}$  matter in Holocene palaeoenvironmental studies of tropical soils: An example of an Oxisol in Brazil. **Quaternary Internacional** 287, p.47-55, 2013.

CALEGARI, M.R., MADELLA, M., BUSO JR., A.A., OSTERRIETH, M.L., LORENTE, F.L., PESSEDA, L.C.R. Holocene vegetation and climate inferences from Phytoliths and Pollen from *Lagoa do Macuco*, North Coast of Espírito Santo State (Brazil). **Quaternary and Environmental Geosciences**, n.6, v.1, p.1-10, 2015.

CAMPOS, A.C. de, LABOURIAU, L.G. Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados. II. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, n.4, p.143-151, 1969.

COHEN, M.C.L., ROSSETTI, D.F., PESSEDA, L.C.R., FRIAES, Y.S., OLIVEIRA, P.E. Late Pleistocene glacial forest of Humaitá – Western Amazonia. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 415, p.37-47, 2014.

COLTRINARI, L. Global quaternary changes in South America. **Global and Planetary Change**, v.7, p.11-23, 1993.

FERREIRA, S.R., CAETANO-CHANG, M. R. Datação das formações Rio Claro e Piraçununga por Termoluminescência. **Revista Escola de Minas (Impresso)**, v. 61, p. 129-134, 2008.

FIQUEIREDO, R.C., HANDRO, W. Corpos silicosos de gramíneas dos cerrados. V. **Anais do III Simpósio sobre o Cerrado**, p. 215-230, 1971.

FRANÇA, M.C., COHEN, M.C.L., PESSEDA, L.C.R., ROSSETTI, D.F., LORENTE, F.L., BUSO JUNIOR, A.A., GUIMARÃES, J.T.F., FRIAES, Y., MACARIO, K. Mangrove vegetation changes on Holocene of the Doce River, southeastern Brazil. **Catena** 110, p.59-69, 2013.

FRANÇA, M.C., ALVES, I.C.C., CASTRO, D.F., COHEN, M.C.L., ROSSETTI, D.F., PESSEDA, L.C.R., LORENTE, F.L., FONTES, N.A., BUSO JUNIOR, A.A., GIANNINI, P.C.F., FRANCISQUINI, M.I. A multi-proxy evidence for the transition from estuarine mangroves to deltaic freshwaters marshes, Southeastern Brazil, due to climatic and sea-level changes during late Holocene. **Catena**, v.128, p.155-166, 2015.

FREDLUND, G.G., TIESZEN, L.T. Modern phytolith assemblages from the North American Great Plains. **Journal of Biogeography**, v. 21, p.321-335, 1994.

GUEDES, C.F., SAWAKUCHI, A.O., GIANNINI, P.C.F., DeWITT, R., AGUIAR, V.A.P. Datação por luminescência opticamente estimulada: princípios e aplicabilidade nos depósitos sedimentares brasileiros. **XII Abequa Congress**, 2011. Acessado em 28/10/2014: [http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE\\_Abequa\\_final.pdf](http://www.abequa.org.br/trabalhos/ccfgLOE_Abequa_final.pdf).

HAMILTON, S.K., LEWIS JR, W.M. Stable carbon and nitrogen isotopes in algae and detritos from the Orinoco River floodplain, Venezuela. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 56, p.4237-4246, 1992.

HEDGES, J.I.; CLARK, W.A; QUAY, P.D.; RICHEY, J.E.; DEVOL, A.; SANTOS, U. Composition and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. **Limnology and Oceanography**, 31(4), p.717-738, 1986.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). **MAPA de biomas do Brasil: primeira aproximação**. Rio de Janeiro: IBGE. Escala 1:5 000 000. Projeção policônica, 2004.

KONDO, R., IWASA, Y. Biogenic opals of humic yellow latosols and yellow latosols in the Amazon region. **Research bulletin obihiro University**, v.12, p.231-239.

LAMB, A.L., WILSON, G.P., LENG, M.J. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstruction using  $\delta^{13}\text{C}$  and C/N ration in organic material. **Earth-Science Reviews**, 75, p.29-57, 2006.

LATRUBESSE, E., FRANZINELLI, E. 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., SILVA, S., COZZUOL, M., ABSY, M.L. Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 23, p.61-80, 2007.

LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 70, p.137-206, 2005.

LEDRU, M.P., ROUSSEAU, D.D., CRUZ JR, F.W., RICCOMINI, C., KARMAN, I., MARTIN, L. Paleoclimate changes during the last 100.000 yr from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. **Quaternary Research**, v.64, p.444-450, 2005.

LORENTE, F.L., PESSENDA L.C.R., CALEGARI, M.R., COHEN, M.C.L., ROSSETTI, D., GIANNINI, P.C.F., BUSO-JUNIOR, A.A., CASTRO, D.F., FRANÇA, M.C., BENDASSOLLI, J.A., MACARIO, K. Fitólitos como indicadores de mudanças ambientais durante o Holoceno na costa norte do estado do Espírito Santo (Brasil). **Quaternary and Environmental Geosciences**, v.06, n.1, p.1-15, 2015.

MACEDO, R.S.. **Pedogênese e indicadores pedoarqueológicos em Terra Preta de Índio no município de Iranduba – AM**. Tese de Doutorado. ESALQ-USP, 2013, 184p.

MADELLA, M., ALEXANDRE, A., BALL, T. International code for phytolith nomenclature 1.0. **Annals of Botany**, v.96, n.2, p.253-260, 2005.

MADELLA, M., POWERS-JONES, A.H., JONES, M.K. A simple method of extraction of Opal phytoliths from sediments using a Non-Toxic Heavy Liquid. **Journal of Archeological Science**, v.25, p.801-803, 1998.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., CHEREM, L.F.S., BARROS, L.F.P.B., SANTOS, G.B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, 132, p.187-194, 2011.

MARTINELLI, L.A., VICTORIA, R.L., CAMARGO, P.B., PICCOLO, M.C., MERTES, L. RICHEY, J.E., DEVOL, A.H., FOSBERG, B.R. Inland variability of carbon-nitrogen concentration and  $\delta^{13}\text{C}$  in Amazon floodplain (várzea) vegetation and sediment. **Hydrological Processes**, n.17, p.1419-1430, 2003.

MEHRA, O.P., JACKSON, M.L. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. **Clays and Clay Minerals**, New York, v.7, p.317-327, 1960.

MEYBECK, M. Carbon, Nitrogen, and Phosphorus transport by world rivers. **American Journal of Science**, v.282, p.401-450, 1982.

MEYERS, P.A. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. **Organic Geochemistry**, 27(5-6), p.213-250, 1997.

MEYERS, P.A. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. **Chemical Geology**, 114, p.289-302, 1994.

MEYERS, P.A., TENZER, G.E., LEBO, M.E., REUTER, J.E. Sedimentary record of sources and accumulation of organic matter in Pyramid Lake, Nevada, over the past 1000 years. **Limnology and Oceanography**, 43 (1), p.160-169, 1998.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. 4<sup>a</sup>. ed. New York: Springer, 2006, 582p.

MIRANDA, M.C., ROSSETTI, D., PESSENDA, L.C.R. Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): facies,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$  and C/N. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 282, p.19-31, 2009.

MOREIRA-TURCQ, P., BONNET, M.P., AMORIM, M., BERNARDES, M., LAGANE, C., MAURICE, L., PEREZ, M., SEYLER, P. Seasonal variability in concentration, composition, age, and fluxes of particulate organic carbon exchanged between the floodplain and Amazon River. **Global Biogeochemical cycles**, v.27, p.119-130, 2013.

MOURA, C.O., ABSY, M.L., SANTOS, F.A.R., MARQUES-SOUZA, A.C. Morfologia polínica de espécies de várzea e de igapó da Amazônia Central. **Acta Amazonica**, 34(1), p.15-19, 2004.

PAROLIN, M., RASBOLD, G.G., PESSENDA, L.C.R. Paleoenvironmental conditions of campos gerais, paraná, since the late pleistocene, based on phytoliths and C and N isotopes. In: COE, H.H.G., OSTERRIETH, M (orgs.). **Synthesis of some phytolith studies in South America (Brazil and Argentina)**. Editora Nova, 2014, p.140-170.

PAROLIN, M., VOLKMER-RIBEIRO, C., STEVAUX, J.C. Sponge spicules in peaty sediments as paleoenvironmental indicators of the holocene in the Upper Paraná River, Brazil. **Revista brasileira de Paleontologia**, v.10, n.1, p.17-26, 2007.

PESSENDA, L.C., BOULET, R., ARAVENA, R., ROSOLEN, V., GOUVEIA, S.E.M., RIBEIRO, A.S., LAMOTTE, M. Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. **The Holocene**, v.2, n.1, p.250-254, 2001.

PESSENDA, L.C.R., CAMARGO, P.B. Datao radiocarbnica de amostras de interesse arqueológico e geológico por espectrometria de cintilao líquida de baixa radiao de fundo. **Química Nova**, São Paulo, v.14, n.2, p.98-103, 1991.

PESSENDA, L.C.R., ARAVENA, R., MELFI, A.J., BOULET, R. The use of carbono isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. **Radiocarbon**, v.38 (2), p.191-201, 1996.

PESSENDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., FREITAS, H.A., RIBEIRO, A.S., ARAVENA, R., BENDASSOLLI, J.A., LEDRU, M., SIEFEDDINE, A.F., SCHEEL-YBERT, R. Isótopos do carbono e suas aplicações em estudos ambientais. In: SOUZA, C.R.G., SUGUIO, K., OLIVEIRA, A.M.S., OLIVEIRA P.E. **Quaternário do Brasil**. Holos, 2005, 378p.

PESSENDA, L.C.R., GOUVEIA, S.E.M., RIBEIRO, A.S., OLIVEIRA, P.E., ARAVENA, R. Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in northeastern Brazil determined from carbono isotopes and charcoal records in soils. **Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 297, p.597-608, 2010.

PESSENDA, L.C.R., LEDRU, M.P., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., RIBEIRO, A.S., BENDASSOLLI, J.A., BOULET, R. Holocene palaeoenvironmental reconstruction in northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbono isotope records. **The Holocene**, v.15, n.6, p.812-820, 2005.

PESSENDA, L.C.R., RIBEIRO, A.S., GOUVEIA, S.E.M., ARAVENA, R., BOULET, R., BENDASSOLLI, J.A. Vegetation dynamics during the Late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, northeastern Brazil, based on carbono isotopes in soil organic matter. **Quaternary Research**, v.62, n.2, p.189-193, 2004.

PIPERNO, D.R. **Phytoliths: a comprehensive guide for archaeologists and paleoecologists**. Lanham: Alta Mira Press, 2006, 238p.

RITTENOUR, T.M. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. **Boreas**, v.37, p.613-635, 2008.

RODRIGUES, R.R. A vegetação de Piracicaba e municípios do entorno. **Circular técnica IPEF**, n.189, p.1-17, 1999.

ROSSETTI, D.F., COHEN, M.C.L., BERTANI, T.C., HAYAKAWA, E.H., PAZ, J.D.S., CASTRO, D.F., FRIAES, Y. Late quaternary fluvial terrace evolution in the main Southern Amazonian tributary. **Catena**, 116, p.19-37, 2014.

ROSSETTI, D.F., POLIZEL, S.P., COHEN, M.C.L., PESSENDA, L.C.R. Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas. **Marine Geology**, v.367, p.171-190, 2015.

RUNGE, F. The opal phytolith inventory of soil in central Africa – quantities, shapes, classification, and spectra. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.107, p.23-53, 1999.

SENDULSKY, T., LABOURIAU, L.G. Corpos silicosos de gramíneas dos Cerrados. I. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, n.38, p.159-170, 1966.

SILVA, S.T., LABOURIAU, L.G. Corpos silicosos de gramíneas dos cerrados. III. **Pesquisa agropecuária Brasileira**, n. 5, p.167-182, 1970.

SMITH, C.B., COHEN, M.C.L., PESSENDA, L.C.R., FRANÇA, M.C., GUIMARÃES, J.T.F. Holocenic proxies of sedimentar organic matter and the evolution of Lake Arari-Amazon Region. **Catena**, v.90, p.26-38, 2012.

SONDAHL, M.R., LABOURIAU, L.G. Corpos silicosos de gramíneas dos cerrados. IV. **Pesquisa agropecuária Brasileira**, n. 5, p.183-207, 1970.

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**, 72, p.73-85, 2000.

STINCHCOMB, G.E., MESSNER, T.C., WILLIAMSON, F.C., DRIESE, S.G., NORDT, L.C. Climatic and human controls on Holocene floodplain vegetation changes in eastern Pennsylvania based on the isotopic composition of soil organic matter. **Quaternary Research**, v. 79, n. 3, p.377-390, 2013.

TALMA, A.S., VOGEL, J.C. A simplified approach to calibrating  $^{14}\text{C}$  dates. **Radiocarbon**, v.35, p.317-322, 1993.

TATUMI, S.H., GOZZI, G., KOWATA, E.A., KASSAB, L.R.P., BRITO, S.L.M., PEIXOTO, M. N.O., MOURA, R.SJ., MELLO, C.L., CARMO, I.O. Optical dating using feldspar from quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian Plateau, Brazil. **Jour. Lumin.**, 102(103-C): p.566-570, 2003.

TERANES, J.L., BERNASCONI, S.M. The record of nitrate utilization and productivity limitation provided by  $\delta^{15}\text{N}$  values in lake organic matter – A study of sediment trap and core sediments from Baldeggersee, Switzerland. **Limnol. Oceanogr.**, 45 (4), p.801-813, 2000.

TWISS, P.C. Predicted world distribution of  $\text{C}_3$  e  $\text{C}_4$  grass phytolith. In: RAPP Jr., G., MULHOLLAND, S.C. (Ed.). **Phytoliths systematics**. New York: Plenum Press, p.113-128, 1992.

TWISS, P.C., SUESS, E., SMITH, R.M. Morphological classification of grass phytoliths. **Soil Science society of America Proceedings**, v.33, p.109-115, 1969.

Perfil	Horizonte (cm)	Argila	Silte	Areia Total	Areia Muito Grossa	Areia Grossa	Areia Média	Areia Fina	Areia Muito Fina	Textura
Perfil 14	A (0-25)	0,0	207,0	517,0	3,0	15,0	139,0	170,0	190,0	Franco-argiloarenosa
	C (25-50)	137,0	70,0	793,0	11,0	26,0	348,0	366,0	42,0	Franco-arenosa
	C (50-75)	57,0	35,0	908,0	11,0	24,0	414,0	419,0	40,0	Areia
	C (75-100)	44,0	44,0	912,0	5,0	16,0	331,0	505,0	55,0	Areia
	C (100-125)	189,0	78,0	733,0	18,0	34,0	221,0	402,0	58,0	Franco-arenosa
	2A (150-175)	399,0	129,0	472,0	10,0	35,0	174,0	220,0	33,0	Argiloarenosa
	2A (175-200)	476,0	209,0	315,0	12,0	29,0	100,0	136,0	38,0	Argila
	2C (225-250)	76,0	55,0	869,0	150,0	271,0	298,0	133,0	17,0	Areia-franca
	2C (275-300)	107,0	42,0	851,0	166,0	258,0	302,0	110,0	15,0	Areia-franca
3C (325-360+)	102,0	57,0	841,0	150,0	219,0	287,0	161,0	24,0	Areia-franca	
Perfil 2	A1 (0-20)	440,0	417,0	143,0	6,0	4,0	11,0	22,0	100,0	Argilosiltosa
	A2 (20-40)	397,0	359,0	244,0	9,0	3,0	6,0	48,0	178,0	Franco-argilosa
	Bg1 (40-130)	479,0	380,0	141,0	2,0	2,0	6,0	37,0	94,0	Argila
	Bg2 (130-140)	568,0	322,0	110,0	5,0	13,0	30,0	29,0	33,0	Argila
	2C (140-150)	42,0	8,0	950,0	4,0	32,0	728,0	178,0	8,0	Areia
Perfil 1	A (0-40)	315,0	355,0	330,0	6,0	14,0	14,0	107,0	189,0	Franco-argilosa
	Bg1 (40-100)	205,0	171,0	624,0	2,0	7,0	181,0	297,0	137,0	Franco-argiloarenosa
	Bg2 (100-120)	351,0	273,0	376,0	13,0	31,0	56,0	138,0	138,0	Franco-argilosa
	Bg2 (120-160)	329,0	271,0	400,0	4,0	7,0	29,0	175,0	185,0	Franco-argilosa
	Bg2 (160-180)	359,0	306,0	335,0	6,0	10,0	35,0	145,0	139,0	Franco-argilosa
	2A (190-200)	318,0	309,0	373,0	21,0	19,0	29,0	140,0	164,0	Franco-argilosa
	2A (200-250)	240,0	194,0	566,0	8,0	18,0	132,0	260,0	148,0	Franco-argiloarenosa
Perfil 12	A (0-30)	293,0	348,0	359,0	3,0	3,0	13,0	97,0	243,0	Franco-argilosa
	B/A (30-60)	274,0	297,0	429,0	0,0	1,0	3,0	73,0	352,0	Franco-argilosa
	Bt (60-90)	468,0	444,0	88,0	0,0	1,0	2,0	11,0	74,0	Argilosiltosa
	Bt (90-150)	546,0	451,0	3,0	0,0	0,0	0,0	1,0	2,0	Argilosiltosa
	Bt (150-175)	510,0	474,0	16,0	0,0	0,0	1,0	3,0	12,0	Argilosiltosa
	2C (175-190)	19,0	65,0	916,0	342,0	296,0	190,0	74,0	14,0	Areia
	2C (220-230)	28,0	61,0	911,0	376,0	440,0	65,0	22,0	8,0	Areia
	2C (270-280)	399,0	551,0	50,0	1,0	1,0	1,0	5,0	42,0	Franco-argilosiltosa
	2C (350-360)	32,0	59,0	909,0	327,0	441,0	97,0	33,0	11,0	Areia
Perfil 8	A (0-20)	522	450	28	1	2	6	7	12	Argilasiltosa
	Big (20-40)	481	511	8	0	0	0	0	8	Argilasiltosa
	Big (40-70)	518	454	28	6	0	6	6	10	Argilasiltosa
	2A (70-90)	683	307	10	0	0	0	0	10	Muito Argilosa
	3A (90-130)	696	304	0	0	0	0	0	0	Muito Argilosa
Perfil 10	A (0-10)	453,5	489,5	57	0	0	0	30	27	Argilasiltosa
	A2 (10-60)	461	502	37	0	0	0	6	31	Argilasiltosa
	A3 (60-70)	357,5	421,5	221	0	0	0	74	147	Franco argilosa
	Bi (70-140)	105,5	119,5	775	0	0	37	499	239	Franco arenosa
	Bi (140-160)	85	102	813	0	0	14	474	325	Areia Franca
	4C (340+)	15,5	27,5	957	73	346	480	49	9	Areia
Perfil 13	A (0-40)	180	249	571	0	13	71	325	162	Franco arenosa
	2C (40-50)	24	24	952	0	0	64	723	165	Areia
	3A (50-130)	258	335	407	20	87	68	109	123	Franca
	4A (130-190+)	13	22	965	0	0	8	664	293	Areia

ANEXO II – Análise Geoquímica

Perfil	Horizonte (cm)	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	P.F.(1000°C)	Soma	As	Ba	Cr	Cu	Ga	Mo	Nb	Ni	Pb	Rb	S	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr
Perfil 14	A (0-25)	70,28	1,75	12,37	5,91	0,12	0,34	0,22	0,28	1,53	0,16	6,68	99,6	3	613	68	36	17,7	1,9	36	20,2	20,3	54	272	91	14,3	127	18	62	508
	C (25-50)	86,11	0,9	6,27	1,78	0,04	0,12	0,13	0,19	1,18	0,1	2,59	99,4	3	539	66	15,1	8,4	1	22,6	11,6	6,2	37	118	66	8	56	5,3	44	252
	C (50-75)	90,59	0,78	4	1,08	0,03	0,09	0,12	0,19	1,21	0,06	1,18	99,3	3	498	46	6,1	5,6	1	18,9	3,3	5,9	34	54	64	5	42	3,5	22,6	232
	C (75-100)	91,18	0,72	3,71	0,95	0,02	0,09	0,12	0,22	1,3	0,05	1,08	99,4	3	592	46	5,9	5,8	1	18,3	4,1	5,9	38	52	69	3	39	1,9	14,6	227
	C (100-125)	83,18	0,92	9,09	1,57	0,02	0,16	0,12	0,17	1,17	0,06	3,41	99,9	3	524	225	17,9	12,2	1	24	17,9	8,9	40	92	66	10,6	91	7,7	36	274
	2A (150-175)	71,29	1,09	14,77	5,2	0,02	0,22	0,07	0,12	0,95	0,14	6,45	100,3	3	430	80	28,7	21,1	1	27,6	25,2	16,1	39	86	51	13,7	115	15,8	55	231
	2A (175-200)	60,41	1,36	18,37	9,89	0,03	0,3	0,07	0,13	1,02	0,18	8,4	100,2	3	449	75	30	25,1	1	32	27,5	18,4	43	43	55	15,4	158	28,2	67	255
	2C (225-250)	91,37	0,48	3,92	1,01	0,01	0,06	0,08	0,18	1,17	0,05	1,17	99,5	3	418	21,4	4,6	5,1	1	15	4,6	5,3	33	21	60	3,8	34	2,5	13,1	155
	2C (275-300)	87,98	0,99	5,14	1,97	0,03	0,09	0,13	0,23	1,19	0,06	1,67	99,5	3	441	79	10,4	7,5	1	20,8	9,5	3,5	35	31	64	9,5	57	6,6	28	278
3C (325-360+)	88,29	0,99	4,66	2,24	0,03	0,12	0,17	0,25	1,18	0,07	1,51	99,5	3	483	24	11,2	7,3	1	20,5	9,6	4,4	36	19	68	8,3	56	6	28,2	297	
Perfil 2	A1 (0-20)	49,16	1,6	23,09	9,63	0,14	0,69	0,44	0,35	2,02	0,28	12,9	100,3	3	994	110	42	27,1	1	30	52	22	76	334	134	10,1	138	30	104	429
	A2 (20-40)	48,15	1,59	26,49	8,96	0,08	0,66	0,29	0,24	1,6	0,25	11,8	100,1	3	1120	104	39	27,4	1,5	30	47	22,8	73	282	153	8,9	132	28,7	98	600
	Bg1 (40-130)	51,43	1,71	21,49	9,25	0,2	0,63	0,47	0,43	2,2	0,24	12,1	100,1	3	900	113	44	29,4	1	30	55	23,4	68	240	124	11,5	140	32	101	462
	Bg2 (130-140)	48,63	1,62	23,8	9,73	0,12	0,64	0,37	0,33	1,83	0,28	12,8	100,2	3	850	104	45	34	1	29	54	26,2	66	213	110	9,8	137	35	112	293
	2C (140-150)	85,48	2,59	4,42	3,51	0,08	0,16	0,29	0,39	1,63	0,05	0,68	99,3	3	777	53	6,4	5,4	2	37	6,9	7,8	38	55	104	7,6	63	2,1	23,6	579
Perfil 1	A (0-40)	50,53	2,11	22,45	6,38	0,15	0,62	0,24	0,34	3,31	0,23	13,1	99,4	3,1	1084	38	17,9	40	12,4	179	15,8	35	112	415	397	56	110	43	112	1747
	Bg1 (40-100)	60,76	2,34	17,8	5,58	0,09	0,74	0,27	0,41	3,61	0,17	7,85	99,6	3	1238	36	11,5	27,8	8	115	18,6	31	125	173	385	31	93	30	93	1772
	Bg2 (100-120)	53,56	2,07	22,13	6,5	0,09	0,81	0,21	0,34	2,99	0,19	10,6	99,5	3	1049	48	15	36	8,2	120	25,1	36	110	219	324	44	109	38	103	1575
	Bg2 (120-160)	51,71	2,25	23	6,92	0,12	0,8	0,25	0,33	3,31	0,21	10,7	99,5	3	1158	40	14,6	38	9,8	132	20,5	37	125	154	373	51	106	41	111	1892
	Bg2 (160-180)	50,31	2,06	23,79	7,27	0,08	0,82	0,27	0,31	3,14	0,24	11,4	99,7	3	1156	45	14,8	38	7,4	130	22,8	37	122	144	366	45	106	43	114	1439
	2A (190-200)	51,87	2,06	22,94	5,34	0,08	0,9	0,32	0,32	3,14	0,28	12,5	99,8	3	1280	43	17,1	35	6,8	105	23,7	34	126	293	376	44	105	39	117	1428
	2A (200-250)	59,54	2,56	18,09	5,81	0,1	0,81	0,34	0,39	3,24	0,24	8,31	99,4	3	1494	41	15,3	29,3	9	77	23,3	33	122	188	418	33	88	29,6	95	1880
Perfil 12	A (0-30)	63,1	1,79	16,45	6,39	0,12	0,52	0,35	0,34	1,87	0,18	8,91	100	3	736	65	42	22,7	2	46	27,5	22,3	70	270	127	15,3	132	24,7	73	681
	B/A (30-60)	66,15	1,76	15,61	5,5	0,08	0,46	0,25	0,36	2,05	0,17	7,23	99,6	3	786	62	32	22,1	3	49	24,4	22,3	71	257	139	21,2	111	24,2	69	787
	Bt (60-90)	50,36	1,66	24,73	7,72	0,13	0,62	0,17	0,25	1,82	0,25	12,4	100,1	3	759	68	43	37	2,7	81	36	29,7	83	273	145	29,5	138	41	108	564
	Bt (90-150)	46,73	1,7	28,55	5,72	0,03	0,66	0,09	0,17	1,63	0,32	14	99,6	3	723	73	41	42	2,2	107	36	33	74	224	178	43	135	53	113	521
	Bt (150-175)	49,17	1,68	27,02	6,05	0,06	0,66	0,1	0,2	1,66	0,32	13	99,9	3	752	70	44	38	2,3	91	36	34	76	135	162	36	144	54	111	502
	2C (175-190)	52,97	1,71	24,6	5,92	0,06	0,66	0,12	0,24	1,8	0,28	11,6	100	3	838	71	44	32	1,7	80	37	31	77	126	153	31	137	48	111	546
	2C (220-230)	93,57	0,16	3,19	0,32	0	0,05	0,1	0,24	1,43	0,04	0,7	99,8	3	535	14	2,2	4,8	1	12,4	3	5,2	37	29	96	3	12,8	1	7,3	111
	2C (270-280)	93,05	0,25	3,18	0,32	0,01	0,05	0,11	0,26	1,63	0,04	0,45	99,3	3	635	23,6	2,6	4,4	1	13,3	3	4,9	41	23	105	3	11,2	1	7,1	127
2C (350-360)	92,29	1,01	2,73	1,18	0,04	0,07	0,13	0,23	1,35	0,05	0,33	99,4	3	517	21	3	4,4	1	26	3	4,6	35	21	91	9,2	28,2	1,9	12,5	288	
Perfil 8	A (0-20)	45,37	1,51	28,05	4,79	0,04	0,61	0,25	0,13	1,23	0,36	17,7	100,1	3	730	65	51	37	1,3	85	38	31	60	438	154	37	134	47	104	398
	Big (20-40)	46,23	1,65	28,37	5,66	0,03	0,68	0,16	0,16	1,3	0,36	15,6	100,2	3	768	79	53	39	1	73	42	31	56	381	163	38	156	51	101	350
	Bg (40-70)	44,76	1,57	27,56	9,25	0,03	0,66	0,13	0,15	1,28	0,37	14,6	100,3	4	749	88	46	37	1	58	42	33	58	226	150	22,7	198	51	92	287
	2A (70-90)	44,44	1,54	31,77	3,29	0,02	0,46	0,09	0,1	0,9	0,28	16,8	99,7	3	819	76	49	44	1	50	50	34	41	129	172	45	139	53	83	229
	3A (90-130)	43,5	1,44	32,15	3,88	0,02	0,46	0,09	0,1	0,94	0,29	17,1	100	3	806	80	48	44	1	52	52	35	45	128	155	37	168	52	90	196
Perfil 10	A (0-10)	49,06	1,6	24,88	6,83	0,09	0,71	0,31	0,19	1,57	0,3	14,7	100,3	3,1	745	69	40	34	1,4	74	36	32	74	285	153	29,1	136	41	104	438
	A2 (10-60)	51,45	1,66	25,17	6,59	0,05	0,73	0,15	0,21	1,72	0,28	11,8	99,8	3	777	81	43	36	1	53	40	29,5	77	145	150	25,1	135	43	101	415
	A3 (60-70)	61,25	1,69	19,92	5,05	0,04	0,64	0,18	0,29	1,93	0,23	8,66	99,9	3	865	77	35	27,1	1,9	46	33	24,6	76	134	150	21,3	109	29,8	83	635
	Bi (70-140)	81,19	1,54	7,94	3,23	0,05	0,3	0,2	0,34	1,78	0,1	2,69	99,4	3	815	54	16,3	10	3,9	33	12	10,4	58	63	119	16,1	73	11,3	38	885
	Bi (140-160)	81,73	1,37	7,83	2,94	0,04	0,32	0,24	0,39	2,04	0,1	2,52	99,5	3	981	51	14,6	11,7	3,4	33	12,8	10,4	64	66	134	17	72	8,9	39	756
	4C (340+)	92,3	0,5	3,13	0,78	0,02	0,07	0,14	0,28	1,5	0,04	0,5																		

## ANEXO III – Datações por LOE

<b>Código Datação</b>	<b>Amostra</b>	<b>Dose Anual (<math>\mu\text{Gy}/\text{ano}</math>)</b>	<b>P (Gy)</b>	<b>Idade (anos)</b>	<b>Th (ppm)</b>	<b>U (ppm)</b>	<b>K (%)</b>
<b>3972</b>	P10 (180cm)	4330 $\pm$ 390	3 $\sigma=0.3$	700 $\pm$ 90	15.965 $\pm$ 0.575	3.497 $\pm$ 0.151	2.063 $\pm$ 0.299
<b>3973</b>	P13 (175cm)	640 $\pm$ 50	22.9 $\sigma=0.7$	35900 $\pm$ 3240	0.818 $\pm$ 0.029	1.368 $\pm$ 0.073	0.030 $\pm$ 0.004
<b>3974</b>	P13 (55cm)	1311 $\pm$ 195	20.9 $\sigma=1.9$	15940 $\pm$ 3160	7.322 $\pm$ 0.264	2.086 $\pm$ 0.596	0.141 $\pm$ 0.020
<b>3975</b>	P2 (150cm)	4900 $\pm$ 280	1 $\sigma=0.3$	$\leq$ 1000	28.421 $\pm$ 1.023	5.527 $\pm$ 0.021	1.373 $\pm$ 0.199
<b>3976</b>	P8 (110cm)	4380 $\pm$ 140	2.9 $\sigma=0.2$	660 $\pm$ 100	15.208 $\pm$ 0.547	3.773 $\pm$ 0.345	2.135 $\pm$ 0.310

ANEXO IV – Datações por  $^{14}\text{C}$ 

## Perfil 8

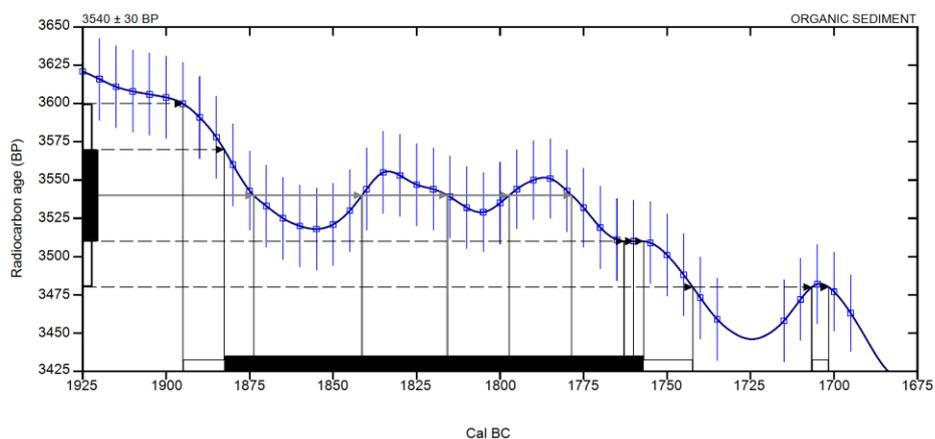
---

**CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS**


---

(Variables: C13/C12 = -23.6 o/oo : lab. mult = 1)

<b>Laboratory number</b>	<b>Beta-407003</b>
<b>Conventional radiocarbon age</b>	<b>3540 ± 30 BP</b>
<b>Calibrated Result (95% Probability)</b>	<b>Cal BC 1895 to 1740 (Cal BP 3845 to 3690) Cal BC 1705 to 1700 (Cal BP 3655 to 3650)</b>
<b>Intercept of radiocarbon age with calibration curve</b>	Cal BC 1875 (Cal BP 3825) Cal BC 1840 (Cal BP 3790) Cal BC 1815 (Cal BP 3765) Cal BC 1795 (Cal BP 3745) Cal BC 1780 (Cal BP 3730)
<b>Calibrated Result (68% Probability)</b>	<b>Cal BC 1885 to 1755 (Cal BP 3835 to 3705)</b>



**Database used**  
SHCAL13

**References****Mathematics used for calibration scenario**

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

**References to SHCAL13 database**

Hogg AG, Hua Q, Blackwell PG, Niu M, Buck CE, Gulderson TP, Heaton TJ, Palmer JG, Reimer PJ, Reimer RW, Turney CSM, Zimmerman SRH. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1889–1903.

---

**Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory**

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

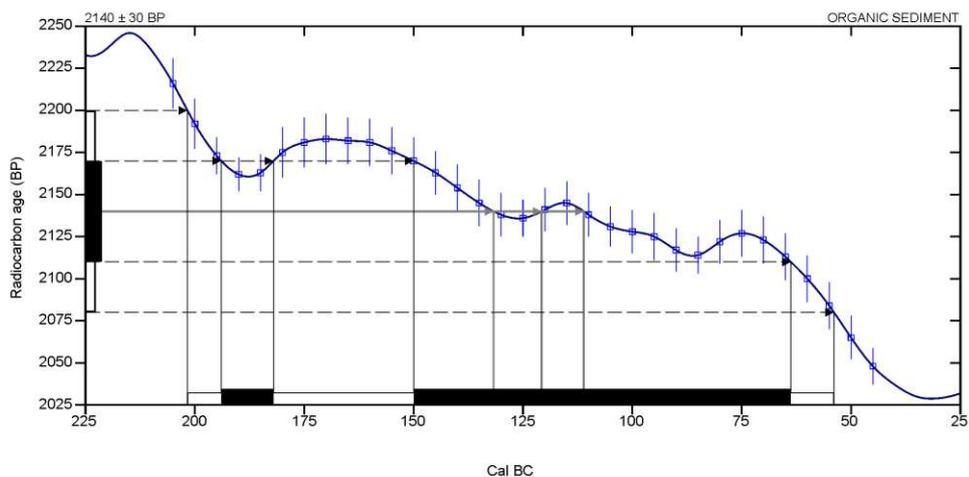
Perfil 14

## CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

---

(Variables: C13/C12 = -20.1 o/oo : lab. mult = 1)

<b>Laboratory number</b>	<b>Beta-407005</b>
<b>Conventional radiocarbon age</b>	<b>2140 ± 30 BP</b>
<b>Calibrated Result (95% Probability)</b>	<b>Cal BC 200 to 55 (Cal BP 2150 to 2005)</b>
<b>Intercept of radiocarbon age with calibration curve</b>	Cal BC 130 (Cal BP 2080) Cal BC 120 (Cal BP 2070) Cal BC 110 (Cal BP 2060)
<b>Calibrated Result (68% Probability)</b>	Cal BC 195 to 180 (Cal BP 2145 to 2130) Cal BC 150 to 65 (Cal BP 2100 to 2015)



**Database used**  
SHCAL13

**References**

**Mathematics used for calibration scenario**

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

**References to SHCAL13 database**

Hogg AG, Hua Q, Blackwell PG, Niu M, Buck CE, Guilderson TP, Heaton TJ, Palmer JG, Reimer PJ, Reimer RW, Turney CSM, Zimmerman SRH. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1889–1903.

---

**Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory**

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

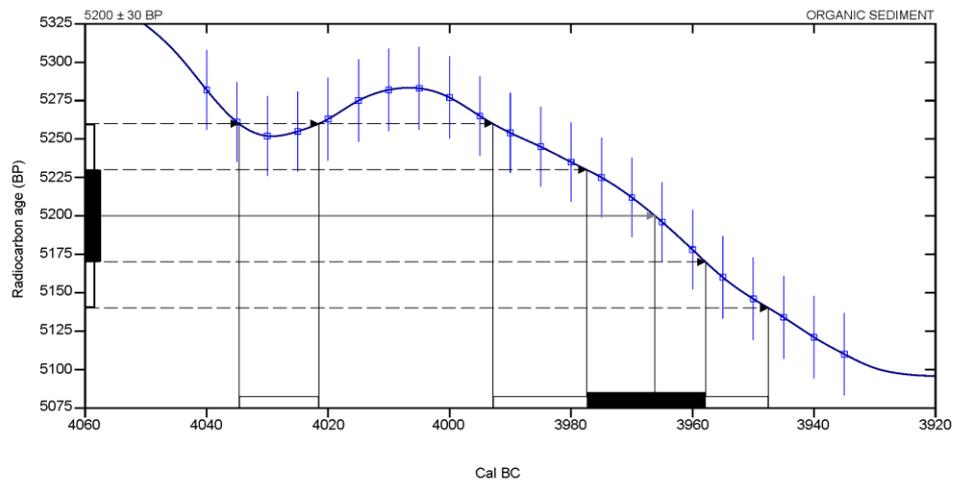
## Perfil 12

## CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

---

(Variables: C13/C12 = -20.9 o/oo : lab. mult = 1)

<b>Laboratory number</b>	<b>Beta-407004</b>
<b>Conventional radiocarbon age</b>	<b>5200 ± 30 BP</b>
<b>Calibrated Result (95% Probability)</b>	<b>Cal BC 4035 to 4020 (Cal BP 5985 to 5970) Cal BC 3995 to 3945 (Cal BP 5945 to 5895)</b>
<b>Intercept of radiocarbon age with calibration curve</b>	<b>Cal BC 3965 (Cal BP 5915)</b>
<b>Calibrated Result (68% Probability)</b>	<b>Cal BC 3975 to 3960 (Cal BP 5925 to 5910)</b>



**Database used**  
SHCAL13

**References**

**Mathematics used for calibration scenario**

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

**References to SHCAL13 database**

Hogg AG, Hua Q, Blackwell PG, Niu M, Buck CE, Guilderson TP, Heaton TJ, Palmer JG, Reimer PJ, Reimer RW, Turney CSM, Zimmerman SRH. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1889–1903.

---

**Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory**

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

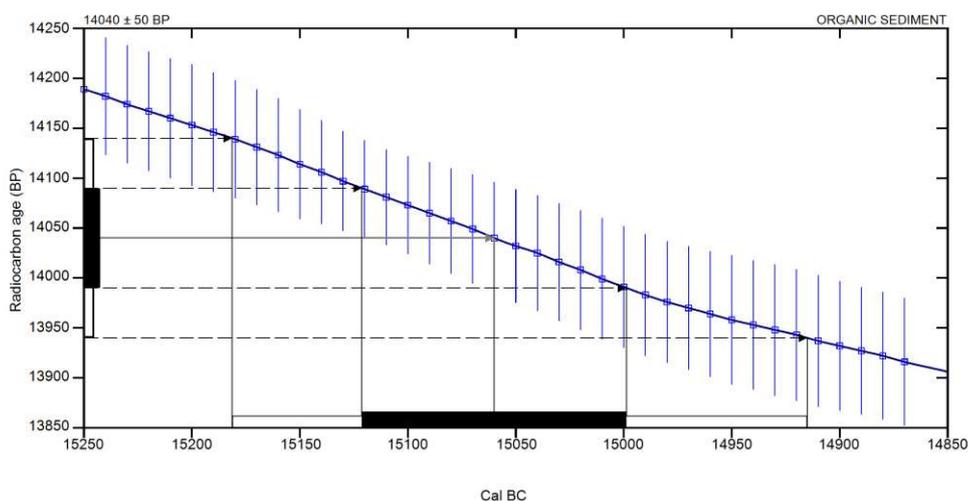
## Perfil 1

## CALIBRATION OF RADIOCARBON AGE TO CALENDAR YEARS

---

(Variables: C13/C12 = -19.1 o/oo : lab. mult = 1)

<b>Laboratory number</b>	<b>Beta-407001</b>
<b>Conventional radiocarbon age</b>	<b>14040 ± 50 BP</b>
<b>Calibrated Result (95% Probability)</b>	<b>Cal BC 15180 to 14915 (Cal BP 17130 to 16865)</b>
<b>Intercept of radiocarbon age with calibration curve</b>	<b>Cal BC 15060 (Cal BP 17010)</b>
<b>Calibrated Result (68% Probability)</b>	<b>Cal BC 15120 to 15000 (Cal BP 17070 to 16950)</b>



**Database used**  
SHCAL13

**References**

**Mathematics used for calibration scenario**

A Simplified Approach to Calibrating C14 Dates, Talma, A. S., Vogel, J. C., 1993, Radiocarbon 35(2):317-322

**References to SHCAL13 database**

Hogg AG, Hua Q, Blackwell PG, Niu M, Buck CE, Gulderson TP, Heaton TJ, Palmer JG, Reimer PJ, Reimer RW, Turney CSM, Zimmerman SRH. 2013. SHCAL13 Southern Hemisphere calibration, 0–50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4):1889–1903.

---

**Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory**

4985 S.W. 74th Court, Miami, Florida 33155 • Tel: (305)667-5167 • Fax: (305)663-0964 • Email: beta@radiocarbon.com

ANEXO V – Análises isotópicas de  $^{13}\text{C}$  e  $^{15}\text{N}$ 

Perfil	Horizonte (cm)	C <sub>total</sub>	$^{13}\text{C}$	N <sub>total</sub>	$^{15}\text{N}$	C/N
Perfil 14	A (0-25)	0,908	-18,23	0,088	9,62	10,3
	C (25-50)	0,274	-18,33	0,031	16,43	8,8
	C (50-75)	0,095	-18,74	0,012	11,44	7,9
	C (75-100)	0,082	-20,39	0,010	12,79	8,2
	C (100-125)	0,145	-18,93	0,016	10,84	9,1
	2A (150-175)	0,225	-18,42	0,024	9,53	9,4
	2A (175-200)	0,206	-18,58	0,023	9,97	9,0
	2C (225-250)	0,035	-24,80	0,005	17,05	7,0
	2C (275-300)	0,042	-24,53	0,004	13,22	10,5
3C (325-360+)	0,042	-24,08	0,004	7,22	10,5	
Perfil 2	A1 (0-20)	1,836	-20,85	0,199	7,13	9,2
	A2 (20-40)	1,568	-20,03	0,178	8,47	8,8
	Bg1 (40-130)	1,151	-18,88	0,136	8,20	8,5
	Bg2 (130-140)	1,101	-20,58	0,128	8,37	8,6
	2C (140-150)	0,062	-23,76	0,008	11,00	7,8
Perfil 1	A (0-40)	2,142	-23,62	0,217	5,79	9,9
	Bg1 (40-100)	0,795	-21,86	0,078	8,24	10,2
	Bg2 (100-120)	0,951	-21,38	0,099	8,47	9,6
	Bg2 (120-160)	0,941	-21,47	0,078	7,73	12,1
	Bg2 (160-180)	0,823	-20,42	0,082	6,12	10,0
	2A (190-200)	1,971	-20,80	0,136	3,72	14,5
	2A (200-250)	0,894	-21,69	0,069	5,97	13,0
Perfil 12	A (0-30)	1,137	-22,50	0,139	9,10	8,2
	B/A (30-60)	0,661	-20,57	0,073	10,55	9,1
	Bt (60-90)	1,068	-19,80	0,117	8,63	9,1
	Bt (90-150)	1,058	-19,45	0,110	7,80	9,6
	Bt (150-175)	0,841	-18,79	0,081	6,90	10,4
	2C (175-190)	0,720	-18,89	0,068	7,03	10,6
	2C (220-230)	0,059	-25,23	0,005	11,71	11,8
	2C (270-280)	1,717	-14,21	0,003	17,18	572,3
	2C (350-360)	0,114	-19,41	0,002	7,74	57,0
Perfil 8	A (0-20)	0,245	-21,10	0,269	4,07	0,9
	Big (20-40)	1,521	-20,36	0,154	6,87	9,9
	Big (40-70)	1,121	-21,20	0,102	5,54	11,0
	2A (70-90)	1,560	-20,07	0,128	2,57	12,2
	3A (90-130)	1,889	-22,96	0,135	3,31	14,0
Perfil 10	A (0-10)	1,923	-16,42	0,174	6,42	11,1
	A2 (10-60)	1,567	-20,29	0,064	10,29	24,5
	A3 (60-70)	0,027	-27,90	0,048	7,74	0,6
	Bi (70-140)	0,538	-19,37	0,012	8,88	44,8
	Bi (140-160)	0,160	-21,34	0,011	10,91	14,5
	4C (340+)	0,030	-26,93	0,002	15,09	15,0
Perfil 13	A (0-40)	11,930	-15,43	0,405	4,31	29,5
	2C (40-50)	0,743	-19,19	0,055	3,93	13,5
	3A (50-130)	26,680	-14,51	0,308	1,31	86,6
	4A (130-190+)	0,301	-20,29	0,009	7,83	33,4