

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

LETÍCIA AUGUSTA FARIA DE OLIVEIRA

**A DINÂMICA FLUVIAL QUATERNÁRIA E A CONFIGURAÇÃO DO
MODELADO DO RELEVO NO CONTATO ENTRE A DEPRESSÃO DO
RIO POMBA E O PLANALTO DE CAMPOS DAS VERTENTES - ZONA
DA MATA DE MINAS GERAIS**

Belo Horizonte

2012

LETÍCIA AUGUSTA FARIA DE OLIVEIRA

**A DINÂMICA FLUVIAL QUATERNÁRIA E A CONFIGURAÇÃO DO
MODELADO DO RELEVO NO CONTATO ENTRE A DEPRESSÃO DO
RIO POMBA E O PLANALTO DE CAMPOS DAS VERTENTES - ZONA
DA MATA DE MINAS GERAIS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geografia da Universidade Federal de Minas Gerais, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Análise Ambiental

Linha de pesquisa: Geomorfologia Fluvial

Orientador: Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior

Belo Horizonte

2012

O48d
2012

Oliveira, Leticia Augusta Faria de.

A dinâmica fluvial quaternária e a configuração do modelado do relevo no contato entre a depressão do Rio Pombo e o Planalto de Campos das Vertentes - Zona da Mata de Minas Gerais [manuscrito] / Leticia Augusta Faria de Oliveira. – 2012.

224 f., enc. : il. color.

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências, 2012.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Bibliografia: f. 218-224.

1. Geomorfologia – Mata, Zona da (MG) – Teses. 2. Hidrografia – Mata, Zona da (MG) – Teses. 3. Relevo – Mata, Zona da (MG) – Teses. I. Magalhães Júnior, Antônio Pereira. II. Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III. Título.

CDU: 551.48



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

A DINÂMICA FLUVIAL QUATERNÁRIA E A CONFIGURAÇÃO DO MODELADO DO RELEVO NO CONTATO ENTRE A DEPRESSÃO DO RIO POMBA E O PLANALTO DE CAMPOS DAS VERTENTES - ZONA DA MATA DE MINAS GERAIS

LETÍCIA AUGUSTA FARIA DE OLIVEIRA

Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para a obtenção do grau de Mestre em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 19 de junho de 2012, pela banca constituída pelos membros:

Prof. Dr. Antônio Pereira Magalhães Júnior

Prof. Dr. Allaoua Saadi

Prof. Dr. Ricardo Diniz da Costa

Prof. Dr. Guilherme Taitson Bueno

Belo Horizonte, 19 de junho de 2012.

Dedico este trabalho aos meus pais, de quem tive, cotidianamente, imenso apoio.

O apoio cotidiano é, dentre todos, o mais bonito e importante.

AGRADECIMENTOS

Agradeço sinceramente àqueles que contribuíram para a realização deste trabalho.

Ao meu orientador, Antônio Pereira Magalhães Júnior, pela excelente orientação.

A Laura Lima e Alex de Carvalho, pela parceria em todas as etapas da elaboração desse trabalho. Por terem se disposto a se tornar imprescindíveis para a pesquisa desde quando ela apenas se esboçava.

A Luiz Fernando Barros e Luís Felipe Cherem, pelas valiosas discussões, pela leitura do texto e pelos auxílios em trabalhos de campo.

A Humberto Reis, pela leitura da caracterização geológica da área e pelas contribuições. A André Henrique, Leilane Sobrinho, Renato Martins e Anna Rodrigues, pelo auxílio com a parte gráfica. A Chrystiann Lavarini, Bernardo Filizzola, Cristiano Marques e Luís Carlos pelo auxílio em campo e pelas sugestões.

Aos professores Allaoua Saadi, Ricardo Diniz, Miguel Felipe, André Salgado, Paulo Aranha e Antônio Wilson Romano, pelas ricas discussões e pela presteza para tantas ajudas, desde as primeiras etapas da pesquisa.

À professora Marcilene dos Santos e a Matheus Kuchenbecker, pela ajuda na aquisição de obras importantes para consulta.

À Nívea e ao Bruno Debien, pelos auxílios no laboratório. À Maria Paula, pelas orientações sobre as etapas a serem cumpridas na pós-graduação.

A Paulo Borges, Aline Raposo e Ana Carolina Andrino, pela presença motivadora.

À Amanda Raposo, que correu por mim para que um primeiro projeto pudesse se tornar esta pesquisa.

Aos integrantes do Grupo Geomorfologia e Recursos Hídricos, por todas as sugestões.

Aos moradores e proprietários de terras na área de estudo, que permitiram nosso acesso aos rios e depósitos.

Aos amigos da 7&8, pelos sorrisos e apoios nos *tempos e contratempos*. À Fátima Ramos, principalmente, pela compreensão com meus frequentes trabalhos de campo.

A todos os amigos, pela torcida. Pela presença, mas também pelas ausências, dependendo do que eu precisasse!

Aos meus pais, pelo apoio e incentivo. Por terem priorizado este trabalho tanto quanto eu o priorizei.

A Deus, pela possibilidade e pela força, por todas essas pessoas no meu caminho e pelas inúmeras vezes, durante esses dois anos, em que pensei: “*nossa... que sorte!!*”.

RESUMO

O estudo das formações superficiais aluviais na reconstituição de eventos geomorfológicos é uma ferramenta metodológica importante para a compreensão dos fatores condicionantes da evolução da rede de drenagem durante o Quaternário tardio. A dinâmica fluvial é bastante sensível a alterações endógenas e exógenas, e os depósitos podem guardar registros das condições tectônicas e climáticas vigentes nos períodos sin e pós deposicionais. A evolução da rede de drenagem está intimamente conectada com os processos de esculturação das vertentes e a compreensão acerca da configuração espaço-temporal da rede hidrográfica fornece informações determinantes sobre a evolução do relevo. Na Zona da Mata de Minas Gerais, a alta bacia do Rio Pomba (afluente de margem esquerda do baixo curso do Rio Paraíba do Sul) apresenta diferenças na morfologia das vertentes em áreas de litologia semelhante e livres de controle estrutural conhecido. A configuração do modelado do relevo regional sugere o papel decisivo dos processos fluviais na gênese de dois compartimentos morfológicos distintos: a Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé e o Planalto de Campos das Vertentes (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Essa dissertação avalia a influência da dinâmica fluvial na configuração da depressão em seu contato com o planalto, bem como na porção deste pertencente à mencionada bacia. Por meio do levantamento, caracterização, interpretação e datação dos depósitos fluviais atuais e pretéritos dos principais cursos d'água que drenam ambos os compartimentos morfológicos, foi possível discutir a influência de fatores antrópicos, estruturais, tectônicos e climáticos sobre a dinâmica fluvial, bem como a influência desta sobre o modelado do relevo da área de estudo. Regionalmente, a geomorfologia fluvial é marcada pela ocorrência de três conjuntos de níveis fluviais abandonados: i) níveis cerca de 25 m acima do rio atual, identificados apenas nas porções dos vales próximas à escarpa da Serra da Mantiqueira; ii) níveis entre 15 e 20 m acima da lâmina d'água, sendo que essa altura aumenta em direção à jusante. A ocorrência dos depósitos desse nível varia de vale para vale, embora se perceba um padrão regional de distribuição dos mesmos; iii) terraços espessos (em média 10 m de espessura) que margeiam praticamente toda a calha, e no qual as planícies, de amplitudes anômalas em vários trechos, encontram-se embutidas ou encaixadas. A disposição e características dos níveis fluviais indicam que a sua gênese esteve condicionada por uma tectônica diferencial de blocos durante o Quaternário tardio. Foram comuns os processos de captura fluvial, por meio dos quais cursos d'água pertencentes à bacia do Rio Pomba capturaram canais pertencentes à bacia do Rio Doce. Esses processos seriam responsáveis pela incorporação de áreas do Planalto de Campos das Vertentes à bacia do Rio Pomba. A disposição dos trechos das calhas em corredeiras obedece a condicionamento estrutural ou tectônico e a incisão recente dos altos cursos sugere uma continuidade do avanço da Depressão do Rio Pomba sobre o Planalto de Campos das Vertentes. A morfologia das planícies se deve à combinação de fatores antrópicos e tectônicos, além de ser influenciada pela morfologia da bacia do Rio Pomba. A datação dos depósitos aluviais via método de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE) se mostrou útil e adequada para datar episódios recentes de deposição aluvial (planícies e terraços fluviais). Cinco dentre os seis depósitos de planície datados obtiveram entre 1.500 (\pm 250) e 6.000 (\pm 750) anos de idade, sendo as planícies de baixo curso mais velhas que as de alto curso. Nesse período, o encaixamento do canal no trecho próximo ao ponto de coleta foi nulo ou inferior a 1 metro. A idade de 16.000 (\pm 1.500) anos obtida para um dos depósitos de planície do Rio São Manuel (bastante divergente, portanto, das demais) pode ter sido ocasionada pelo zeramento parcial da luminescência dos grãos de quartzo anteriormente à deposição, em decorrência da proximidade entre o local da coleta e a escarpa da Serra da Mantiqueira. Para o nível de terraço datado, foi obtida a idade de 11.800 (\pm 1.000) anos, durante os quais houve um encaixamento de 4 metros do curso d'água. Características da área

de estudo, na qual são frequentes os processos de coluvionamento, podem limitar o alcance temporal desse método, que seria eficiente para a datação de episódios mais antigos de deposição fluvial apenas em regiões de vertentes mais estáveis.

Palavras-chave: Geomorfologia fluvial. Bacia do Rio Pomba. Zona da Mata de Minas Gerais. Luminescência Opticamente Estimulada (LOE). Neotectônica.

ABSTRACT

The study of superficial alluvial formations on the reconstitution of geomorphological events is an important tool in the comprehension of conditioning factors on the evolution of the draining system during the late Quaternary. The fluvial dynamics are very sensible to endogenous and exogenous alterations, and the fluvial sediments can keep records of the ongoing tectonic and climatic conditions in the sin and post depositional periods. The evolution of the drainage system is closely connected to the process of sculpture of the slopes and the comprehension about the space-temporary configurations of the drainage system supplies determinative information about the evolution of the relief. In *Zona da Mata* region, *Minas Gerais* state, the upper Pomba River basin (tributary on the left bank in the low course of Paraíba do Sul River) presents divergences regarding the morphology of the slopes in areas of similar lithology, and free of a recognized structural control. The configuration of the relief's regional modeling suggests a decisive role of fluvial processes on the genesis of two distinct morphological compartments: the Pomba-Muriaé Rivers Scaled Depression and the Campos das Vertentes Plateau (PROJECT RADAMBRASIL, 1983). This dissertation evaluates the influence of the fluvial dynamics on the configuration of the depression in its contact with the plateau, as well as in its portion belonging to the aforementioned basin. Through the survey, characterization, interpretation and dating of actual and past fluvial sediments in the main water courses which drain both morphological compartments, it was possible to discuss the anthropic, structural, tectonic and climatic influences on the fluvial dynamics, as well as its influence on the modeling of the relief in the study area. Regionally, the fluvial geomorphology is set by the occurrence of three groups of abandoned fluvial levels: i) levels about 25 meters above the present river, identified only in the portions of the valleys near the Serra da Mantiqueira scarp; ii) levels between 15 and 20 meters above the river level, this height being increased towards the downstream. The occurrence of sediments on this level varies from valley to valley, although there is a regional standard of distribution; iii) thick terraces (on an average of 10 meters of thickness) that practically pass along the side of the whole fluvial flume and, in those terraces, the plains of anomalous amplitudes have been found nested or cut-in-bedrock, in several passages. The disposition and characterization of the fluvial levels indicate that their genesis was conditioned by differential Block Tectonic processes during the late Quaternary. The processes of river capture were common, through which rivers belonging to the Pomba River basin captured channels belonging to the Doce River basin. These processes would be responsible for the incorporation of areas of the plateau on Pomba River basin. The disposition of the flumes in rush stream obeys the structural or tectonic conditionality, and the recent incision of high courses suggests a continuity of the advancement of the depression on the plateau. The morphology of the floodplains occurs due to the combination of anthropic and tectonic factors, besides being influenced by the morphology on Pomba River basin. The dating of alluvial sediments through Optical Stimulated Luminescence (OSL) proved to be useful and adequate to date recent episodes of alluvial deposition (floodplains and terraces). Five among the six deposits of dated plain obtained between 1.500 (\pm 250) and 6.000 (\pm 750) years of age, being the plains of low courses older than those ones of high courses. At this period, the downcutting of the channel in the distance near the collection points it was null or inferior a meter. The age of 16.000 (\pm 1.500) years obtained for one of the deposits of the plain of the São Manuel River (plenty divergent, therefore, of those ones) may have been caused by the partial bleaching of the luminescence of quartz grains previously the deposition, resulting from the proximity between the local of the collection and the Serra da Mantiqueira scarp. For the dated terrace, it was obtained the age of 11.800 (\pm 1.000) years, during those years there was a downcutting of four meters of the water course. Characterizations of the study area, in which colluvial

processes are frequent, can limit the temporary reach of this method, which could be efficient for dating more ancient episodes of fluvial deposition only in regions of steadier slopes.

Keywords: Fluvial geomorphology. Pomba River's basin. Zona da Mata of Minas Gerais. Optical Stimulated Luminescence (OSL). Neotectonics.

Lista de Figuras

Figura 1: Representação esquemática das tipologias de níveis deposicionais aluviais.....	26
Figura 2: Aquisição de sinal luminescente pelo mineral antes e depois dos processos de erosão, transporte e deposição.....	32
Figura 3: Localização da área de estudo, com destaque para os cursos d'água cujos vales foram estudados.....	40
Figura 4: Geologia segundo as Folhas Ubá e Rio Pomba, 1:100.000.....	42
Figura 5: Compartimentação geomorfológica da área de estudo.....	49
Figura 6: Rede hidrográfica e curvas de nível de maior incidência na topografia da região da Serra de São Geraldo. Observar a não correspondência entre o interflúvio e a frente da escarpa.....	52
Figura 7: Mapeamento das unidades do relevo da região de São Geraldo.....	54
Figura 8: Identificação do tubo de PVC e posterior coleta de amostra para datação por LOE.....	62
Figura 9: Setorização dos vales estudados.....	66
Figura 10: Perfil longitudinal do Ribeirão Espírito Santo e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2 e 3 (N2 e N3).....	68
Figura 11: Perfil transversal síntese do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.....	69
Figura 12: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.....	70
Figura 13: N3 do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.....	71
Figura 14: N2 do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.....	72
Figura 15: N1 do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.....	72
Figura 16: Perfil transversal síntese do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo.....	74
Figura 17: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B do Ribeirão Espírito Santo.....	75
Figura 18: N3 do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo.....	76
Figura 19: N2 do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo.....	77
Figura 20: N1 do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo.....	78
Figura 21: Interflúvio aplainado e pouco pronunciado entre a bacia do Rio São Manuel e a bacia do Rio Doce. A lagoa foi gerada por pequeno represamento antrópico do canal para construção de estrada.....	79
Figura 22: Perfil longitudinal do Rio São Manuel e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4).....	79
Figura 23: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio São Manuel.....	81
Figura 24: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho A do Rio São Manuel.....	82

Figura 25: N3 e N2 do Trecho A do Rio São Manuel.....	83
Figura 26: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio São Manuel	85
Figura 27: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B do Rio São Manuel.	86
Figura 28: N4 do Trecho B do Rio São Manuel.	87
Figura 29: N3 do Trecho B do Rio São Manuel.	88
Figura 30: N2 do Trecho B do Rio São Manuel.	88
Figura 31: N1 do Trecho B do Rio São Manuel.	89
Figura 32: Ambiente de rápida deposição no N1 do Trecho B do Rio São Manuel. Em A, corredeiras em ambiente de soleira rompida.	90
Figura 33: Perfil longitudinal do Rio Paraopeba e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4).	92
Figura 34: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Rio Paraopeba.....	92
Figura 35: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio Paraopeba.....	94
Figura 36: N4 do Trecho A do Rio Paraopeba.....	95
Figura 37: N3 do Trecho A do Rio Paraopeba.....	96
Figura 38: N2 do Trecho A do Rio Paraopeba.....	97
Figura 39: N1 do Trecho A do Rio Paraopeba.....	98
Figura 40: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio Paraopeba.....	99
Figura 41: Perfil longitudinal do Ribeirão Ubá e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 3, 4 e 5 (N3, N4 e N5).	101
Figura 42: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Ribeirão Ubá.	102
Figura 43: Perfil transversal síntese do Trecho A do Ribeirão Ubá.....	103
Figura 44: N5 do Trecho A do Ribeirão Ubá.....	104
Figura 45: N4 do Trecho A do Ribeirão Ubá.....	105
Figura 46: N3 do Trecho A do Ribeirão Ubá.....	106
Figura 47: N2 do Trecho A do Ribeirão Ubá.....	106
Figura 48: N1 do Trecho A do Ribeirão Ubá.....	108
Figura 49: Perfil transversal síntese do Trecho B do Ribeirão Ubá.....	109
Figura 50: Depósito do N4 do Trecho B do Ribeirão Ubá, com fácies basal de seixos deformada.	111
Figura 51: N3 do Trecho B do Ribeirão Ubá.....	112
Figura 52: N2 do Trecho B do Ribeirão Ubá.....	113
Figura 53: Perfil longitudinal do Rio Xopotó e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2 e 3 (N2 e N3).	114

Figura 54: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Rio Xopotó.....	115
Figura 55: Amplo N2 de margem direita, pouco à montante da sede do município de São Geraldo.....	115
Figura 56: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio Xopotó.....	117
Figura 57: N2 do Trecho A do Rio Xopotó.....	118
Figura 58: N1 do Trecho A do Rio Xopotó.....	119
Figura 59: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio Xopotó.....	120
Figura 60: N3 do Trecho B do Rio Xopotó.....	121
Figura 61: N2 e N1 do Trecho B do Rio Xopotó, com pequeno desnível entre ambos.....	122
Figura 62: Perfil transversal síntese do Trecho C do Rio Xopotó.....	124
Figura 63: N1 do Trecho D do Rio Xopotó.....	125
Figura 64: Perfil transversal síntese do Trecho D do Rio Xopotó.....	126
Figura 65: Visão tridimensional do ponto de captura do Trecho A do Rio dos Bagres e perfil longitudinal do Trecho A, paleovale e Trecho Encachoeirado.....	128
Figura 66: Perfil longitudinal do Rio dos Bagres e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4).....	129
Figura 67: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio dos Bagres.....	130
Figura 68: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho A do Rio dos Bagres.....	131
Figura 69: N2 do Trecho A do Rio dos Bagres.....	132
Figura 70: N1 do Trecho A do Rio dos Bagres. Vale pouco encaixado e vertentes sem indícios da ocorrência de depósitos aluviais abandonados.....	133
Figura 71: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio dos Bagres.....	135
Figura 72: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B do Rio dos Bagres.....	136
Figura 73: N4 do Trecho B do Rio dos Bagres, no qual os seixos aluviais encontram-se sobre veio de quartzo e elúvio de gnaiss.....	137
Figura 74: N3 do Trecho B do Rio dos Bagres.....	138
Figura 75: N2 do Trecho B do Rio dos Bagres.....	139
Figura 76: N1 do alto curso do Rio dos Bagres.....	140
Figura 77: Perfil longitudinal do Rio Pomba e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4).....	141
Figura 78: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Rio Pomba.....	141
Figura 79: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio Pomba.....	143
Figura 80: N4 do Trecho A do Rio Pomba depositado sobre elúvio.....	144
Figura 81: N3 do Trecho A do Rio Pomba.....	145

Figura 82: N2 do Trecho A do Rio Pomba.	146
Figura 83: N1 do Trecho A do Rio Pomba.	147
Figura 84: Sequências deposicionais identificadas nos trechos de inflexão da drenagem....	148
Figura 85: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio Pomba.	149
Figura 86: N3 do Trecho B do Rio Pomba.	151
Figura 87: N2 do Trecho B do Rio Pomba.	152
Figura 88: N1 amplo e pouco espesso em trecho de canal raso e meandrante.	152
Figura 89: Perfil transversal síntese do Trecho C do Rio Pomba.	154
Figura 90: Vale do Rio Pomba no Trecho D.....	156
Figura 91: Perfil transversal síntese do Trecho D do Rio Pomba.....	157
Figura 92: Perfil transversal síntese do Trecho E do Rio Pomba.....	159
Figura 93: N2 do Trecho E do Rio Pomba.....	160
Figura 94: N1 pouco espesso no Trecho E do Rio Pomba.....	161
Figura 95: Localização dos trechos de corredeira.....	162
Figura 96: Feições de leito do Trecho A do Ribeirão Ubá.....	164
Figura 97: Feições de leito do Rio São Manuel.	165
Figura 98: Localização dos perfis coletados para datação via LOE.	168
Figura 99: Ocorrência dos níveis deposicionais abandonados à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira.....	176
Figura 100: Descrição síntese dos depósitos fluviais de terraço gerados por agradação da calha e dos depósitos de planície em cada vale estudado, nos trechos à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira.	200
Figura 101: Distribuição dos depósitos aluviais de fundo de vale nos trechos nos quais o fundo de vale é amplo; e dos trechos de calha em corredeira nas principais unidades do relevo regionais	203
Figura 102: Quadro de fases tectônicas cenozóicas no Sudeste do Brasil segundo diferentes autores.....	205
Figura 103: Visão tridimensional da área de estudo.	209

Tabela

Tabela 1: Nível deposicional, concentrações de Th (Tório), U (Urânio) e K (Potássio), dose anual, dose acumulada, idade e desnível do ponto de coleta para a lâmina d'água. 169

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	16
2. REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS	21
2.1. Níveis deposicionais aluviais: bases conceituais, tipologia e fatores condicionantes ...	21
2.1.1. <i>Planícies de inundação</i>	23
2.1.2. <i>Terraços fluviais</i> :.....	23
2.1.3. <i>Tipologia dos níveis deposicionais aluviais</i>	25
2.2. Luminescência Opticamente Estimulada (LOE).....	30
2.2.1 <i>Procedimento ideal de coleta</i>	34
2.2.2 <i>Discussões acerca das limitações do método</i>	35
3. ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO	39
3.1. Localização.....	39
3.2. Evolução geológico-geomorfológica regional.....	41
3.3. Aspectos climáticos e paleoclimáticos	55
3.4. Cobertura vegetal e histórico regional de uso e ocupação do solo.....	56
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	59
4.1. Identificação, caracterização e datação dos níveis deposicionais.....	60
4.2. Interpretações associadas a fatores estruturais e tectônicos	63
4.3. Interpretações associadas a fatores climáticos.....	63
5. RESULTADOS	65
5.1 Níveis deposicionais aluviais.....	65
5.1.1 <i>Ribeirão Espírito Santo</i>	67
5.1.2 <i>Rio São Manuel</i>	78
5.1.3 <i>Rio Paraopeba</i>	91
5.1.4 <i>Ribeirão Ubá</i>	100
5.1.5 <i>Rio Xopotó</i>	113
5.1.6 <i>Rio dos Bagres</i>	127
5.1.7 <i>Rio Pomba</i>	140
5.2 Canais fluviais atuais: morfologia e aspectos deposicionais de leito.	161
5.3 Datações dos depósitos aluviais: resultados e análise crítica	166
6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	175
6.1 Interpretação da dinâmica evolutiva dos vales	175
6.2 Influências tectônicas sobre a dinâmica fluvial regional.....	195

6.3 A contribuição das capturas fluviais para a evolução recente da rede de drenagem....	208
REFERÊNCIAS	218

1. INTRODUÇÃO

A dinâmica geomorfológica fluvial de um vale ou de uma bacia hidrográfica está intimamente relacionada com a evolução do modelado de suas vertentes. Os canais fluviais atuam como nível de base para os processos que nelas ocorrem, portanto, a incisão ou entulhamento da rede de drenagem interferem na energia disponível para a dinâmica evolutiva das vertentes. A erosão e deposição de sedimentos pelas quais os cursos d'água são responsáveis alteram o modelado das encostas, e reorganizações na rede hidrográfica alteram limites de bacias hidrográficas e contribuem para o processo de recuo de escarpas e interflúvios. Os depósitos aluviais podem preservar registros de influências climáticas ou tectônicas atuantes nos períodos sin e pós-deposicionais, e, por isso, o estudo da evolução fluvial a partir da identificação, caracterização e considerações acerca dos processos formadores de depósitos fluviais pretéritos e atuais pode auxiliar a compreensão da evolução geomorfológica quaternária das vertentes.

No Brasil, a configuração dos principais traços do modelado atual do relevo foi compreendida, por muito tempo, como resultante apenas dos eventos climáticos quaternários. Isso porque o paradigma norteador dos estudos em geociências assumia que, em regiões intraplaca, os fatores tectônicos deixariam de atuar de modo decisivo assim que elas se constituíssem como tal (para o exemplo brasileiro, desde o evento Brasiliano, encerrando-se a atividade tectônica compressiva, portanto, no Cambriano). Os estudos geomorfológicos anteriores à década de 1950 raramente contemplavam a ocorrência de eventos tectônicos. Nem mesmo os fatores chamados *estruturais*, relacionados às estruturas geológicas originadas pelas movimentações tectônicas brasileiras ou anteriores e que atualmente encontram-se em estado de quiescência, eram entendidos como de forte influência no controle da evolução fluvial. Estes fatores ficavam, portanto, igualmente subestimados como potencialmente influenciadores da morfogênese e dinâmica de evolução do relevo.

A aceitação de que a estabilidade tectônica de toda e qualquer área seria apenas relativa fez com que abordagens estruturais ganhassem força. Embora elas estivessem presentes em alguns trabalhos até mesmo anteriores à teoria da tectônica de placas (DAVIS, 1899; PENCK, 1953; KING, 1956), foi essa teoria que expandiu os conhecimentos sobre o condicionamento estrutural das paisagens. A partir de então, a geomorfologia pôde remontar seus estudos e interpretações a tempos geológicos mais antigos, nos quais se deram os principais eventos

tectônicos na plataforma brasileira, buscando a compreensão sobre as implicações das anisotropias geradas por eles no modelado do relevo atual (MAGALHÃES JÚNIOR, 1993).

Segundo Bishop (1995), a teoria da tectônica de placas e a evolução associada de margens passivas forneceram novos subsídios para a compreensão da evolução de paisagem de longo termo e para a reconstituição da história das redes de drenagem, uma vez que movimentações tectônicas constituem importante causa de rearranjo de drenagem em macroescala. O autor acrescenta, ainda, que essa concepção reacendeu o interesse pelo estudo da evolução da drenagem com ênfase nos processos de captura fluvial, embora estes ainda sejam, muitas vezes, invocados sem as devidas considerações acerca dos mecanismos que condicionam sua ocorrência.

A dinâmica fluvial é muito sensível às movimentações da crosta. Os efeitos de interferências da tectônica intraplaca na evolução da rede de drenagem podem ser verificados nos depósitos sedimentares aluviais, os quais podem guardar registros das adaptações da rede de drenagem a mudanças no quadro morfodinâmico impulsionadas pela tectônica. Neste caso, o Cenozóico é a era fundamental para o estudo das formações superficiais e dos reflexos neotectônicos na geomorfologia fluvial. A recência de um depósito lhe confere mais chances de preservação e de fornecimento de registros do quadro paleoambiental correlativo de sua gênese.

No contexto intraplaca brasileiro, a Serra da Mantiqueira destaca-se como uma das mais proeminentes feições geomorfológicas da região sudeste do Brasil. Atuando como importante divisor hidrográfico das bacias dos rios Paraíba do Sul (sudeste), Doce (noroeste) e Paraná (oeste), a Serra da Mantiqueira teve sua evolução associada a importantes movimentações tectônicas brasileiras e pós-brasileiras. Durante o evento Sul-atlantiano, a serra se constituiu como um dos horsts da abertura do Sistema de Riftes Continentais da Serra do Mar (ALMEIDA, 1976), posteriormente denominado por Riccomini (1989) de Rifte Continental do Sudeste Brasileiro. Aspectos de sua evolução tectônica posterior à estabilização do rifteamento são abordados por Gallagher *et al.* (1995); Hackspacher *et al.* (1999), Santos (1999), Hiruma *et al.* (2001), Modenesi-Gauttieri *et al.* (2002), dentre outros, sobretudo para as chamadas Terras Altas da Mantiqueira, porção da serra localizada no sul de Minas Gerais e na porção norte do estado de São Paulo.

Na Zona da Mata mineira, os estudos geológicos e geomorfológicos referentes à Serra da Mantiqueira são mais raros (pode ser citado o de Romano e Castañeda, 2006). A região apresenta, entretanto, diferenças no modelado das vertentes entre áreas contíguas nas

proximidades do município de Ubá, as quais não são o resultado de variações litológicas conhecidas, nem se encontram diretamente ligadas às estruturas geológicas locais. A porção a leste desse município apresenta morfologia mais suavizada (colinas com vertentes convexas) quando comparada à porção a oeste, mais acidentada (serras alongadas, nas quais a drenagem apresenta maior encaixamento). Segundo o Projeto RADAMBRASIL (1983), o que se tem nas proximidades do município de Ubá é o contato entre a Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé, localmente denominada Depressão de Ubá ou Depressão do Rio Pomba, e o Planalto de Campos das Vertentes. Rodrigues (2011), ao encontrar valores semelhantes de densidade de drenagem e densidade hidrográfica para bacias hidrográficas pertencentes a ambos os compartimentos morfológicos identificados pelo Projeto RADAMBRASIL (1983), atribuiu a semelhança dos valores à similaridade das litologias das bacias. Uma vez que não há condicionante litológico ou estrutural que delimite o contato entre essas unidades geomorfológicas, atribui-se à primeira uma gênese relacionada a processos erosivos controlados pela dinâmica fluvial dos Rios Pomba e Muriaé, que é, por sua vez, influenciada pela diferença de potencial erosivo da rede de drenagem regional, advinda dos diferentes níveis de base aos quais a mesma responde.

Considerando-se o dinamismo tectônico da faixa atlântica brasileira durante o Cenozóico e os reflexos do evento Sul-atlantiano na estruturação do relevo do Brasil oriental, não é difícil hipotetizar uma importante contribuição neotectônica na diferenciação morfológica de áreas litologicamente homogêneas da Zona da Mata mineira. Não há, entretanto, estudos em escala local sobre contribuições tectônicas para a evolução da Depressão: estudos de caráter neotectônico na área não enfocam a temática fluvial (ROMANO e CASTAÑEDA, 2006) e estudos com essa temática e abordagem têm como área de estudo o vale do Rio Paraíba do Sul (SANTOS, 1999).

Partindo dessas questões motivadoras, esse estudo objetiva investigar o papel da dinâmica fluvial na configuração do quadro morfológico regional, particularmente quanto às diferenças e particularidades do modelado de parte da Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé (neste trabalho denominada Depressão do Rio Pomba) nas proximidades de seu contato com o Planalto de Campos das Vertentes, e parte deste (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). A área de estudo faz parte da bacia do Rio Paraíba do Sul, abrangendo o vale do Rio Pomba em seu alto e médio cursos e seus afluentes de margem esquerda, todos eles com nascentes na Serra da Mantiqueira. Para a compreensão da evolução da rede de drenagem no contato entre os dois compartimentos morfológicos mencionados, torna-se necessário, ainda, considerar um

terceiro: as Serranias da Zona da Mata Mineira (PROJETO RADAMBRASIL, 1983), que delimitam a bacia do alto Rio Pomba, segmentando a Depressão e, possivelmente, interferindo na dinâmica fluvial regional.

Como objetivos específicos de presente pesquisa, pretende-se identificar e caracterizar depósitos aluviais referentes a níveis de sedimentação pretéritos e atuais, interpretando a sucessão de eventos erosivos e deposicionais aos quais a evolução desses vales esteve condicionada (objetivo específico 1). A partir da caracterização e interpretação dos registros deposicionais, visou-se à investigação da dinâmica fluvial quaternária regional levando-se particularmente em conta o quadro litoestrutural, o contexto tectônico e as variáveis paleoclimáticas passíveis de consideração a partir da literatura (objetivo específico 2). A pesquisa pretende contribuir, portanto, para a compreensão da evolução do relevo regional, incluindo a abertura da Depressão do Rio Pomba e um possível avanço desta sobre as áreas do Planalto de Campos das Vertentes (objetivo específico 3).

A definição da área de estudo e a concepção das hipóteses norteadoras deste trabalho foram inicialmente fomentadas em uma parceria no estudo da Zona da Mata mineira. Em tese de doutorado desenvolvida no Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto-UFOP, Luís Felipe Soares Cherem investiga os processos morfo-genéticos envolvidos na evolução de escarpas em importantes divisores hidrográficos de Minas Gerais. A Serra de São Geraldo (denominação local da Serra da Mantiqueira nas proximidades do município homônimo, que se localiza na bacia do Alto Rio Pomba) é uma das escarpas em estudo. Cherem se vale da análise dos processos pedogenéticos e das taxas de desnudação de longo-termo obtidas por meio de isótopos cosmogênicos. A geomorfologia fluvial não é, portanto, seu viés principal de investigação. O estudo da dinâmica fluvial quaternária dos principais cursos d'água da região se somaria àqueles acerca da evolução da escarpa, contribuindo para caracterização e compreensão dos processos geológicos e geomorfológicos responsáveis pela configuração do relevo regional.

Em função das limitações de tempo próprias de uma dissertação de mestrado, tornou-se necessário definir um recorte espacial que contemplasse vales fluviais-chave para a consecução dos propósitos da pesquisa. A definição desse recorte foi baseada na identificação inicial, por meio da análise de imagens aéreas e trabalhos de campo realizados na região, das duas áreas morfologicamente distintas cuja diferença não é condicionada por aspectos geológicos (lito-estrutura). Após uma etapa de análise de imagens aéreas e um trabalho de

campo de reconhecimento da área, foram escolhidos, além do próprio vale do Rio Pomba em seu alto e médio curso, quatro de seus afluentes e dois sub-afluentes, todos eles de margem esquerda, que drenam a vertente oriental da Serra da Mantiqueira. Foram selecionados dois vales em cada um dos compartimentos morfológicos (Depressão do Rio Pomba e Planalto de Campos das Vertentes), bem como dois vales que drenassem ambos os compartimentos. Visualmente, esses vales apresentam formações aluviais que foram consideradas representativas em termos espaciais, além de serem acessíveis pelas vias de circulação existentes. Os afluentes do Rio Pomba escolhidos para estudo de seus vales foram:

- Ribeirão Espírito Santo e Rio São Manuel: pertencentes ao Planalto de Campos das Vertentes, porção morfológicamente mais acidentada, localizada a oeste do município de Ubá. Drenam a porção oeste da área de estudo;
- Rio Paraopeba e Ribeirão Ubá: seus altos cursos drenam a porção mais acidentada da área de estudo e seus médios e baixos cursos, a porção mais suavizada. O Rio Paraopeba situa-se a oeste de Ubá e o Ribeirão Ubá atravessa o município homônimo. Ambos drenam a porção central da área de estudo;
- Rio Xopotó e Rio dos Bagres: pertencentes à porção mais suavizada da área, correspondente à Depressão do Rio Pomba, localizada a leste da sede municipal de Ubá. Drenam a porção nordeste da área de estudo

O limite de jusante, até o qual o vale do Rio Pomba foi investigado, foi estabelecido em campo, com auxílio da interpretação do perfil longitudinal do canal. O vale foi estudado até sua porção, à jusante das Serranias da Zona da Mata Mineira, na qual o perfil longitudinal se mostrasse regularizado, e o canal e o vale apresentassem regularidade em termos de morfologia do vale, disposição de níveis aluviais pretéritos e dinâmica atual.

A partir da reconstituição dos eventos deposicionais desses vales, auxiliada pela datação de alguns desses eventos pela técnica de Luminescência Opticamente Estimulada (LOE), foi possível compreender o papel da dinâmica fluvial na estruturação do relevo regional e na configuração de zonas morfológicamente distintas. Pôde-se também levantar reflexões sobre o condicionamento da dinâmica fluvial dos diferentes vales por fatores endógenos e exógenos vigentes na região durante o Quaternário.

2. REFERENCIAIS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS

2.1. Níveis deposicionais aluviais: bases conceituais, tipologia e fatores condicionantes

A evolução da rede de drenagem é, salvo exceções, marcada pela sucessão de eventos erosivos e deposicionais que originam feições de diferentes escalas espaciais ao longo dos vales. Intemperismo, movimentos de massa e demais processos atuantes na evolução das vertentes descaracterizam os depósitos aluviais, restando, muitas vezes, apenas indícios fragmentados da existência de antigos ambientes deposicionais como as planícies de inundação.

Podem ser empregados vários tipos de evidências para reconstituir a dinâmica fluvial. Para escalas de tempo de poucas décadas, observações diretas podem ser feitas em campo: vazões, taxas de erosão de margens e de transporte de sedimentos no leito podem ser monitorados. Pode-se, ainda, comparar feições atuais àquelas identificáveis em documentos antigos, como mapas ou fotografias aéreas. As informações assim adquiridas, entretanto, não devem ser extrapoladas para intervalos de tempo maiores, uma vez que há o risco de eles corresponderem a um período de pequena flutuação em um quadro de tendência geral, o que levaria a conclusões equivocadas sobre o comportamento fluvial (CHARLTON, 2008).

Muitas vezes é necessário, portanto, o estudo da dinâmica da drenagem na escala de tempo de milhares de anos. Para tal, pode-se recorrer aos registros preservados nos depósitos fluviais, que, embora sejam incompletos e apresentem numerosos desafios de interpretação, fornecem informações que não são disponíveis em outras fontes. Os estudos que visam à compreensão da evolução da rede de drenagem ao longo do Quaternário valem-se de depósitos aluviais atuais e pretéritos, os quais, com frequência podem fornecer informações sobre as condições paleoambientais atuantes durante ou posteriormente ao evento deposicional.

Para conceber inferências sobre condições paleoambientais, torna-se necessário compreender os processos associados à gênese das feições deposicionais, bem como os fatores de macroescala que influenciam na dinâmica fluvial. A compreensão de tais processos nem sempre é simples, uma vez que feições semelhantes podem ter sido geradas por processos distintos (LEOPOLD *et al.*, 1964), além de as informações disponíveis nem sempre apresentarem-se bem preservadas, sobretudo em regiões de clima tropical e relevo serrano.

Embora os registros deposicionais fluviais sejam raramente completos o suficiente para compor modelos preditivos precisos, eles fornecem informações contextuais que podem direcionar estudos de detalhe e que associem diferentes metodologias (JACOBSON *et al.*, 2003).

Fatores climáticos e tectônicos influenciam direta ou indiretamente a rede de drenagem, alterando o potencial erosivo dos canais, o padrão de drenagem e a carga sedimentar disponibilizada para os cursos d'água. Ocorrem, ainda, interferências antrópicas, como barramentos e desvios de cursos d'água, que alteram diretamente a dinâmica fluvial. A modificação no uso do solo e o desmatamento afetam indiretamente a rede de drenagem, alterando a dinâmica de nascentes ou favorecendo processos erosivos acelerados, que podem desencadear o assoreamento dos canais. A planície de inundação é uma feição deposicional associada a um contexto tectônico e a um regime climático e hidrológico particular. Os sedimentos são armazenados na planície e pode-se inferir que os processos de evolução do sistema deposicional atingem condições relativas de equilíbrio ao longo do tempo. Uma alteração das condições de equilíbrio causada por mudanças tectônicas ou por mudanças no regime hidrológico, incluindo mudanças de vazão e de fornecimento de sedimentos, deve resultar em uma alteração da planície de inundação e conduzir à agradação ou à incisão da rede de drenagem e consequente formação de terraços fluviais (LEOPOLD *et al.*, 1964).

Nesse capítulo é apresentado um breve esclarecimento sobre os principais processos atuantes na evolução fluvial, bem como sobre a terminologia adotada nessa dissertação, uma vez que é possível observar certa inadequação dos conceitos utilizados em diversos trabalhos que descrevem e interpretam depósitos aluviais. O termo terraço fluvial (“*river terrace*”) e as proposições sobre a origem dessa feição surgiram na literatura moderna da geografia física na última parte do século XIX, nos trabalhos de Gilbert¹ (1877), Leslie² (1878), Dana³, (1881) e Nelson⁴ (1893), dentre outros (PAZZAGLIA, 2010). O conceito de *terraço* mantém forte relação com o conceito de *planície de inundação*, uma vez que os terraços são definidos, por vários autores, como planícies de inundação abandonadas (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002; CHARLTON, 2008). Portanto, para compreender com clareza as definições de

¹ GILBERT, G. K., 1877, Report on the geology of the Henry Mountains [Utah]: Publication of the Powell Survey, U.S. Government Printing Office, Washington D.C., 160 p.

² LESLEY, J. P., 1878, On terrace levels in Pennsylvania: American Journal of Science, 16, 68-69.

³ DANA, J. D., 1881, On the relation of the so-called "kames" of the Connecticut River valley to the terrace formation: American Journal of Science, 22, 451-468.

⁴ NELSON, N. P., 1983, The formation of a terrace: American Geologist, 12, 125-126.

terraço utilizadas por diversos autores, muitas vezes torna-se necessário compreender os processos, formas e materiais associados à gênese das planícies de inundação por eles referidos.

2.1.1. Planícies de inundação

As *planícies de inundação* são feições deposicionais ativas correspondentes a superfícies relativamente suaves, compostas por sedimentos inconsolidados, que bordejam os canais fluviais e são inundadas com a elevação do nível da água. Os sedimentos são depositados por diversos processos, podendo, inclusive, receber contribuições de coluvionamentos nas proximidades das encostas (RITTER *et al.*, 2002). Os sedimentos se acumulam em distintos sub-ambientes no fundo dos vales, cada um deles propenso à deposição de determinada classe granulométrica e com corpos deposicionais com geometrias próprias (LEOPOLD *et al.*, 1964; RITTER *et al.*, 2002). Muitos trabalhos descrevem os depósitos de planícies de inundação como sendo compostos de duas fácies principais: uma composta por seixos e/ou areia grossa de ambiente de calha, normalmente resultantes da acresção lateral; e uma principalmente composta por finos (silte e a argila) sobrepostos à primeira, referente à deposição (normalmente por acresção vertical) do material transportado em suspensão (MACKIN, 1937 *apud* LEOPOLD *et al.*, 1964, KNIGHTON, 1984; RITTER *et al.*, 2002).

A planície exerce importante papel no ajustamento do sistema fluvial. Além de exercer influência na hidrologia da bacia, é responsável pelo armazenamento temporário dos sedimentos erodidos. Planícies, portanto, são tanto produto da dinâmica do sistema fluvial como importantes partes funcionais deste sistema (RITTER *et al.*, 2002).

Para Leopold *et al.* (1964) e Ritter *et al.* (2002), o conceito de *planícies de inundação* é fortemente atrelado à forma da feição e a seu processo genético, havendo uma conexão direta entre o conceito e os sedimentos de origem fluvial relacionados à dinâmica fluvial atual.

2.1.2. Terraços fluviais:

O termo *terraço fluvial* se refere, em termos genéticos, a um sistema deposicional inativo que foi abandonado por processos de incisão do canal ou migração lateral. A literatura associa os

terraços, comumente, a antigas planícies de inundação. Os terraços fluviais se configuram, normalmente, como um plano horizontal superficial ou aproximadamente horizontal, de extensão variada, apresentando topografia mais elevada próximo às vertentes e uma frente declivosa em direção à calha (LEOPOLD *et al.*, 1964; SUGUIO e BIGARELLA, 1979; CHARLTON, 2008). Comumente está implícito na definição que o plano encontrava-se originalmente no nível da água ou abaixo dele, estando atualmente fora do campo de atuação dos processos deposicionais fluviais (AGI⁵, 1957, *apud* SUGUIO e BIGARELLA, 1979). Acompanhando a topografia dos vales, os terraços tendem a ser suavemente inclinados para jusante, mas a inclinação pode ser diferente da apresentada pela planície devido a mudanças nas condições de energia e no fornecimento de sedimentos para o curso d'água (CHARLTON, 2008).

Os terraços resultam, basicamente, da erosão fluvial, o que indica que os fatores condicionantes da atuação dos processos de migração lateral e/ou incisão do talvegue podem ter sofrido alterações temporais que provocaram mudanças na dinâmica fluvial entre a formação da superfície e o seu abandono (RITTER *et al.*, 2002). Para a maioria dos autores, deve-se limitar o termo à forma topográfica plana ou suavizada gerada pelos processos de deposição fluvial, não usando o termo terraço fluvial para a ocorrência de fácies sedimentares sem a forma correlativa. Essa abordagem é verificada nas definições de diversos autores (LEOPOLD *et al.*, 1964; BRIDGE, 2003; PAZZAGLIA, 2010). Em suma: o conceito de terraço está relacionado à morfologia da feição deposicional e aos processos que a originaram.

Como os terraços são parcialmente destruídos durante a dinâmica de migração lateral do canal, eles podem ser preservados apenas como fragmentos (CHARLTON, 2008). Processos morfodinâmicos atuantes após o abandono também podem deformar e fragmentar os registros. Algumas porções podem permanecer como bancos contínuos bordejando os canais ou, mais frequentemente, como planos remanescentes em trechos dos vales (LEOPOLD *et al.*, 1964).

Alguns fatores favorecem a preservação dos terraços ao longo do tempo como a largura do fundo do vale, já que os terraços tendem a ser mais amplos em contextos topográficos favoráveis e fundos de vales mais largos. Nas confluências com tributários, os depósitos tendem a ser mais espessos e, a morfologia, melhor preservada, já que os afluentes ampliam o fundo de vale no eixo principal e aumentam o aporte sedimentar. Ainda assim, são os

⁵ AGI (Americam Geological Institute). 1957. Glossary of geology and related sciences. 2 ed. A.G.I., Washington.

processos dominantes nas encostas dos vales que desempenham papel definitivo na determinação de onde os terraços podem ser preservados. Escorregamentos, fluxos de lama e rastejamentos são os processos de encosta que mais contribuem para a deformação ou remoção de terraços das vertentes, de acordo com Pazzaglia (2010). Já segundo Jacobson *et al.* (2003), é o contexto tectônico regional que determina os locais nos quais os terraços serão preservados.

Cabe ressaltar a unanimidade da correlação entre o termo *terraço* e a morfologia aplainada nas definições apresentadas. Entretanto, também não se deve atribuir o termo a patamares estruturais ou gerados em função de erosão diferencial entre litologias, já que não se relacionam aos processos fluviais (SUGUIO e BIGARELLA, 1979).

Diante da necessidade de se denominar depósitos fluviais antigos que tiveram a sua morfologia original alterada (bastante comuns, sobretudo, em regiões de clima tropical), é necessária atenção com os conceitos. Nas regiões tropicais, a pedogênese e os processos de vertente, mais ativos, descaracterizam os terraços com rapidez. De acordo com Pazzaglia (2010), em alguns contextos os terraços podem adornar os flancos do vale de um rio muito acima do canal, estendendo-se até o divisor hidrográfico, ou até mesmo capeando-o. Porém, é mais comum que haja um nível altimétrico que divide as porções nas quais os terraços são preservados e removidos pela erosão. Onde a morfologia original dos depósitos foi descaracterizada, pode-se recorrer ao termo *níveis deposicionais aluviais*, desprovido-os do peso conceitual dos terraços fluviais. Nessa dissertação, será usado o termo *nível deposicional aluvial* para denominar marcos espaciais de um momento erosivo-deposicional de um rio, conforme proposto por Barros (2011).

2.1.3. Tipologia dos níveis deposicionais aluviais

A disposição dos níveis deposicionais que pode ser observada ao longo do vale resulta tanto dos processos genéticos por meio dos quais eles foram originados, como de seu grau de preservação. A tipologia dos níveis deposicionais fluviais deve seguir a já estabelecida para os terraços fluviais na literatura, já que suas implicações geomorfológicas geralmente não dizem respeito à forma, e sim à organização dos registros sedimentares em relação uns aos outros e em relação ao substrato (BARROS, 2011).

Os níveis deposicionais podem ser classificados quanto à sua disposição em relação ao nível imediatamente mais antigo, como níveis escalonados, encaixados ou embutidos (Figura 1). Níveis escalonados são formados posteriormente a um evento erosivo, durante o qual o canal escava o substrato rochoso (SUGUIO e BIGARELLA, 1979). No caso dos níveis encaixados, também ocorre período de incisão do canal anteriormente à sua origem, entretanto a espessura do depósito do nível encaixado é suficiente para encobrir o substrato rochoso. O que diferencia ambas as tipologias, portanto, é a magnitude do encaixamento ocorrido anteriormente ao evento deposicional. Já os níveis embutidos são formados sobre a mesma calha do nível imediatamente anterior, não havendo incisão da drenagem no substrato entre ambos os eventos deposicionais. Em campo, muitas vezes não é possível diferenciar os níveis encaixados dos embutidos, a não ser por métodos indiretos (radares), abertura de trincheiras ou sondagens.

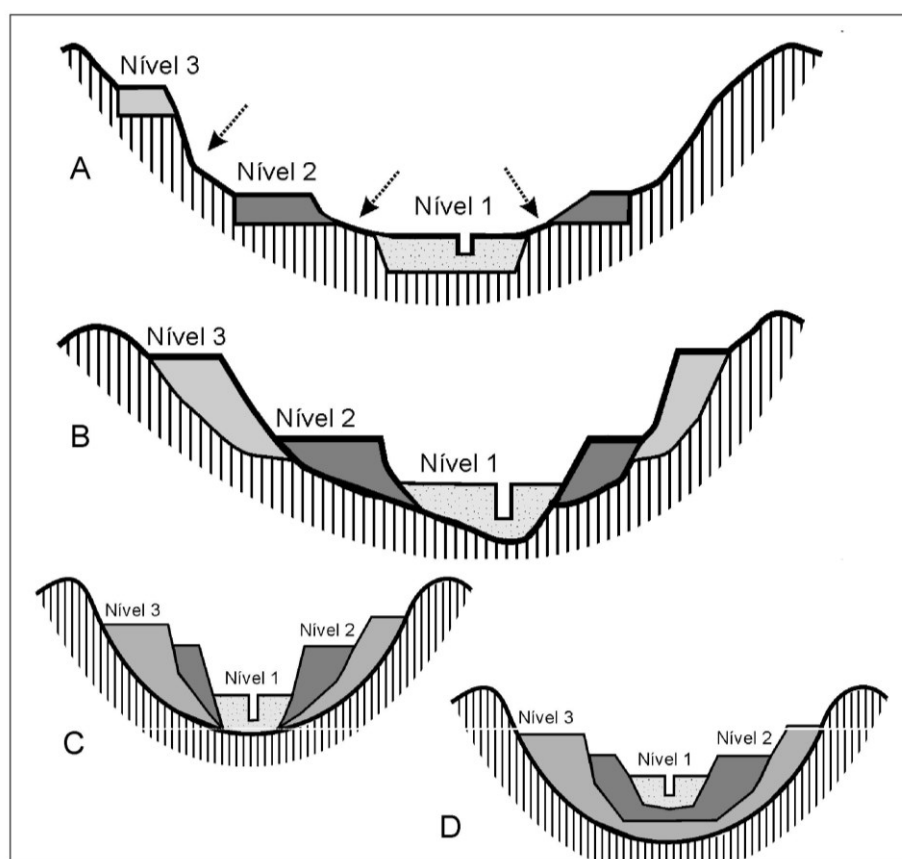


Figura 1: Representação esquemática das tipologias de níveis deposicionais aluviais – A: níveis escalonados; B: níveis encaixados; C: níveis embutidos; D: níveis integralmente embutidos.

Fonte: adaptado de Barros (2011), que propôs esta esquematização para discutir níveis deposicionais na bacia do Rio Conceição – MG.

Segundo Leopold *et al.* (1964), a tectônica e o clima são fatores fundamentais na gênese de terraços. Conforme ressalta Pazzaglia (2010), o clima não se refere apenas à temperatura média anual e à umidade, mas também à intensidade da precipitação, sazonalidade e variabilidade inter-anual. Entretanto, Schumm (1979), Ritter *et al.* (2002) e Charlton (2008) salientam que os terraços podem ser formados sem a necessidade de atuação de agentes externos, mas como parte de ciclos de ajustamento natural da drenagem.

Pulsos tectônicos ou alterações climáticas seguramente condicionam processos de incisão ou preenchimento dos canais, sendo fatores decisivos para a formação de níveis deposicionais. A literatura clássica geralmente atribui a gênese de terraços à tectônica, em que processos de soerguimento, subsidência e/ou basculamento podem alterar o nível de base dos rios (CHRISTOFOLETTI, 1981; LEOPOLD *et al.*, 1964; SUGUIO e BIGARELLA, 1979; CHARLTON, 2008; PAZZAGLIA, 2010).

Entretanto, outros autores como Suguio e Bigarella (1979), enfatizam o papel preponderante das modificações climáticas, as quais afetam a hidrodinâmica do sistema fluvial influenciando na descarga líquida ou na carga sedimentar do rio. De acordo com Pazzaglia (2010), a idade de terraços do Himalaia, datados por diversos autores, coincide estreitamente com conhecidas idades de mudanças climáticas importantes. Segundo o autor, é nas regiões de deformação mais lenta que a instabilidade no soerguimento pode ser a principal responsável para a gênese dos terraços. Rios que drenam margens passivas têm amplos níveis deposicionais aluviais formados no Cenozóico tardio que não podem ser correlacionados diretamente à conhecidos eventos climáticos ou eustáticos (PARTRIDGE e MAUD⁶, 1987; HOWARD⁷ *et al.*, 1993; YOUNG e MCDOUGALL⁸, 1993; PAZZAGLIA e GARDNER⁹, 1993; MATMON¹⁰ *et al.*, 2002, GUNNELL¹¹ *et al.*, 2003 *apud* PAZZAGLIA, 2010).

⁶ PARTRIDGE, T. C. E MAUD, R. R., 1987, Geomorphic evolution of Southern Africa since the Mesozoic: Transactions of the Geological Society of South Africa, 90, 179-208.

⁷ HOWARD, J. L., AMOS, D. F., DANIELS, W. L., 1993, Alluvial so chronosequence in the inner coastal plain, central Virginia: Quaternary Research, 39, 201-213.

⁸ YOUNG, R. E MCDOUGALL, I., 1993, Long-term landscape evolution; early Miocene and modern rivers in southern New South Wales, Australia: Journal of Geology, 101, 35-49.

⁹ PAZZAGLIA, F. J. E GARDNER, T. W., 1993, Fluvial terraces of the lower Susquehanna River: Geomorphology, 8, 83-113.

¹⁰ MATMON, A., BIERMAN, P., AND ENZEL, Y., 2002, Pattern and tempo of great escarpment erosion: Geology, 30, 1135-1138.

¹¹ GUNNELL, Y., GALLAGHER, K., CARTER, A., WIDDOWSON, M., E HURFORD, A. J., 2003, Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic;

De acordo com Charlton (2008), alternâncias entre períodos glaciais e interglaciais durante o Quaternário impactaram sistemas fluviais de todo o mundo, inclusive em áreas não diretamente afetadas pelas glaciações. Isso porque os padrões de circulação atmosférica global foram afetados pelo desenvolvimento extensivo de geleiras. Segundo Huntington¹² (1914 *apud* SUGUIO e BIGARELLA, 1979), sob condições climáticas mais úmidas, quando a descarga é suficiente para o transporte da carga sedimentar fornecida ao curso d'água e o excedente energético é utilizado para a dissecação linear, os rios aprofundam seus leitos. Já Thornthwaite¹³ *et al.* (1942 *apud* SUGUIO e BIGARELLA, 1979) relacionam a degradação e a agradação fluvial à torrencialidade do regime de chuvas. Chuvas mais intensas provocariam a erosão linear, enquanto que chuvas menos intensas e mais bem distribuídas conduziriam à agradação. De acordo com Leopold *et al.* (1964), em áreas de pouca precipitação e vegetação escassa, o aumento da pluviosidade acarretará maior fornecimento de sedimentos para os canais. Posteriormente, quando se desenvolve a cobertura vegetal, a carga sólida tenderá a diminuir nos cursos d'água. Enquanto aumenta a carga haverá agradação, mas a partir do momento em que o fornecimento de carga sólida começa a diminuir, ao mesmo tempo em que aumenta a descarga, haverá a incisão do canal (SUGUIO e BIGARELLA, 1979). Cabe ressaltar que alterações no uso do solo podem alterar a carga sedimentar fornecida aos cursos d'água, bem como a vazão destes. Alterações no regime hidrossedimentológico causadas por interferências antrópicas também podem, portanto, alterar as taxas de encaixamento do canal.

Por fim, numa escala global, há estreitas relações entre mudanças climáticas e variações eustáticas. Estes processos têm influência direta na dinâmica dos rios com foz nos oceanos. Essas mudanças influenciam, entretanto, apenas os baixos cursos desses canais, não remontando o suficiente para interferir na dinâmica de porções mais interioranas da drenagem, conforme discutido por Valadão (1998). A distância do litoral possibilita um maior condicionamento da drenagem a processos locais, ou seja, em cursos d'água interioranos, processos hidro-climatológicos ou capturas fluviais locais devem ser considerados (PAZZAGLIA, 2010). A influência de processos de elevação ou rebaixamento do nível de base local na gênese de terraços merece consideração.

reconciling apatite fission-track data with geomorphology: *Earth and Planetary Science Letters*, 215, 187-201.

¹² HUNTINGTON, E. 1914. The climatic factor as illustrated in arid América. *Carnegie Inst. Wash. Publ.* 192, 341 pp.

¹³ THORNTHWAITE, C. W.; SHARP, C. F. S.; DOSCH, E. F. 1942. Climate and accelerated erosion in the arid and semi-arid southwest with special reference to the Polaca Wash drainage basin, Arizona. *U. S. Dept. Agr. Tech. Bull.* 808, 134 p.

Os níveis deposicionais podem ser classificados, ainda, em relação à sua disposição ao longo das vertentes opostas do vale. Quando os terraços se dispõem de modo semelhante nas vertentes opostas, eles são chamados “pareados”, “parelhados” ou “correspondentes”. Em caso contrário, são chamados “isolados”. O primeiro tipo reflete um longo período de aplainamento lateral seguido de rápido entalhamento vertical. Terraços pareados são normalmente atribuídos a episódios de incisão resultantes de eventos climáticos ou tectônicos (SCHUMM, 1977). O segundo caso mostra deslocamento lateral do curso durante o processo de entalhe, como acontece nos rios meandrantos (SUGUIO e BIGARELLA, 1979; RITTER, 2002; CHARLTON, 2008; PAZZAGLIA, 2010). Neste último caso, os níveis não são exatamente contemporâneos, pois, entre a deposição em ambas as margens do canal, houve um intervalo de tempo durante o qual o canal migrou, incidindo, para a margem oposta (RITTER *et al.*, 2002). A preservação dos níveis, particularmente quando são pareados, parece implicar sempre em um estreitamento progressivo do fundo do vale ao longo dos processos de incisão (PAZZAGLIA, 2010).

Entender os terraços locais e estabelecer um modelo regional de desenvolvimento de níveis deposicionais aluviais é um processo que requer estudo de campo e correlação de superfícies dentro de um vale ou entre vales. Na natureza, os níveis se desenvolvem por uma variedade de possibilidades que desafiam a generalização. Cada sequência aluvial deve ser examinada de acordo com seu próprio contexto geológico, climático e tectônico (RITTER, *et al.*, 2002). Observações de campo sobre as características e organização das fácies que compõe um depósito somam-se às observações acerca da disposição dos depósitos no vale, a fim de possibilitar a identificação das condições ambientais prevaletes durante sua gênese (PAZZAGLIA, 2010). O tamanho, litologia e grau de arredondamento de clastos, as estruturas deposicionais e a espessura dos depósitos são alguns dos diversos parâmetros que devem ser considerados na tentativa de compreender as condições ambientais atuantes durante a deposição. Quando devidamente interpretados e acoplados a métodos geocronológicos, os níveis deposicionais podem ser utilizados como marcadores para inferências de taxas de processos tectônicos e climáticos (PAZZAGLIA, 2010).

2.2 Luminescência Opticamente Estimulada (LOE)

A cronologia de eventos deposicionais fluviais é de grande importância para a compreensão das respostas da rede de drenagem aos condicionantes naturais e antrópicos (JAIN *et al.*, 2004). O desenvolvimento de técnicas que permitem a datação de sedimentos aluviais é, portanto, passo significativo para avanços nos estudos da geomorfologia fluvial.

Dentre os diversos métodos aplicados na datação absoluta de eventos quaternários têm-se aqueles baseados em danos causados por radiação em materiais geológicos. Métodos baseados na luminescência se valem das mudanças que ocorrem em alguns minerais decorrentes de suas interações com partículas α e β , radiação- γ e raios cósmicos, e do fato de que parte dessas mudanças não são reversíveis e aumentam linearmente com o tempo de exposição do mineral à radiação (SALLUN *et al.*, 2007).

A luminescência é a propriedade física de materiais cristalinos ou vítreos previamente submetidos a radiações ionizantes (raios cósmicos e isótopos radioativos) de emitir luz em resposta a algum estímulo externo (SALLUN e SUGUIO, 2006, SALLUN *et al.*, 2007). Esse estímulo pode ser óptico (Luminescência Opticamente Estimulada – LOE; ou Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos - LERI), térmico (Termoluminescência - TL), químico (Quimioluminescência), dentre outras possibilidades (SALLUN *et al.*, 2007).

As datações de depósitos quaternários por luminescência são empregadas em pesquisas geomorfológicas em diferentes países. No Brasil, o método ainda é pouco utilizado e, por vezes, desacreditado (SALLUN *et al.*, 2007). A TL foi muito utilizada até o surgimento da LOE. Esta possui, entretanto, uma abordagem teórica mais coerente que a primeira (STOKES¹⁴, 1999 *apud* SILVA e CORRÊA, 2009), sobretudo quando aplicada a depósitos sedimentares de ambientes aquosos. Isso porque o mecanismo de liberação das cargas aprisionadas a partir de foto-estímulo (decorrente da iluminação solar) é mais próximo do natural do que o mecanismo térmico, utilizado pela TL. São duas as subdivisões da LOE, de acordo com o comprimento de onda da fonte luminescente: LEIF – Luminescência do Infravermelho, para o feldspato potássico e LLV – Luminescência de Luz Verde, para o quartzo (CORRÊA *et al.*, 2008).

¹⁴ STOKES, S. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology*, v. 29, p. 153 – 171, 1999.

Os métodos de datação por TL e LOE permitem obter idades que variam de poucas dezenas de anos até cerca de 1,5 Ma anos, conforme as características das amostras, a sensibilidade dos equipamentos de medida de luminescência e os níveis de radiação ambiental dos depósitos (SALLUN e SUGUIO, 2006). Além de um maior alcance temporal, os métodos baseados na luminescência apresentam outra vantagem sobre os demais procedimentos de datação de sedimentos recentes (como o radiocarbono – C^{14}): a exploração de uma propriedade física inerente aos minerais encontrados no próprio depósito (CORRÊA *et al.*, 2008). O C^{14} requer a presença de matéria orgânica, fator limitante em muitos casos. A datação por LOE demanda apenas grãos de quartzo ou de feldspato adequadamente expostos à luz solar antes de sua estabilização no depósito a ser analisado. Sendo estes materiais de ampla ocorrência nos diversos tipos de depósitos aluvio/coluvionares quaternários, a LOE facilita esse tipo de análise (MISSURA e CORRÊA, 2007).

Técnicas como a datação de superfícies de terraços fluviais a partir de isótopos cosmogênicos e a datação de carbonatos pedogênicos pela série de urânio fornecem, segundo Rittenour (2008), as idades mínimas de deposição dos sedimentos e de abandono da forma de relevo. Já o método de LOE permite a datação do último evento que expôs o sedimento à luz do dia e pode, portanto, fornecer a idade do evento deposicional com maior precisão. Isso porque o sinal luminescente lido em laboratório é armazenado no mineral durante todo o intervalo de tempo em que este se encontra ao abrigo de luz solar e em contato com as radiações ambientais. Há estudos que afirmam que esse sinal é completa ou substancialmente zerado quando o mineral é exposto à luz do dia durante pequeno intervalo de tempo (GEOFREY-SMITH¹⁵ *et al.*, 1988 *apud* SILVA e CORRÊA, 2009; AITKEN¹⁶, 1985 *apud* SALLUN *et al.*, 2007). Desde que haja a adequada eliminação do sinal de LOE durante o transporte do sedimento, pode-se assegurar que a idade calculada corresponde à idade do soterramento do mineral.

Na natureza, a ionização dos átomos e moléculas de um mineral se dá pela interação do mesmo com partículas e radiações provenientes de raios cósmicos e da desintegração de isótopos de elementos naturais como ^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K e suas derivações radioativas que se encontram no interior ou nas vizinhanças do mineral (MISSURA e CORRÊA, 2007; SALLUN *et al.*, 2007). A radiação causa a excitação dos elétrons da camada de valência e a consequente

¹⁵ GEOFREY-SMITH, D. I. *et al.* Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, v.7, p.373–380, 1988.

¹⁶ AITKEN M. J. 1985. *Thermoluminescence dating*. London, Academic, 359 p.

criação de par elétron/lacuna (NASCIMENTO, 2007). Defeitos pré-existent no material aprisionam os elétrons livres e as lacunas em estados metaestáveis, podendo estes, então, permanecer aprisionados por centenas, milhares e até milhões de anos.

Ao ser transportado, seja em meio aquoso ou aéreo, o mineral será exposto à luz ou ao calor e os elétrons retidos absorverão energia suficiente para escapar das armadilhas e retornar aos átomos aos quais estavam ligados. Este processo de reorganização é acompanhado por emissão de luz, denominada de luminescência (SUGUIO¹⁷, 2000 *apud* MISSURA e CORRÊA, 2007; TATUMI *et al.*, 2003). Durante o transporte do grão, portanto, o sinal de luminescência adquirido anteriormente à erosão do mineral será “zerado” e uma nova acumulação começará após a deposição do sedimento, quando este for recoberto e mantido fora do alcance da luz solar (CORRÊA *et al.*, 2008). Como o sinal luminescente, dentro de certos limites, cresce proporcionalmente à dose de radiação incidente e ao tempo de irradiação, é possível determinar o tempo transcorrido desde que a população aprisionada de elétrons foi liberada pela última vez (WALLINGA, 2002), medindo-se em laboratório a luz emitida em resposta ao estímulo óptico fornecido (SALLUN e SUGUIO, 2006) (Figura 2).

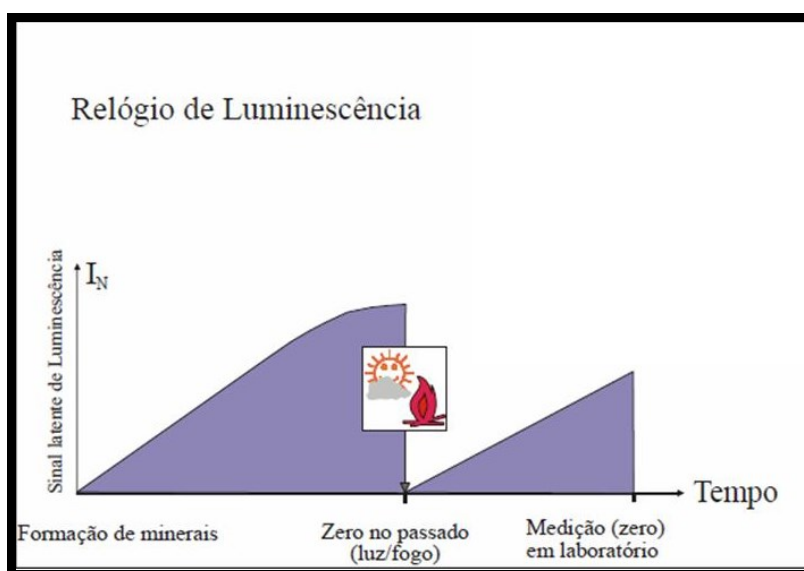


Figura 2: Aquisição de sinal luminescente pelo mineral antes e depois dos processos de erosão, transporte e deposição.

Fonte: adaptado de Instituto Tecnológico e Nuclear

¹⁷ SUGUIO, K. 2000. As mudanças climáticas da terra e seus registros, com ênfase no quaternário. In: Variabilidade e Mudanças Climáticas, implicações ambientais e socioeconômicas. EDUEM – Maringá/PR. p. 29-50.

O método LOE presume, portanto, que qualquer carga pretérita de elétrons contida no grão é substancialmente reduzida, ou completamente removida, durante os processos de erosão, transporte e deposição, restando somente uma pequena carga residual não removível (CORRÊA *et al.*, 2008). Se a redução ou remoção da carga pretérita não é completa, tem-se o “zeramento parcial” (do inglês, *partial bleaching*, ou *poorly zeroing*), que conduz à superestimação da idade da amostra, conforme será discutido posteriormente. Em casos de completo zeramento do sinal luminescente pretérito e quando o fluxo de radiação ionizante a que o mineral esteve submetido for constante, o tempo de soterramento pode ser determinado pela medição da dose armazenada nos grãos dividida pelo fluxo da radiação ionizante ambiental (dose ambiental) (TATUMI *et al.*, 2003, CORRÊA *et al.*, 2008). A forma básica para o cálculo da idade por luminescência pode ser expressa, portanto, pela seguinte equação:

$$\text{Idade} = \text{Paleodose} / \text{Dose Ambiental}$$

A paleodose também é conhecida como dose equivalente e corresponde à energia total absorvida pelo cristal a partir da incidência de radiações ionizantes (CORRÊA *et al.*, 2008). O método mais utilizado para a determinação dos valores de paleodose (P) é o da regeneração total, detalhadamente descrito por Sallun *et al.*, (2007).

A dose ambiental corresponde à taxa com que a amostra foi exposta à radiação ionizante e, portanto, à taxa de acumulação de elétrons. Se o intervalo de tempo considerado for de um ano, esta taxa é referida como “Dose Anual”. O cálculo da dose anual pode ainda ser complicado, atenuado pelos níveis de umidade ambiental e por outros fatores, como o intemperismo químico. Existe uma gama de técnicas para a avaliação da dose anual. Conhecendo-se a concentração dos elementos potássio, urânio e tório, pode-se fazer o cálculo aceitando-se a premissa do equilíbrio radioativo das cadeias de decaimento do urânio e do tório. A contribuição dos raios cósmicos é estimada de acordo com a profundidade do material, altitude e latitude da área amostrada (JAIN *et al.*, 2004; CORRÊA *et al.*, 2008). A radiação cósmica é, em geral, constante perto do Equador e torna-se mais intensa nos pólos, uma vez que as partículas componentes dos raios cósmicos são atraídas pelo campo geomagnético da Terra. Em relação à longitude, a variação é pequena: em torno de 7% (SALLUN *et al.*, 2007).

A leitura do sinal luminescente pode ser feita por dois métodos: o método de alíquotas múltiplas (*multiple aliquot regenerative-dose* – MAR) e o método de alíquotas únicas (*single aliquot regenerative-dose* – SAR). Pelo método MAR, as medições são feitas em cerca de 20 a 40 grãos minerais, nos quais são aplicadas diferentes doses de radiação e os resultados permitem delinear uma “curva de crescimento”, que representa a resposta da luminescência do material à radiação (LI e WINTLE¹⁸ 1992 *apud* SALLUN *et al.*, 2007). Pelo método SAR são feitas muitas medidas de luminescência sobre grãos individuais, o que possibilita diminuir o erro nas medidas e identificar se o sinal de luminescência foi completamente “zerado” em todos os grãos (SALLUN *et al.*, 2007).

Devido ao maior tempo necessário para as medições, o método SAR é mais caro, e, por esse motivo, menos utilizado que o método MAR. Litchfield e Rieser (2005) obtiveram idades subestimadas com o uso do método SAR, o que atribuíram à impossibilidade de separação de cristais unicamente de quartzo. No estudo mencionado, a utilização do método MAR forneceu idades consideradas mais adequadas. Em geral, entretanto, o método SAR é considerado mais preciso e, quando os dados obtidos pelo método MAR apresentam elevada dispersão, devem ser realizadas medidas pelo método SAR para aumentar a confiabilidade dos resultados (LI¹⁹, 1994 *apud* WALLINGA, 2002; SALLUN *et al.*, 2007; SAWAKUCHI *et al.*, 2008; MOURA-LIMA *et al.*, 2010). O protocolo SAR, é detalhadamente descrito em Murray e Olley (2002).

2.2.1 Procedimento ideal de coleta

Para que os sedimentos a serem datados por LOE sejam coletados corretamente, primeiramente deve ser observado o estado de preservação do depósito, de modo que a idade obtida esteja ligada à deposição, e não a eventos posteriores que possam ter zerado total ou parcialmente o sinal de LOE. Sallun *et al.* (2007) recomendam a abertura de uma trincheira, de modo a retirar sedimentos superficiais, que possam ter caído de porções superiores do próprio depósito. O local exato de coleta deve situar-se, no mínimo, 0,5 a 1 m de profundidade, de modo a evitar materiais que recentemente expostos aos raios solares, bem como horizontes bioturbados por animais (zooturbações) e plantas (fitoturbações) e horizontes

¹⁸ LI S.-H. e WINTLE A.G. 1992. Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. *Nucl. Tracks Radiat Meas.*, 20(4):567-57.

¹⁹ Li S.-H., 1994: Optical dating: insufficiently bleached sediments. *Radiation Measurements* 23: 563-567.

pedogenéticos. A litologia deve ser homogênea em um raio de pelo menos 30 cm do local exato de coleta.

As amostras devem ser coletadas em tubos opacos de cerca de 30 cm de comprimento por 5 cm de diâmetro. O tubo deve ser introduzido horizontalmente no nível de coleta por percussão com marreta e ter suas extremidades fechadas logo que seja retirado do depósito, para evitar a exposição dos sedimentos à luz solar. O envio ao laboratório responsável pela datação deve ser rápido, para que a amostra não perca umidade. No laboratório, os tubos são abertos e desprezados os sedimentos das duas extremidades, que podem ter sido expostos aos raios solares (SALLUN *et al.*, 2007). São, então, iniciados os tratamentos da amostra a fim de se calcular as taxas de radiação às quais os sedimentos estiveram expostos e sua sensibilidade à ionização pela radiação.

2.2.2 Discussões acerca das limitações do método

A LOE pode ser usada para datar diversos tipos de sedimentos quaternários, os quais podem estar relacionados tanto a eventos climáticos regionais de grande magnitude quanto a eventos tectônicos que afetaram a rede de drenagem e até a episódios erosivos recentes, desencadeados por alterações nos padrões de uso do solo (CORRÊA *et al.*, 2008; SILVA e CORRÊA, 2009). Para tanto, todavia, é necessário conhecimento acerca dos processos naturais e laboratoriais que permitem a obtenção da idade do depósito, de modo que o pesquisador que utiliza o método consiga avaliar criticamente os resultados obtidos e perceber incongruências que podem estar associadas, por exemplo, ao zeramento parcial dos grãos, ou ao retrabalho do depósito. Em atenção a esses fatores, diversos estudos testaram as idades obtidas por LOE, comparando-as às idades obtidas por outros métodos de datação de eventos deposicionais quaternários, ou comparando as idades obtidas pelo método MAR àquelas obtidas pelo método SAR.

O método de LOE necessita que o sinal luminescente acumulado no mineral a ser datado tenha sido zerado durante o último ciclo de transporte e deposição para que a medida da luminescência em laboratório esteja relacionada apenas à radiação recebida pelo cristal no depósito sedimentar. Um esvaziamento incompleto do sinal luminescente leva à superestimação da idade do depósito.

Embora o sinal de luminescência óptica seja mais facilmente zerado que o sinal de termoluminescência, o zeramento parcial do primeiro pode ocorrer caso o tempo de exposição do sedimento à luz do sol seja muito curto, ou prejudicado em virtude da turbidez da água, para os casos de transporte fluvial ou marinho (GEMMELL²⁰, 1994; RHODES e POWNALL²¹, 1994 *apud* SALLUN e SUGUIO, 2007). De acordo com Jain *et al.* (2004) o transporte eólico garante a completa eliminação do sinal prévio de luminescência, uma vez que os sedimentos são suficientemente expostos à luz solar, o que nem sempre ocorre com sedimentos fluviais. Thorndycraft *et al.* (2008) afirmam que sedimentos aluviais não são adequados para datação por LOE, uma vez que o transporte fluvial comprometeria a completa eliminação do sinal prévio de luminescência e as idades da deposição seriam superestimadas e/ou apresentariam margens de erro altas. A taxa de esvaziamento do sinal de LOE do mineral submerso depende de diversos fatores, como a profundidade a que ele é transportado, a turbidez da água, a turbulência do fluxo, o espectro da luz, o tamanho do grão, a distância percorrida no transporte, dentre outros. Para diversos ambientes fluviais, a probabilidade do completo zeramento de todos os grãos é baixa (JAIN *et al.*, 2004) e, segundo Oliver²² (1990 *apud* SALLUN *et al.*, 2007), o efeito da luz incidente é praticamente neutralizado no primeiro metro de lâmina d'água. Se o sinal luminescente acumulado anteriormente à erosão do mineral for muito elevado, pode ser necessária a exposição do sedimento à luz solar por intervalo de tempo maior (WALLINGA, 2002). Sallun e Suguio (2007) observaram um possível zeramento parcial dos cristais datados, possivelmente decorrente de um decaimento lento do sinal de LOE com a exposição à luz solar. O decaimento anômalo seria decorrente de alguma alteração cristalográfica não identificada no estudo.

Há, entretanto, diversas comprovações da viabilidade do uso da LOE para a datação de sedimentos fluviais. Murray e Olley, (2002), com base em Murray²³ *et al.* (1995) concluem que alguns grãos de quartzo podem ter seu sinal luminescente completamente eliminado mesmo sendo transportados por fluxos de elevada turbidez. Segundo Aitken²⁴ (1985 *apud* SALLUN *et al.*, 2007), a exposição do cristal à luz solar por alguns minutos já possibilita o

²⁰ GEMMELL, A.M.D. 1994. Environmental controls on the TL age of modern zero-age proglacial outwash sediments. Amsterdam: *Quaternary Geochronology*, 13: 485-489.

²¹ RHODES, E.J. & POWNALL, L. 1994. Zeroing of the OSL signal in quartz from young glaciofluvial sediments. Oxford: *Radiation Measurements*, 23:581-586.

²² Oliver R.L. 1990. Optical properties of waters in the Murray- Darling Basin, southeastern Australia. *Austr. Jou. Mar. Fres. Res.*, 41:581-601

²³ MURRAY A.S., OLLEY J.M. AND CAITCHEON G.C., 1995: Measurement of the equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)* 14: 365-371

²⁴ AITKEN M. J. 1985. *Thermoluminescence dating*. London, Academic, 359 p.

emprego do método de LOE. Geoffrey-Smith²⁵ *et al.* (1988 *apud* SILVA e CORRÊA, 2009) demonstraram que, no caso do quartzo e do feldspato, a redução do sinal por estímulo óptico chega a níveis muito baixos, obtendo-se valores residuais inferiores a 5% da carga inicial após uma exposição à luz do sol por um minuto. Rendell²⁶ *et al.* (1994 *apud* CORRÊA *et al.*, 2008) também demonstraram a eficácia do esvaziamento do sinal de luminescência óptica no quartzo e no feldspato a uma profundidade de 12 m sob a água, após uma exposição de três horas à luz solar, apesar de o espectro solar ser substancialmente atenuado a esta profundidade.

A presença de minerais nas formas de inclusões ou na superfície de grãos analisados por luminescência pode afetar a idade obtida (DE CORTE²⁷ *et al.*, 2006 *apud* SALLUN *et al.*, 2007, BARROS, 2011). Se um grão limpo quartzo é exposto à luz solar, o sinal de LOE será reduzido a um nível insignificante em um curto intervalo de tempo. No entanto, na natureza, raramente os grãos estão livres de películas superficiais de óxidos e hidróxidos de ferro ou manganês e argilominerais, os quais podem obliterar parcialmente a passagem de luz (MURRAY e OLLEY, 2002). A presença de minerais acessórios (óxidos de ferro, titânio e zircônio), bem como de inclusões em grãos de quartzo, principalmente com concentração de U e Th, pode fornecer idades superestimadas aos grãos (SALLUN *et al.*, 2007).

Além do zeramento parcial, outro problema frequentemente percebido nas datações via LOE diz respeito à subestimação da idade do depósito graças a eventos e processos pós-deposicionais que zeram parcial ou completamente o sinal luminescente dos sedimentos. Em regiões submetidas à atividade tectônica, com eventual reativação de falhas, o aumento de temperatura poderá eliminar a luminescência previamente adquirida. Bioturbações, além de poderem expor os sedimentos à luz solar, causam o revolvimento e mistura de materiais de diferentes profundidades. Os processos de coluvionamento expõem os sedimentos à luz solar, zerando o sinal luminescente (SALLUN *et al.*, 2007). Todos esses fatores, portanto, podem ser responsáveis pela subestimação da idade do depósito.

²⁵ GEOFFREY-SMITH, D. I. *et al.* Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews*, v.7, p.373–380, 1988.

²⁶ RENDELL, H. M. *et al.* Underwater bleaching of signals from sediment grains: new experimental data. *Quaternary Science Reviews*, v. 13, p. 433 – 435, 1994.

²⁷ DE CORTE F., VANDENBERGHE D., BUYLAERT J.-P., VAN DEN HAUTE P., KUCERA J. 2006. Relative and k0-standardized INAA to assess the internal (Th, U) radiation dose rate in the “quartz coarse-grain protocol” for OSL dating of sediments: Unexpected observations. *Nuc. Instr. Meth. Phys. Res.*, 564(2):743-751.

Cabe ressaltar que, para que haja precisão no cálculo da idade pelo método de LOE, a radiação ambiental deve ter se mantido homogênea ao longo do tempo considerado, sem que tenha ocorrido substancial “desequilíbrio” devido a fatores externos, como um acentuado intemperismo químico (CORRÊA *et al.*, 2008). O intenso intemperismo químico promove a dissolução de minerais primários e a formação de minerais secundários de granulação fina, seguido de sua migração vertical e acumulação em níveis inferiores, o que pode afetar os valores das doses de radiação (AITKEN²⁸, 1998, WAGNER²⁹, 1998 *apud* SALLUN *et al.*, 2007). Durante a evolução de um perfil de alteração por intemperismo, o surgimento de poros e o seu preenchimento por argilominerais podem causar mudanças na concentração de elementos radioativos (JEONG³⁰ *et al.*, 2007 *apud* SALLUN *et al.*, 2007).

Murray e Olley (2002), analisando os resultados obtidos em diversos estudos que apresentam datações por LOE de sedimentos eólicos, marinhos e fluviais, concluem a possibilidade do uso do método para todos esses tipos de sedimentos. Os autores comparam as idades obtidas por LOE com aquelas obtidas por outros métodos, ou com idades historicamente conhecidas para depósitos sedimentares recentes, e observam similaridade em muitos casos. Naqueles nos quais as idades obtidas por LOE pareceram superestimadas, os autores indicam a possibilidade de ocorrência de zeramento parcial do sinal luminescente e sugerem que, para os casos onde se suspeite do zeramento incompleto, seja utilizado um pequeno número de grãos, ou até mesmo grãos individuais para a medida do sinal luminescente. Thorndycraft *et al.* (2008) ressaltam que o avanço garantido pelo método SAR favorece a acurácia das idades obtidas, além de, segundo Jain *et al.* (2004), facilitar a percepção de um possível zeramento parcial do sinal luminescente da amostra.

Diante das diferentes conclusões a que diversos autores chegaram com relação ao método LOE, é necessário que o pesquisador tenha um bom controle de campo que o permita questionar e interpretar de maneira crítica os resultados obtidos, assim como ocorre com qualquer método geocronológico. O conhecimento acerca de outros estudos que utilizaram a LOE, dos resultados, interpretações e críticas ao método desenvolvidas pelos autores fornece, igualmente, mais elementos para detectar incongruências nos resultados.

²⁸ AITKEN M.J. 1998. *An introduction to optical dating*. London, Oxford University Press, 230 p.

²⁹ WAGNER G.A. 1998. Age determination of young rocks and artifacts: physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology. Berlin and Heidelberg, Springer-Verlag, 466 p.

³⁰ JEONG G. Y., CHEONG C., CHOI J. 2007. The effect of weathering on optically stimulated luminescence dating. *Quat. Geoch.*, 2(1-4):272-277.

3. ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização

A área de estudo se situa na Zona da Mata mineira, Região Sudeste do Brasil (Figura 3) e abrange parte da depressão Escalonada dos Rios Pomba e Muriaé (neste trabalho denominada Depressão do Rio Pomba), bem como a transição desta unidade geomorfológica para o Planalto dos Campos das Vertentes e parte deste (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Trata-se de uma área contida entre os paralelos 21°25'S e 20°54'S, e os meridianos 42°35'W e 43°20'W, cuja delimitação norte é feita pela linha de cumeada que divide as bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul, e o limite sul é feito pelo Rio Pomba. Os limites orientais e ocidentais da área são estabelecidos pelo trecho estudado do vale do Rio Pomba, a saber, entre suas cabeceiras à montante da sede do município de Santa Bárbara do Tugúrio, até alguns quilômetros à jusante da sede municipal de Cataguases. Faz parte da área de estudo, ainda, a porção das Serranias da Zona da Mata Mineira (PROJETO RADAMBRASIL, 1983) drenada pelo Rio Pomba e por seus afluentes de margem esquerda.

A área está contida nas folhas Juiz de Fora e Ponte Nova, escala 1:250.000, e nas folhas Rio Pomba, Cataguases, Paiva, Astolfo Dutra, Senhora dos Remédios, Mercês, Tocantins, Ubá, Ervália, Mirai e Viçosa, escala 1:50.000 (IBGE). Destacam-se, na região, os municípios de Ubá, Visconde do Rio Branco e Cataguases, e o acesso é feito, principalmente, pela BR-040 e BR-356, que dão acesso aos municípios de Barbacena e Viçosa. Localmente, a MG-265, MG-447, MG-120 e MG-124 são as principais vias de circulação. Vias pavimentadas e não pavimentadas que dão acesso local a distritos e propriedades rurais da região garantem o acesso aos vales estudados nessa pesquisa.

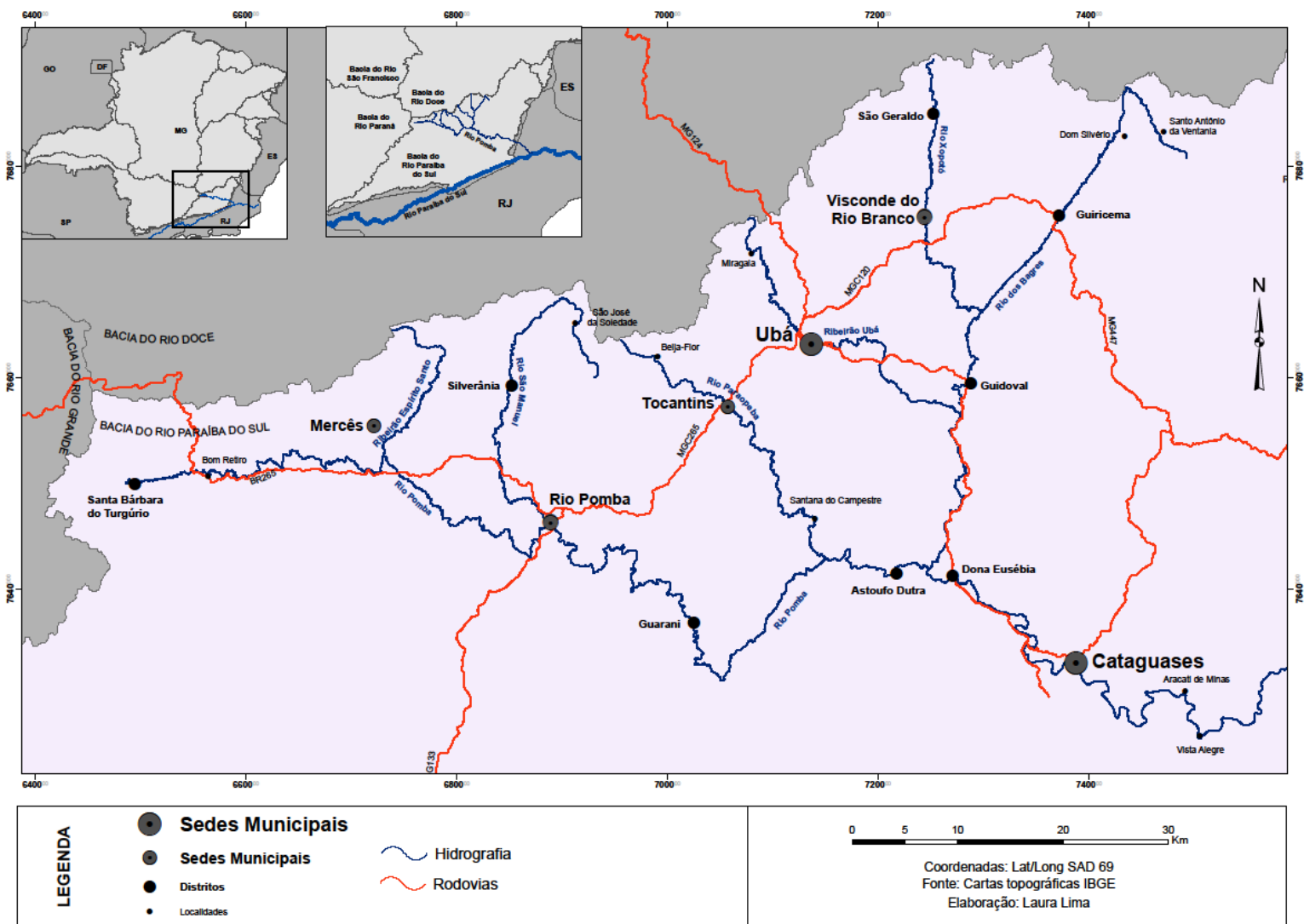


Figura 3: Localização da área de estudo, com destaque para os cursos d'água cujos vales foram estudados. Nos mapas de referência, a área de estudo está situada em relação às principais bacias hidrográficas de Minas Gerais.

3.2. Evolução geológico-geomorfológica regional

As serras do Mar e da Mantiqueira se constituem na mais destacada feição orográfica da borda atlântica do continente sul-americano. A porção da Serra da Mantiqueira em foco nesse trabalho tem substrato litológico Arqueano e Proterozoico. Sua origem tectônica remonta, portanto, à história registrada entre o Pré-cambriano e o Eopaleozoico, que deu origem a diversas associações migmatíticas e metamórficas, bem como a inúmeros complexos ígneos. Isso explica a ampla variedade de tipos litológicos do embasamento exposto (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

Na área de estudo, afloram unidades de idade predominantemente paleoproterozoicas a neoproterozoicas, localmente recobertas por sedimento aluvio/coluvionares cenozoicos. Estas unidades serão descritas a seguir, de acordo com Noce *et al.* (2003). Ocorrências litológicas restritas à porção oeste da área serão descritas a partir do texto explicativo do mapeamento geológico da Folha Rio Pomba, escala 1:100.000 (BRANDALISE e VIANA, 1993). O mapa geológico da área, elaborado a partir da adaptação das folhas Ubá (NOCE *et al.*, 2003) e Rio Pomba (BRANDALISE e VIANA, 1993), é apresentado na Figura 4.

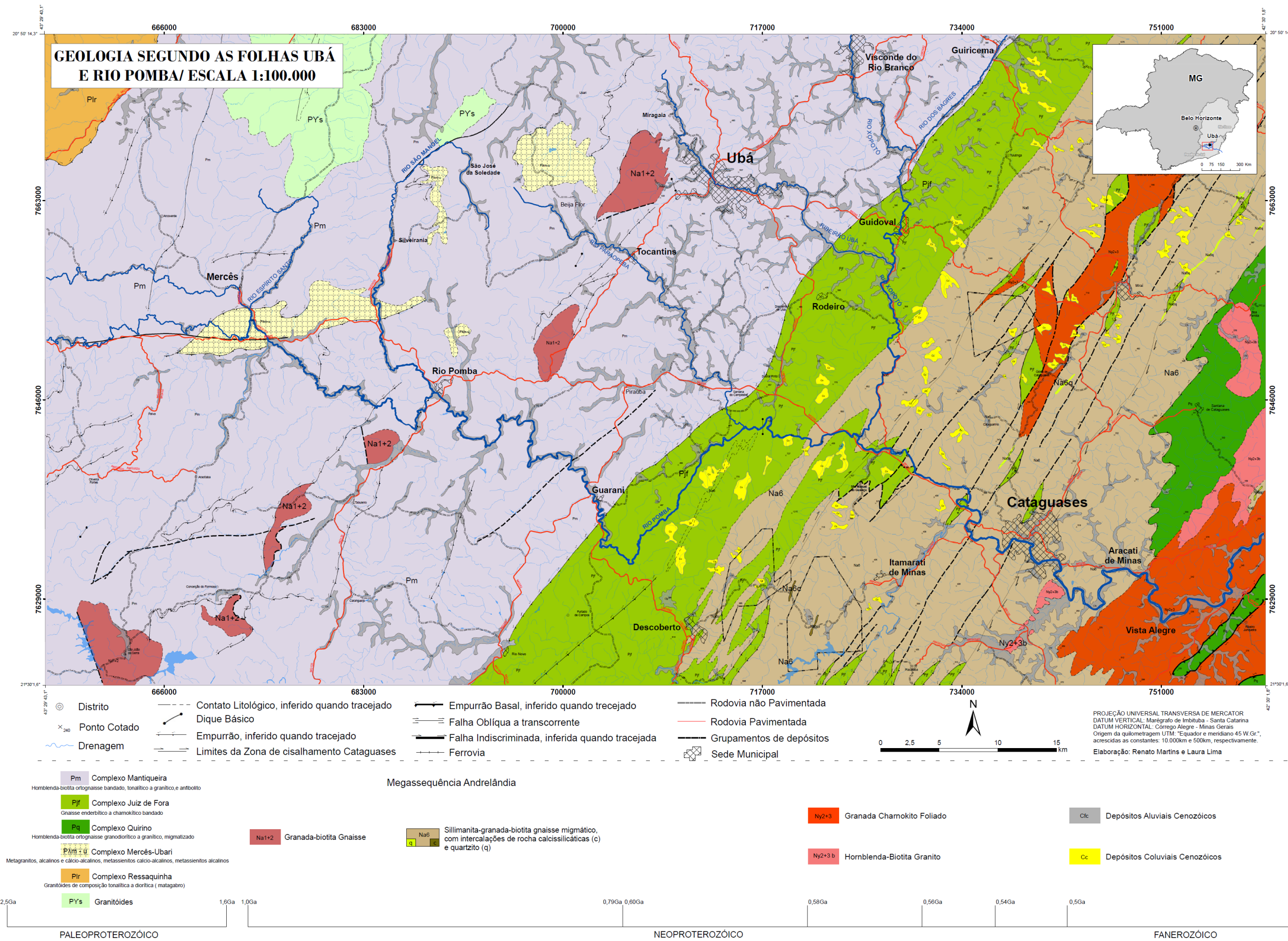


Figura 4: Geologia segundo as Folhas Ubá e Rio Pomba, 1:100.000.

1) Complexos paleoproterozoicos:

O Complexo Mantiqueira e o Complexo Juiz de Fora correspondem às principais unidades paleoproterozoicas que ocorrem na área de estudo. Subordinadamente, ocorrem o Complexo Mercês e granitoides.

O Complexo Mantiqueira (Pm) é constituído, predominantemente, por biotita-hornblenda gnaisses cinzentos, bandados, de composição tonalítica a granodiorítica. São frequentes as intercalações concordantes de corpos anfibolíticos, lenticulares a contínuas, com espessura variando de centimétrica a métrica. Os gnaisses podem estar injetados por veios graníticos de granulação grossa e exibem, quase sempre, feições de migmatização. Nas proximidades do município de Ubá, os gnaisses do Complexo Mantiqueira apresentam dobras relativamente abertas e foliação de baixo ângulo, cujo mergulho aumenta progressivamente em direção a leste, chegando a mergulhos subverticais na zona de contato com o Complexo Juiz de Fora. É possível caracterizar esse contato como uma zona de cavalgamento frontal. O alto ângulo de mergulho deve indicar a atuação de um evento deformacional mais novo que teria empinado as estruturas (NOCE *et al.*, 2003).

O Complexo Juiz de Fora (Pjf) constitui um complexo plutônico englobando rochas máficas a félsicas, de idade paleoproterozóica, metamorfisado na fácies granulito. Estende-se em uma faixa contínua de direção NE-SW, atravessando a área desde o sul-sudoeste de Astolfo Dutra até a cidade de Guiricema. Ocorre também em várias lentes sigmoidais profundamente deformadas a leste desta faixa, na Zona de Cisalhamento de Cataguases. O litotipo largamente predominante no Complexo Juiz de Fora é um gnaisse enderbítico, de bandamento composicional bem desenvolvido dado pela alternância de bandas mais ricas em minerais félsicos e máficos.

O Complexo Mercês (P λ m-u) ocorre na porção oeste da área e é composto por metagranitos, alcalinos a cálcio-alcalinos, metassienitos cálcio-alcalinos e metassienitos alcalinos, de idade proterozoica; e granada-biotita gnaisses, de idade neoproterozoica.

2) Unidades neoproterozoicas

A Megassequência Andrelândia (Na1+2 e Na6) corresponde à principal sucessão neoproterozóica aflorante na área de estudo e é constituída, em sua porção basal,

predominantemente por um granada-biotita gnaiss finamente bandado (Na1+2). Contém corpos e/ou lentes centimétricas concordantes de anfíbolito. A unidade de topo da Megassequência Andrelândia é essencialmente constituída de paragnaisses (sillimanitagrana-biotita gnaiss) com intercalações de rocha calcissilicática e quartzito (Na6). Esta unidade dispõe-se em faixas estreitas tectonicamente imbricadas com os ortogranulitos do embasamento. O paragnaisse é, geralmente, de granulação fina a média, exibindo bandamento milimétrico. A Megassequência Andrelândia aflora segundo uma faixa alongada na direção NE-SW.

Subordinadamente, na porção sudeste da área, afloram corpos charnockíticos e graníticos metamorfisados.

As principais estruturas da área de estudo se distribuem predominantemente na direção NE-SW. Destaca-se a falha de empurrão responsável pela sobreposição tectônica do Complexo Juiz de Fora sobre o Complexo Mantiqueira. As estruturas foram originadas predominantemente em eventos tectônicos pré-cambrianos e diversas delas foram reativadas em pulsos tectônicos descontínuos. As diferentes unidades litológicas tendem a orientar-se segundo faixas de direção E-NE. Embora raras, ocorrem estruturas de direção E-W, a exemplo daquela drenada pelo alto curso do Rio Pomba.

Essas rochas e estruturas são resultantes de sucessivas colagens e interações de placas, vinculadas aos supercontinentes *Atlântica* (Paleoproterozoico), *Rodínia* (Mesoproterozoico-Neoproterozoico) e *Gondwana Ocidental* (final do Neoproterozoico). Durante esses eventos orogênicos se formaram faixas móveis acrescionárias, colisionais ou transpressionais, retomadas sucessivas vezes. (ALMEIDA³¹ *et al.*, 1997, *apud* ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Após cada um deles, sucederam-se processos de tafrogenia e divergência dos supercontinentes, acompanhados de magmatismo anorogênico e sedimentação intracratônica (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998).

A Serra da Mantiqueira está inserida na Província Geotectônica Mantiqueira, estruturada durante o Ciclo Brasileiro, no Neoproterozoico (ALMEIDA *et al.*, 1981). Essa província compreende a porção oriental da América do Sul, se estendendo por mais de 3.000 km de comprimento e com largura média de 200 km, em direção NE-SW, do sul do estado da Bahia até o Uruguai. A Província Mantiqueira é subdividida em três segmentos, sendo eles:

³¹ ALMEIDA, F.F.M. DE; BRITO NEVES, B.B. DE; CARNEIRO, C.D.R. 1997. Origin and evolution of the South-American Platform. *Earth-Science Reviews*.

segmento setentrional, que corresponde ao Orógeno Araçuaí; segmento central, que engloba o Orógeno Ribeira, a zona de interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos Apiaí, São Roque e Embu; e segmento meridional, que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel (HEILBRON *et al.*, 2004).

Não há informações precisas na literatura sobre o comportamento tectônico da área de estudo durante o evento Brasileiro. Para muitos autores, ela representaria a porção setentrional da faixa móvel Ribeira (NOCE *et al.*, 2003; ROMANO e CASTAÑEDA, 2006), ao passo que outros mapearam a área como porção meridional da faixa móvel Araçuaí (SILVA *et al.*, 2009). Esforços têm sido feitos por parte de vários pesquisadores na tentativa de compreender como se dá o contato entre essas faixas móveis brasileiras (TUPINAMBÁ *et al.*, 2007, SILVA *et al.*, 2009). A ausência de estruturas marcantes que limitem diferentes evoluções tectônicas, a semelhança entre suas unidades litológicas e o fato de não haver descontinuidade estratigráfica ou metamórfica no contato de ambas (HEILBRON *et al.*, 2004; TUPINAMBÁ *et al.*, 2007) resultam em interpretações variadas para a aplicação dos nomes Araçuaí e Ribeira, sobretudo quando se trata da grande área dominada por rochas graníticas e metamórficas de alto grau, que se estendem pelo Espírito Santo, leste de Minas Gerais e sul da Bahia (PEDROSA-SOARES *et al.*, 2007). Esse trabalho adota a definição de Noce *et al.* (2003), que executaram o mapeamento geológico das folhas Ubá e Muriaé (1:100.000) no Projeto Sul de Minas, segundo o qual a área de estudo faz parte da Faixa Ribeira.

A Faixa Ribeira compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neoproterozoico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (BARBOSA³², 1966; ALMEIDA³³, 1969, ALMEIDA³⁴, 1977 *apud* HEILBRON *et al.*, 1995), resultado da inversão orogênica de uma bacia sedimentar Mesoproterozoica. Esta evolução é a consequência da interação convergente das placas São Francisco-Congo e Paraná-Rio de la Plata (ROMANO e CASTAÑEDA, 2006). A faixa Ribeira inclui os complexos Juiz de Fora, Cabo Frio e Embu, formados por rochas transamazônicas (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Heilbron *et al.* (1995) ressaltam que, apesar de a Faixa Ribeira representar uma entidade geotectônica formada durante o

³² BARBOSA, A.L.M. 1966. Síntese da Evolução Geológica da América do Sul. *Boi. do Instituto de Geociências da Escola de Minas de Ouro Preto*, 1:91-111.

³³ ALMEIDA, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 23, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador, SBG, 1969, p. 29-46.

³⁴ ALMEIDA, F. F. M. 1977.0 Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, 7(4):349-364.

Neoproterozoico, em todos os domínios tectônicos alóctones é alta a proporção de rochas do embasamento (pré-1.8 Ga) siálico reciclado. Rochas pré-brasilianas ocorrem tanto como embasamento subjacente à cobertura meta-vulcanossedimentar, como em fatias de empurrão, sobre esta cobertura. Uma complexa história tectônica pré-1,8 Ga ainda pode ser reconhecida no interior da faixa.

Vários modelos evolutivos (monocíclicos ou policíclicos, ensiálicos ou com a participação de crosta oceânica) já foram apresentados para a Faixa Ribeira no âmbito do Estado do Rio de Janeiro e regiões vizinhas em Minas Gerais e São Paulo. Não obstante as diferentes propostas de evolução, o consenso é que a Faixa Ribeira representa a raiz de um orógeno colisional neoproterozoico, profundamente erodido (HEILBRON *et al.*, 1995).

No final do Proterozoico, o arrefecimento do calor e a mudança no regime de esforços originaram falhas transcorrentes que recortam, desde então, o sudeste brasileiro. Heilbron *et al.* (2004) apontam que existem registros de transição para um regime extensional, depois de findada a orogênese Brasiliana, tanto para a Faixa Ribeira como para as demais faixas móveis que delimitam o Cráton do São Francisco. Seria justamente o colapso desses orógenos o responsável pela transição para o regime extensional. Essa etapa de colapso extensional é representada na Faixa Ribeira por zonas de cisalhamento normais e dobras de gravidade com vergência para leste, e por zonas de cisalhamento transtensionais transversais ao orógeno.

A partir do Jurássico superior, o setor central da Província Mantiqueira esteve sujeito à Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967 *apud* RICOMINNI *et al.*, 2004), que evoluiu sucessivamente para a ruptura continental e abertura do Oceano Atlântico, evento esse denominado Sul-Atlântico. Durante o Mesozoico, a separação do supercontinente Gondwana reativou inúmeras discontinuidades mais antigas, em pulsos descontínuos que perduraram desde o Cretáceo até o Terciário (ALMEIDA e CARNEIRO, 1998). Em fins do Mesozoico, a costa brasileira recém formada foi palco de uma tectônica distensiva que gerou uma série de blocos em consequência do reajustamento isostático da margem continental. Os traços desta tectônica são materializados por sulcos profundos e retilíneos, visíveis em várias partes da costa, bem como no interior do continente. A direção preferencial dos grandes alinhamentos é NE-SW, de certa maneira paralelos à costa brasileira. (NOCE *et al.*, 2003)

Pulsos tectônicos foram responsáveis pelo desenvolvimento de bacias costeiras e continentais, e das porções soerguidas adjacentes: as Serras do Mar e Mantiqueira (HARTWIG e RICCOMINI, 2009). O conjunto das bacias continentais costeiras do sudeste brasileiro foi

denominado de “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” por Almeida (1976) e de “*Rift* Continental do Sudeste do Brasil” (RCSB) por Riccomini (1989). Há, ainda, poucos estudos dedicados a tectonismos deformadores ou modificadores, inclusive neotectônicos, na região. O consenso restringe-se à associação entre a instalação e o desenvolvimento do RCSB e o evento Sul-Atlântico (RICOMINNI *et al.*, 2004). O RCSB apresenta-se, morfologicamente, como uma faixa estreita e deprimida, alongada segundo a direção ENE, seguindo a linha de costa atual, da qual dista cerca de 70 km em média (RICOMINNI *et al.*, 2004).

A origem do RCSB esteve associada à reativação da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (DAYAN e KELLER, 1989), estrutura anterior ao evento Brasileiro e responsável pelo controle do curso do Rio Paraíba do Sul em toda a sua extensão no estado do Rio de Janeiro (KARNIOL *et al.*, 2007). Constituído-se em uma zona de fraqueza fundamental, a ZCRPS é denominada por SAADI (1993) de Descontinuidade Crustal do Paraíba do Sul (DCPS), com referência a sua atividade tectônica cenozoica. A existência de controle tectônico sobre o médio vale do Rio Paraíba do Sul interfere em sua dinâmica e pode, conseqüentemente, propagar-se e interferir também na de seus afluentes, sobretudo em afluentes que confluem com o Rio Paraíba do Sul na ZCRPS, como é o caso do Rio Pomba.

Uma importante feição de reativação de antiga zona de cisalhamento pré-cambriana encontra-se próxima ao limite leste da área de estudo. Trata-se de um pilar tectônico (horst) de cerca de 20 km, cuja ascensão deve ultrapassar 300 m e que atravessa a região com direção NE-SW, denominado por Noce *et al.* (2003) de *Horst* da Serra da Boa Vista. Outros alinhamentos paralelos ou com direção infletindo para E-W são identificados em sentido leste, porém parecem ser escalonados e não possibilitam a identificação de outros blocos soerguidos ou afundados. Uma rede densa de fraturas retilíneas de pequeno porte e de direção preferencial NW-SE associa-se aos grandes lineamentos e é responsável pelo encaixamento da drenagem em um padrão francamente retangular (NOCE *et al.*, 2003). Geomorfologicamente, essa feição é denominada pelo Projeto RADAMBRASIL (1983) como Serranias da Zona da Mata Mineira.

Fraturas de direção preferencial NW-SE, embora em escala menos detalhada, já haviam sido observadas por Valverde (1958). O autor chama a atenção para a incisão dos afluentes de margem esquerda do Rio Paraíba do Sul nessas linhas de fraqueza. Os rios Pomba e Muriaé trespassam os alinhamentos de cristas, que ocorrem na área alinhados NE-SW, por meio de gargantas. Esses canais regularizaram os seus perfis e ampliaram as suas bacias muito para o

interior do continente, fazendo “regredir muito a escarpa da Mantiqueira, que se inflete para nordeste, em direção ao centro de Minas Gerais” (VALVERDE, 1958, p. 12). Como os vales já evoluíram e alargaram, somente a direção geral desses rios sugere a direção principal das fraturas. Com relação ao padrão de drenagem, o padrão retangular é observado também por Faria (2009), sobretudo nas alta e baixa bacia do Rio Pomba. Já na média bacia ocorre, segundo o autor, padrão dendrítico.

A Depressão do Rio Pomba representa a porção mais rebaixada e de morfologia mais suave da área de estudo, localizada na porção central e nordeste da mesma (Figura 5). É caracterizada por relevo colinoso, com vertentes convexas e topos convexizados ou tabulares, dissecada pela bacia do Alto Rio Pomba. Já o Planalto de Campo das Vertentes, a noroeste da área de estudo, se constitui em área elevada, (Figura 5) intensamente dissecada em formas mamelonares, configurando uma paisagem do tipo “mar de morros”. Ocorrem escarpas acentuadas e vales estruturais geralmente profundos (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Há diferenças no grau de dissecção dessas unidades geomorfológicas: o Planalto de Campos das Vertentes é considerado fortemente dissecado, ao passo que a Depressão do Rio Pomba é considerada fracamente dissecada (PROJETO RADAMBRASIL, 1983). Em campo, estas diferenças no grau de dissecção são de fácil observação.

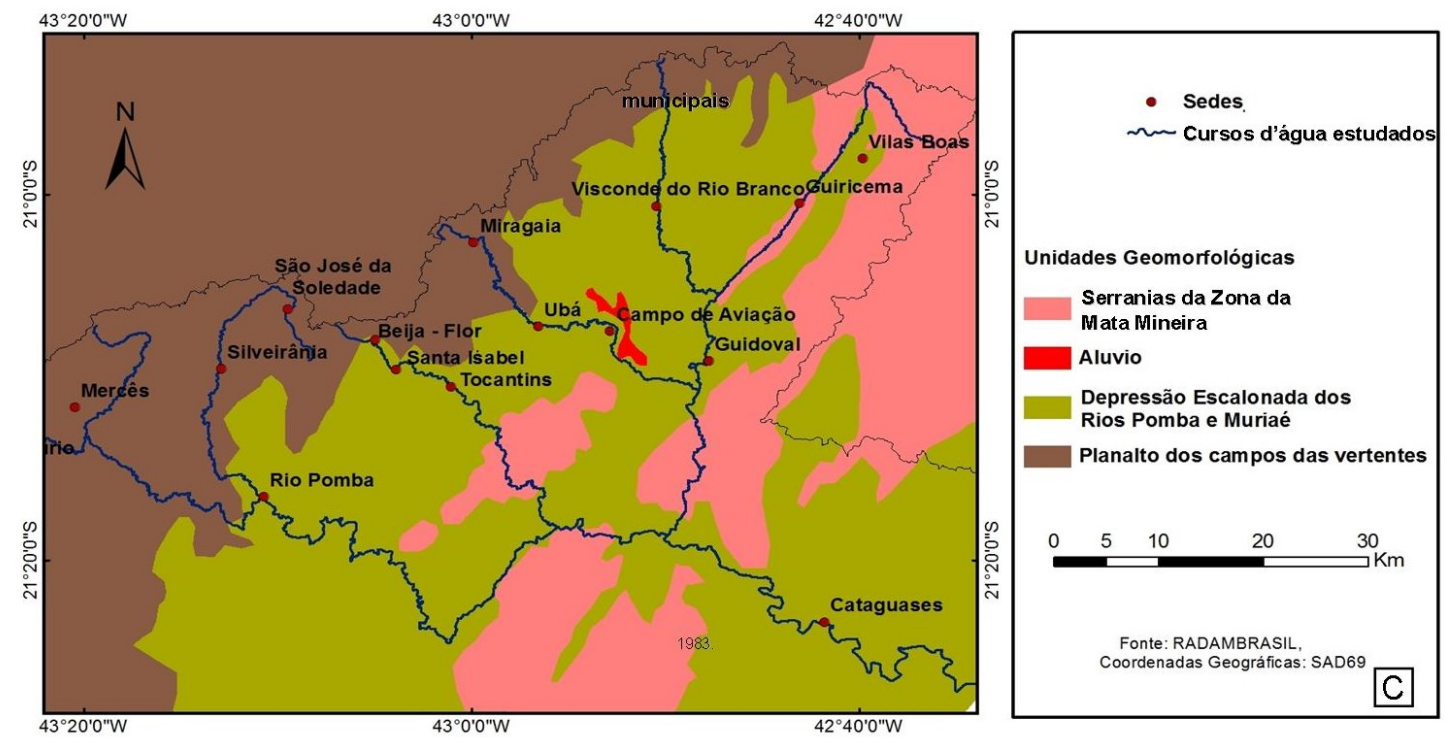
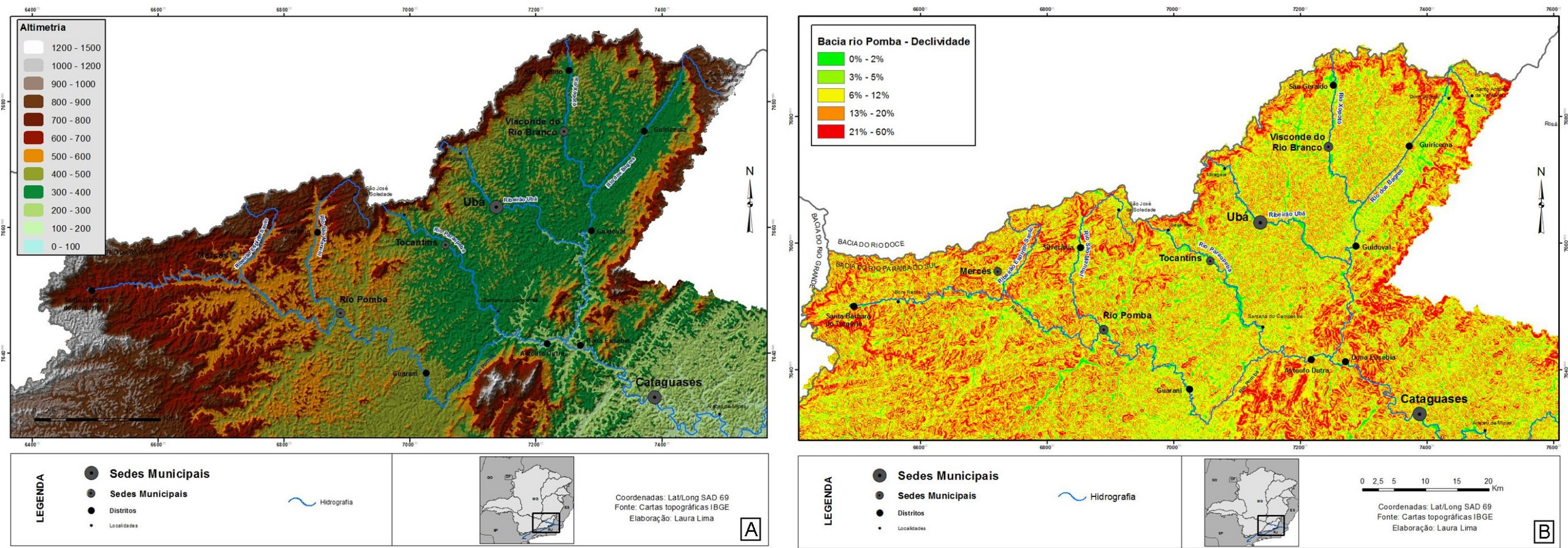


Figura 5: compartimentação geomorfológica da área de estudo. Em A, altimetria. Em B, declividade. Em C, unidades geomorfológicas propostas pelo Projeto RADAMBRASIL (1983).

Grande área do Planalto de Campos das Vertentes é drenada pelos cursos d'água pertencentes à bacia do Rio Doce. Porém, a área de estudo desta dissertação abrange uma porção desse planalto que é drenada pelos canais pertencentes à bacia do Rio Paraíba do Sul (mais precisamente, pelo Rio Pomba em seu alto curso e seus afluentes). Valverde (1958) chama a atenção para o fato de que, semelhantemente distantes do litoral, rios como o Pomba e o Muriaé drenam superfícies de 200 a 400 m de altitude, enquanto o Rio Piranga (afluente do Rio Doce) drena a superfície dos 800-900 m de altitude. “Em Ponte Nova, a correnteza e o volume do Piranga têm proporções assustadoras; o Pomba e o Muriaé parecem-nos então mansos cursos d'água” (VALVERDE, 1958, p. 14). Para o autor, é a agressividade dos afluentes do Rio Doce que condiciona a maior dissecação de sua bacia quando comparada à do Rio Pomba e à do Rio Muriaé. Os rios pertencentes à bacia do Rio Doce, com descarga muito maior que os pertencentes à bacia do Rio Paraíba do Sul, já teriam conseguido rejuvenescer os seus perfis e por isso estão fortemente encaixados em praticamente toda a sua extensão.

Entretanto, ainda que o Rio Piranga seja um curso d'água com maior potencial erosivo que os rios Pomba e Muriaé, os afluentes destes mostram-se mais agressivos que os afluentes do Rio Piranga, sobretudo nas proximidades do interflúvio. Rodrigues (2011), ao interpretar o gradiente de três afluentes de 5ª ordem³⁵ do Rio Piranga e de três afluentes de 5ª ordem do Rio Pomba, relacionou os maiores gradientes destes últimos ao maior potencial erosivo da bacia do Rio Pomba.

A divisão entre as bacias dos rios Piranga e Pomba se dá por um interflúvio recuado em relação à escarpa da Serra da Mantiqueira (RAPOSO e SALGADO, 2010). Essa escarpa, por sua vez, é muito mais pronunciada em sua vertente oriental, nas proximidades do município de São Geraldo. Nesta área, um degrau morfológico foi formado entre as bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul, estando, a primeira, em cotas altimétricas bastante superiores às da última (CHEREM, 2009). Segundo o autor, esse degrau tem aproximadamente 65 km de extensão, sentido principal N45E e assemelha-se a um arco com concavidade voltada para o platô inferior (SW). A diferença altimétrica entre a base (400 m) e o topo (850 m) da escarpa é, em média, de 450 m, chegando a 550 m na porção norte, próximo ao município de São Geraldo (Figura 6). São encontradas evidências de eventos de capturas fluviais na área, por meio dos quais a bacia do Rio Doce vem perdendo área para a bacia do Rio Paraíba do Sul (CHEREM,

³⁵ Segundo a ordenação dos canais proposta por Strahler (1952)

2009; RAPOSO e SALGADO, 2010; CHEREM *et al.*, 2012). Os processos de captura são responsáveis, ainda, pelo recuo do divisor hidrográfico em relação à escarpa e pelo recuo desta em direção ao interior do continente.

Rede hidrográfica e curvas de nível de maior incidência na topografia da região da Serra de São Geraldo/MG

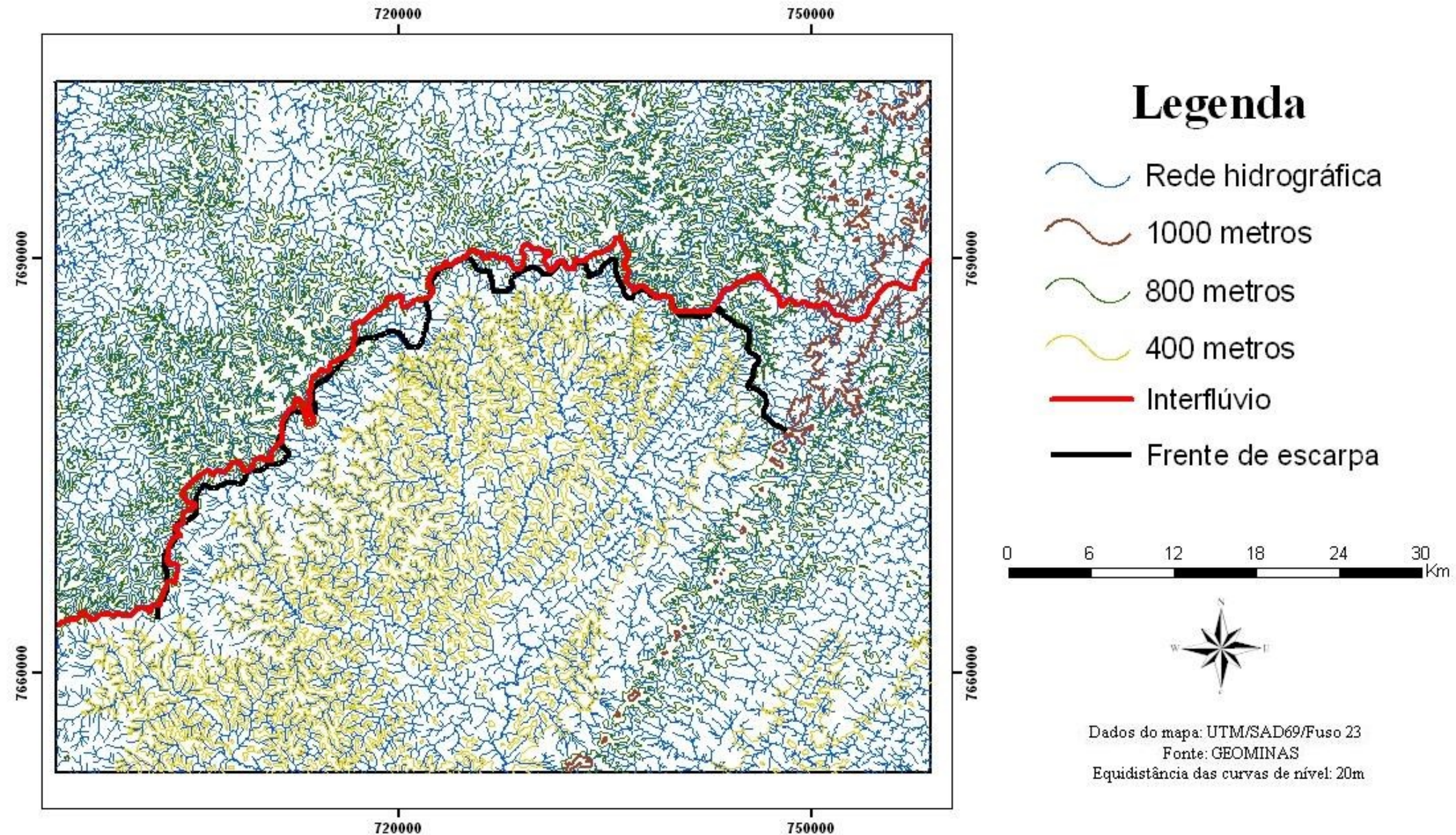


Figura 6: Rede hidrográfica e curvas de nível de maior incidência na topografia da região da Serra de São Geraldo. Observar a não correspondência entre o interflúvio e a frente da escarpa.
 Fonte: Raposo e Salgado (2010)

Raposo e Salgado (2010) elaboraram um mapeamento das unidades de relevo da Zona da Mata mineira, nas proximidades do município de São Geraldo (Figura 7). Os autores destacam a topografia suave da porção rebaixada que corresponde à Depressão do Rio Pomba. Apontam a existência, nas proximidades do interflúvio que divide as bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul, de morros residuais originalmente pertencentes ao planalto, drenado pela bacia do Rio Doce, e atualmente pertencentes à bacia do Rio Pomba. Foram mapeadas, ainda, as áreas de ocorrência de capturas fluviais, evidenciadas pelo recuo do divisor hidrográfico em relação à frente de escarpamento e confirmadas em campo pelos autores. Planícies bastante extensas foram localizadas, em sua maioria, nos segmentos fluviais mais distantes das escarpas. Os autores as relacionaram a processos de captura fluvial, que desencadeariam a perda da capacidade e competência dos cursos d' água da bacia capturada. Nesse contexto, a ampla planície teria sido formada por um paleo-canal com maior vazão e energia que o atual. Entretanto, planícies amplas foram identificadas, inclusive, em altos cursos de afluentes do Rio Pomba, os quais não teriam sido capturados por canais vizinhos ou por cursos d' água pertencentes à bacia do Rio Doce. Entre os afluentes do Rio Pomba, cabe ressaltar o predomínio de planícies amplas nos altos cursos, ao passo que, nos baixos cursos elas se tornam mais estreitas.

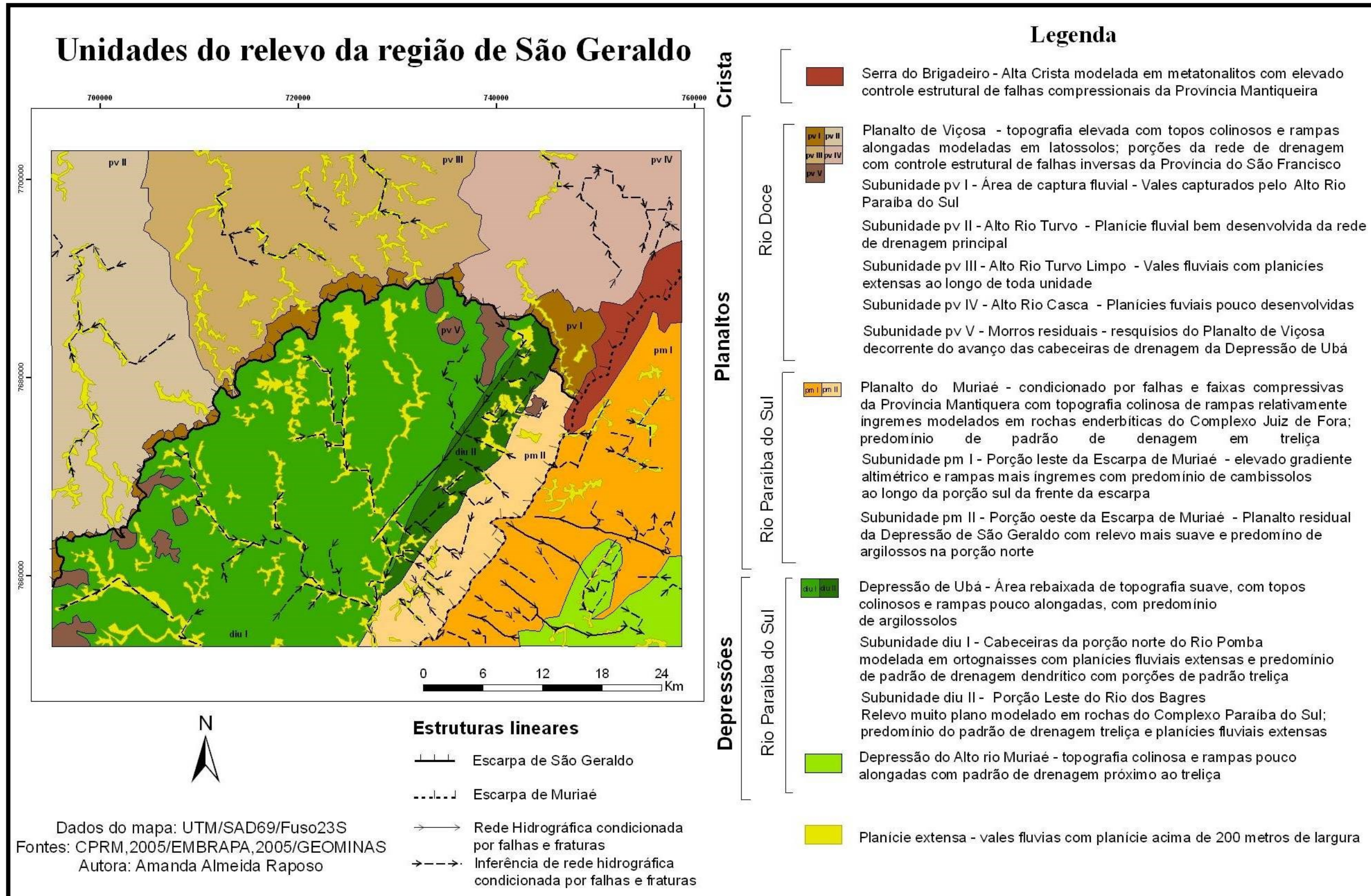


Figura 7: Mapeamento das unidades do relevo da região de São Geraldo.
 Fonte: Raposo e Salgado (2010)

A ocorrência de planícies de inundação de tamanho anômalo em diversos vales da Zona da Mata mineira é também observada por Duarte *et al.* (2010). Segundo os autores, planícies muito amplas ocorrem ao longo de vários cursos d'água (inclusive do alto curso do Rio Pomba) mas sem relação direta com a vazão ou hierarquia fluvial dos mesmos. Sua origem teria relação com a catalisação, por ações antrópicas, de processos erosivos aos quais a área é naturalmente propensa, favorecendo o aumento da carga sedimentar para os canais. As proposições apresentadas por Raposo e Salgado (2010) e Duarte *et al.*, (2010) para um contexto de fundo de vale a princípio atípico, mas recorrente na região, não se excluem, uma vez que ambos os processos podem ocorrer em diferentes porções, de diferentes vales, a depender de sua localização na bacia, uso do solo e contexto litológico e estrutural do vale em questão.

3.3. Aspectos climáticos e paleoclimáticos

Segundo a classificação de Köppen, o clima dominante na área de estudo é o tropical de altitude, que abrange as regiões entre 300-400 e 700 m de altitude (DUARTE *et al.*, 2010; FARIA, 2009). Os verões são quentes e chuvosos, com temperaturas médias anuais superiores a 20°C, sendo a média do mês mais quente superior a 22°C. A pluviosidade é geralmente inferior a 1.500 mm anuais (NOCE *et al.*, 2003).

Segundo Valverde (1958), a altitude exerce forte influência sobre as temperaturas na Zona da Mata³⁶. Mais detalhadamente, portanto, tem-se clima *Aw* de Köppen (quente e úmido com chuvas de verão) onde as altitudes estão próximas aos 220 m; e clima *Cwa* (tropical de altitude, com verões quentes e chuvosos) onde as altitudes variam entre 450 e 750 m (VALVERDE, 1958).

Informações sobre as condições paleoclimáticas às quais a Zona da Mata mineira esteve submetida durante o quaternário tardio são raras. Não foi encontrado, em revisão dos trabalhos desse caráter para a região sudeste do Brasil, nenhum estudo que se valesse de datação absoluta e tivesse implicações paleobioclimáticas para a área de estudo dessa dissertação.

³⁶ Para descrição rica e detalhada do tipo de tempo da Zona da Mata, ver Valverde (1958).

Barros *et al.* (2011) apresentam, entretanto, uma síntese das contribuições teóricas sobre os cenários paleobioclimáticos não antrópicos dos últimos 50 *ka AP* em Minas Gerais. Segundo os autores, a aproximadamente 50 *ka AP*, o clima seria mais seco e mais frio que o atual. No período seguinte, entre aproximadamente 40 e 27 *ka AP*, teria ocorrido umedecimento das condições climáticas, aproximando-as das condições atuais. Divergências entre os dados apresentados por alguns trabalhos para esse intervalo temporal levaram os autores a sugerir a existência, durante esse período, de mecanismos específicos de aporte de umidade para as porções oeste e sul do estado. Os raros dados obtidos para o período entre 27 e 19 *ka AP* indicam condições secas e muito frias e, entre 16 e 11 *ka AP*, teria ocorrido um aumento gradual de umidade, com manutenção das baixas temperaturas. A passagem do Pleistoceno para o Holoceno em Minas Gerais foi marcada por um período climático mais seco que o atual, sucedido por um curto período mais úmido no começo do Holoceno. Entre aproximadamente 8,5 e 5,5 *ka AP*, novo evento seco e bastante sazonal foi registrado em diversas regiões do estado. Desde então, configurou-se período úmido, com curtas e pequenas variações nas taxas de umidade, por vezes em escala local. Em geral, entretanto, as condições climáticas atuais são as mais úmidas holocênicas.

Ainda segundo Barros *et al.* (2011), esses cenários estão, em geral, de acordo com eventos de escala regional propostos na literatura, relacionados com alterações na insolação, nas áreas fonte de umidade e em seus mecanismos de dispersão. Por esse motivo, e diante da escassez de informações locais sobre as condições paleoclimáticas da Zona da Mata mineira, essa aproximação corresponde à melhor possível.

3.4 Cobertura vegetal e histórico regional de uso e ocupação do solo

A área de estudo, pertencente à Zona da Mata mineira, faz parte do bioma da Mata Atlântica. Este é o segundo bioma de maior expressão territorial em Minas Gerais e ocorre primordialmente na faixa leste e na porção centro-sul do estado (BARROS *et al.*, 2011). A Mata Atlântica sofreu intensa devastação em toda sua área de ocorrência, na fachada litorânea brasileira, e restaram poucas reservas de mata primária. Em Minas Gerais, o desmatamento foi igualmente generalizado, embora tenha se intensificado alguns séculos mais tarde que no litoral.

“Paradoxalmente, pode-se afirmar que uma das características atuais da paisagem da Zona da Mata [mineira] é a falta de matas” (VALVERDE, 1958 p. 5). Com essa afirmação, o autor resume os resultados da maneira histórica como se deu o uso e ocupação do solo em uma região originalmente recoberta por floresta tropical semidecídua.

Em suas condições originais, a formação vegetal que sugeriu o nome da região mineira interligava-se às matas do vale do Rio Paraíba do Sul e às da bacia do Rio Doce (VALVERDE, 1958). Em passado recente, a Zona da Mata sofreu fortes perturbações relacionadas a desmatamentos sucessivos para exploração de madeira e abertura de área para pastagens e atividades agrícolas. Tais intervenções alteraram drasticamente a paisagem natural da região: restaram poucos remanescentes, fortemente degradados pela exploração seletiva e pastoreio (LOUZADA, 2002). Segundo Valverde (1958), a Zona da Mata foi submetida a um desmatamento generalizado pelo qual apenas os cumes de algumas elevações não foram afetados. O autor chama a atenção, ainda, para o fato de essas matas serem, todas elas, matas secundárias, com recorrência de embaúbas (*Cecropia* sp.). Nenhuma resto de mata primária foi por ele observado nas expedições de campo que realizou na região.

A Zona da Mata constitui um exemplo elucidativo de região na qual o modelo de uso e ocupação do solo é pouco adaptado às potencialidades morfopedológicas locais (DUARTE *et al.*, 2010). De acordo com os autores, foram e são comuns, na região, práticas agrícolas inadequadas, que contribuem fortemente para a intensificação dos processos erosivos. Se, há décadas, coexistiam na Zona da Mata pequenas propriedades e latifúndios cafeeiros ou destinados à pecuária de corte (estes localizados, sobretudo, próximo a Cataguases, conforme descrição detalhada da estrutura fundiária regional fornecida por Valverde (1958)), atualmente as pequenas propriedades, destinadas à agricultura familiar descapitalizada, são mais comuns (SOUZA, 2006). Segundo o autor, nelas ocorrem práticas de cultivo do tipo “plantio morro abaixo” que, sobretudo em áreas de alta declividade, potencializam e aceleram processos erosivos. A derrubada da cobertura vegetal natural contribuiu para a degradação da estrutura do solo, por diminuir a matéria orgânica e o material inorgânico, alterando fortemente sua capacidade de resistência à erosão (DUARTE *et al.*, 2010).

A história de ocupação da Zona da Mata mineira remonta ao declínio da exploração aurífera em Minas Gerais. Nos fins do século XVIII, parte da população migrou para a Zona da Mata a fim de praticar a agricultura em uma área que apresentasse vales suaves e declives menos ásperos (VALVERDE, 1958). Num período anterior a 1830, havia na região apenas

nucleações. Posteriormente houve um incremento populacional ao longo dos rios, devido ao impulso realizado pela atividade cafeeira na porção mineira da bacia do Rio Paraíba do Sul. Um fator geográfico impulsionou a produção de café na Zona da Mata: entre as altitudes de 800 e 1200 m, os cafezais têm maior duração e dão rendimentos mais compensadores, graças à influência da altitude sobre o clima. O *Coffea arábica* não suporta bem as elevadas temperaturas das terras baixas (VALVERDE, 1958). À medida que a lavoura do café tornava-se improdutiva, após alguns anos de exploração, novas áreas eram abertas, o que implicava na derrubada de matas associada ao plantio consorciado de outras culturas. Foi com a crise da cafeicultura que novas atividades como a agropecuária, a indústria de médio porte e o setor de serviços passaram a ter destaque. Ainda assim, nas últimas décadas o cultivo do café foi retomado e ainda é uma das principais atividades econômicas da região, juntamente à cana-de-açúcar e à pecuária (DUARTE *et al.*, 2010).

Essas atividades contribuem para a aceleração de processos erosivos. Os latossolos, predominantes na região, apesar de espessos, possuem uma estrutura que apresenta alta capacidade de arraste das suas partículas e atinge facilmente a saturação (DUARTE *et al.*, 2010). No período chuvoso, tais características do solo favorecem a instalação de processos erosivos de grande porte nos locais de escoamento concentrado.

A aceleração dos processos erosivos se materializa em ravinamentos e voçorocas. Também ocorrem diversos tipos de movimentos de massa que são, muitas vezes, associados às voçorocas, compondo sistemas erosivos altamente eficientes. O fluxo de materiais resultante desta atividade excede a capacidade de transporte da rede fluvial local e é, por fim, depositado nas porções mais deprimidas, assoreando planícies e calhas fluviais. Na porção da Zona da Mata pertencente à bacia do Rio Paraíba do Sul, a predisposição natural à erosão, associada à aceleração de processos erosivos decorrentes de procedimentos antrópicos, resulta em feições deposicionais atípicas, como planícies de inundação de tamanho anômalo ao longo de cursos d'água de diversas vazões, padrões e contextos na hierarquia fluvial (DUARTE *et al.*, 2010).

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Esta etapa se iniciou com a análise de feições morfológicas, aspectos geológicos e padrão de drenagem da alta bacia do Rio Pomba, por meio de imagens de satélite de alta resolução no Google Earth[®], de cartas topográficas do IBGE na escala 1:250.000³⁷ e de mapas geológicos na escala 1:100.000³⁸. Foram reconhecidas e cartografadas³⁹ diferenças no grau de dissecação de áreas contínuas e cujos substratos geológicos apresentam comportamento semelhante frente ao intemperismo nas proximidades do município de Ubá. Essa etapa de mapeamento corroborou, em escala mais detalhada, o mapeamento morfológico proposto pelo Projeto RADAMBRASIL (1983), segundo o qual o contato entre um planalto dissecado (Planalto de Campos das Vertentes) e uma depressão suavizada (Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé) ocorre na área.

Foram pré-selecionados vales que drenassem essas unidades morfológicas distintas. Embora observações sobre o padrão de drenagem dos principais cursos d'água da área tenham sido feitas em gabinete, a definição precisa dos vales a serem estudados só se deu após realização de trabalho de campo na região. Durante o reconhecimento da área, os vales dos principais afluentes de margem esquerda do alto curso do Rio Pomba foram percorridos e observou-se sua acessibilidade, a frequência com que apresentavam depósitos aluviais e as características dos depósitos. Observou-se, ainda, se os vales apresentavam feições geomorfológicas indicativas de condicionamento estrutural, da ocorrência de capturas fluviais ou de eventos tectônicos. Os vales de quatro afluentes e dois sub-afluentes do alto curso do Rio Pomba foram escolhidos para estudo, além do próprio vale do rio principal em seus alto e médio cursos. Dessa maneira, foram estudados dois vales que drenam o Planalto de Campos das Vertentes, dois vales cujos altos cursos drenam o referido planalto e o restante do vale drena a Depressão do Rio Pomba, e dois vales que, praticamente em toda sua extensão, drenam a

³⁷ Folhas Ponte Nova e Juiz de Fora.

³⁸ Folhas Ubá e Rio Pomba.

³⁹ Um mapa hipsométrico, utilizado para embasar a definição da área de estudo, foi elaborado para a partir de imagens SRTM, escala 1:250.000, disponibilizadas no site da EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias (<<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>>). Foi elaborado um modelo digital de elevação (MDE), com a extração das curvas de nível de 50 em 50 metros. A hidrografia foi retirada das cartas do IBGE, escala 1:50.000, folhas: Rio Pomba, Cataguases, Paiva, Astolfo Dutra, Senhora dos Remédios, Mercês, Tocantins, Ubá, Ervália, Mirai e Viçosa. Informações geológicas foram retiradas das folhas Rio Pomba e Ubá, na escala 1:100.000.

depressão. O alto e médio curso Rio Pomba, orientado preferencialmente perpendicular aos compartimentos morfológicos citados, drena ambos.

Foram consultadas obras referentes à área de estudo, visando à melhor compreensão de suas características e objetivando tomar conhecimento do “estado-da-arte” das pesquisas na região. Foram consultados, também, estudos relacionados aos assuntos abordados nesta dissertação, de modo a esclarecer as bases conceituais e as referências teóricas a partir das quais este trabalho se estrutura.

4.1. Identificação, caracterização e datação dos níveis deposicionais

Após a definição dos vales de interesse para o estudo, foram realizadas nove temporadas de campo, cada uma delas com cerca de cinco dias de duração, para a identificação e caracterização de perfis aluviais e o estabelecimento dos eventos deposicionais ocorridos em cada um dos sete vales. Durante os trabalhos de campo, os vales foram percorridos das cabeceiras escolhidas até a foz de cada um no Rio Pomba. O Rio Pomba foi percorrido em seu trecho entre a sede do município de Santa Bárbara do Tugúrio e o distrito de Vista Alegre.

Os perfis aluviais identificados foram descritos com o auxílio de fichas de campo previamente elaboradas, destacando-se a tipologia do depósito, sua posição em relação ao rio atual (desnível em relação à lâmina d'água); seu contexto espacial no vale (altitude e distribuição montante/jusante), à composição granulométrica, à presença de estruturas deposicionais e à espessura das fácies, incluindo o tipo de transição entre as mesmas (gradual ou abrupta). Nas fácies de seixos, observou-se o tamanho médio dos clastos, sua litologia, grau de arredondamento e distribuição na fácies (orientação ou granocrescência). Observou-se, ainda, a presença de estruturas sedimentares e de possível deformação pós-deposicional do depósito que pudesse indicar comportamento flexural ou resultante de falhamento.

Os níveis deposicionais de cada vale foram identificados pela relação entre dados de altitude e desnível para o rio atual, arranjos laterais e verticais e dados sedimentológicos dos perfis aluviais descritos. Depois de identificados, os níveis aluviais foram representados em perfis estratigráficos síntese, os quais expressam as características do nível deposicional observadas em todo o vale, fornecendo uma sobreposição de informações adquiridas com a observação de diversos perfis relativos a um mesmo nível deposicional. Por meio de perfis transversais, representou-se a disposição dos níveis aluviais no vale. A escassez de depósitos alinhados

transversalmente tornou necessária a elaboração de “perfis transversais síntese”, os quais não podem ser situados exatamente, pois refletem a superposição de dados coletados em diferentes porções do vale. Todos os vales foram divididos em trechos que mantivessem certa homogeneidade em termos de disposição dos depósitos, e, para cada trecho, foi elaborado um perfil transversal síntese. Os depósitos foram representados, ainda, em sua disposição longitudinal ao longo do vale, tendo sido representados em planta e dispostos sobre o perfil longitudinal do curso d’água.

Posteriormente, foram estabelecidas comparações entre os vales pertencentes ao mesmo compartimento morfológico da área de estudo (porção dissecada, pertencente ao Planalto de Campos das Vertentes; porção central da área de estudo, na qual os altos cursos dos canais drenam o planalto e os baixos cursos drenam a depressão; e porção suavizada, pertencente à Depressão do Rio Pomba), e entre os pares de vales pertencentes a porções distintas da área. A partir dessas comparações, e objetivando responder às questões centrais que motivaram esse estudo, foram selecionados três dos seis afluentes do Rio Pomba em estudo para que tivessem seus níveis deposicionais datados. A justificativa da escolha desses três vales e dos níveis deposicionais datados em cada um deles será apresentada posteriormente à caracterização dos níveis deposicionais de cada curso d’água. Um perfil de cada nível escolhido foi descrito mais detalhadamente e teve amostras de seus sedimentos coletadas para a datação absoluta. Para a escolha dos perfis, foi levada em conta a representatividade destes em relação aos demais referentes ao mesmo nível deposicional, sua localização no vale, a disponibilidade de material datável (quartzo na fração arenosa) e as condições de coleta.

Para a datação dos sedimentos, foram coletadas amostras da fração arenosa o mais próximo possível do contato com a fácies de seixos (não foram feitas coletas em lentes arenosas pertencentes à fácies de seixos, nem nas porções superiores dos depósitos). O topo dos depósitos aluviais sofreu maior alteração por processos erosivos e pedológicos durante o Quaternário que a base dos mesmos, por isso não deve ser coletado para datação absoluta por LOE. Além disso, observou-se a necessidade de se manter um padrão na coleta quanto à porção da fácies fina a ser datada. Isso porque, uma vez que o período de deposição de finos pode durar até milhares de anos em um mesmo nível deposicional, a idade obtida a partir da datação da base da fácies arenosa responde quando se iniciou o período deposicional, ao passo que a datação do topo dessa fácies corresponde à idade do final daquela fase deposicional. Nessa situação ficaria inviabilizada, portanto, a comparação das idades obtidas para níveis

consecutivos. Apenas nos casos das planícies nas quais a base do depósito encontra-se sob a lâmina d'água não foi possível, obviamente, seguir esse padrão.

Para garantir a coleta dos sedimentos sem que estes fossem expostos à luz solar, utilizou-se tubos de PVC (5 mm de diâmetro e 30 cm de comprimento) envoltos por sacos plásticos pretos. Os tubos, previamente identificados, foram inseridos horizontalmente por percussão, utilizando-se uma marreta de borracha, de modo a não danificá-los (Figura 8).



Figura 8: Identificação do tubo de PVC e posterior coleta de amostra para datação por LOE.

As amostras foram enviadas ao Laboratório de Vidros e Datação da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC) para sua datação absoluta via LOE. A preparação e análise das mesmas foram feitas pelo método SAR.

Os sedimentos das duas extremidades do tubo de PVC foram excluídos, uma vez que podem ter sido expostos aos raios solares durante a coleta. O material da parte central dos tubos foi tratado sob luz vermelha de baixa intensidade.

Nos procedimentos laboratoriais, grãos de quartzo com 88-180 μm são separados após tratamento químico com H_2O_2 (20%), HF (20%), por 45 minutos, e HCl (20%), por 2 horas, para que sejam eliminados a matéria orgânica, os óxidos e hidróxidos de ferro e os carbonatos. As medições LOE, com estímulo infravermelho, são realizadas nas amostras e a ausência de cristais de feldspato é verificada. As curvas de luminescência são registradas com o DayBreak Nuclear and Medical Systems Inc., modelo 1100 Series, Automated TL/OSL Systems.

Todas as irradiações são realizadas com uma fonte de ^{60}Co , com uma taxa de dose de 312 Gy h^{-1} e para os experimentos de esvaziamento (*bleaching*) as amostras são expostas diretamente

à luz solar durante 16 h. Os valores de paleodose são avaliados através de métodos de regeneração com alíquotas múltiplas (WATANABE *et al.*, 2003). Sete alíquotas são analisadas, mas os valores extremos são excluídos e é calculado um valor médio a partir das outras cinco. O pré-aquecimento utilizado é de 150 °C por 10 min.

O conteúdo de radioisótopos nas amostras é determinado utilizando o sistema de espectroscopia γ (Inspector Portable Spectroscopy Workstation, Canberra), com detector de NaI (Tl), modelo 802-2 x 0.5 e cristal de 51 x 13 mm². Cada amostra é mensurada por uma semana e seu peso é de aproximadamente 100 g. A dose anual é avaliada utilizando o resultado do conteúdo de radioisótopos, a equação de Bell (PRESCOTT e HUTTON, 1988) e as contribuições dos raios cósmicos foram avaliadas após Prescott e Hutton (STOKES, 1999) para cada local e é considerado 10% de incerteza.

4.2. Interpretações associadas a fatores estruturais e tectônicos

Com o intuito de identificar possíveis controles estruturais e tectônicos na evolução fluvial dos vales, todos os depósitos aluviais encontrados foram mapeados sobrepostos às informações litológicas e estruturais da área fornecidas no mapeamento em escala 1:100.000. O mapeamento foi feito com base em informações de campo, a partir das coordenadas de ocorrência dos depósitos e das dimensões dos mesmos previamente observadas e descritas.

As calhas dos rios em estudo foram mapeadas destacando-se seus trechos de corredeiras (identificadas, sobretudo, em campo, mas também com auxílio das imagens de satélite de alta resolução do Google Earth[®]). Observaram-se, ainda, os trechos de calha rochosa e os de calha aluvial. Foram descritas feições de leito, como barras arenosas, barras de pontal e barras de seixos. A análise integrada desses mapeamentos, associada à interpretação dos processos fluviais pretéritos, responsáveis pela gênese dos depósitos encontrados, orientou possíveis inferências sobre controles tectônicos ou estruturais na evolução dos vales.

4.3. Interpretações associadas a fatores climáticos

Para a interpretação de possíveis condicionantes climáticos na evolução fluvial dos vales em estudo, foi feita a caracterização dos cenários paleobioclimáticos quaternários em Minas Gerais. Os resultados das datações absolutas, associados à análise das características

faciológicas dos níveis deposicionais e das relações entre eles, possibilitaram a interpretação de suas gêneses à luz dos contextos paleoclimáticos quaternários.

5. RESULTADOS

5.1 Níveis deposicionais aluviais

Neste capítulo serão descritos os perfis-síntese dos níveis deposicionais aluviais encontrados em cada vale estudado. Os vales foram divididos em trechos nos quais há homogeneidade quanto à morfologia do vale e à disposição dos níveis fluviais. Os trechos serão descritos separadamente, de modo a esclarecer as características que os individualizam e visando à possibilidade de comparação de trechos semelhantes em vales distintos e a decorrente possível identificação de padrões regionais de altos, médios e baixos cursos. A setorização dos vales em trechos é apresentada na Figura 9.

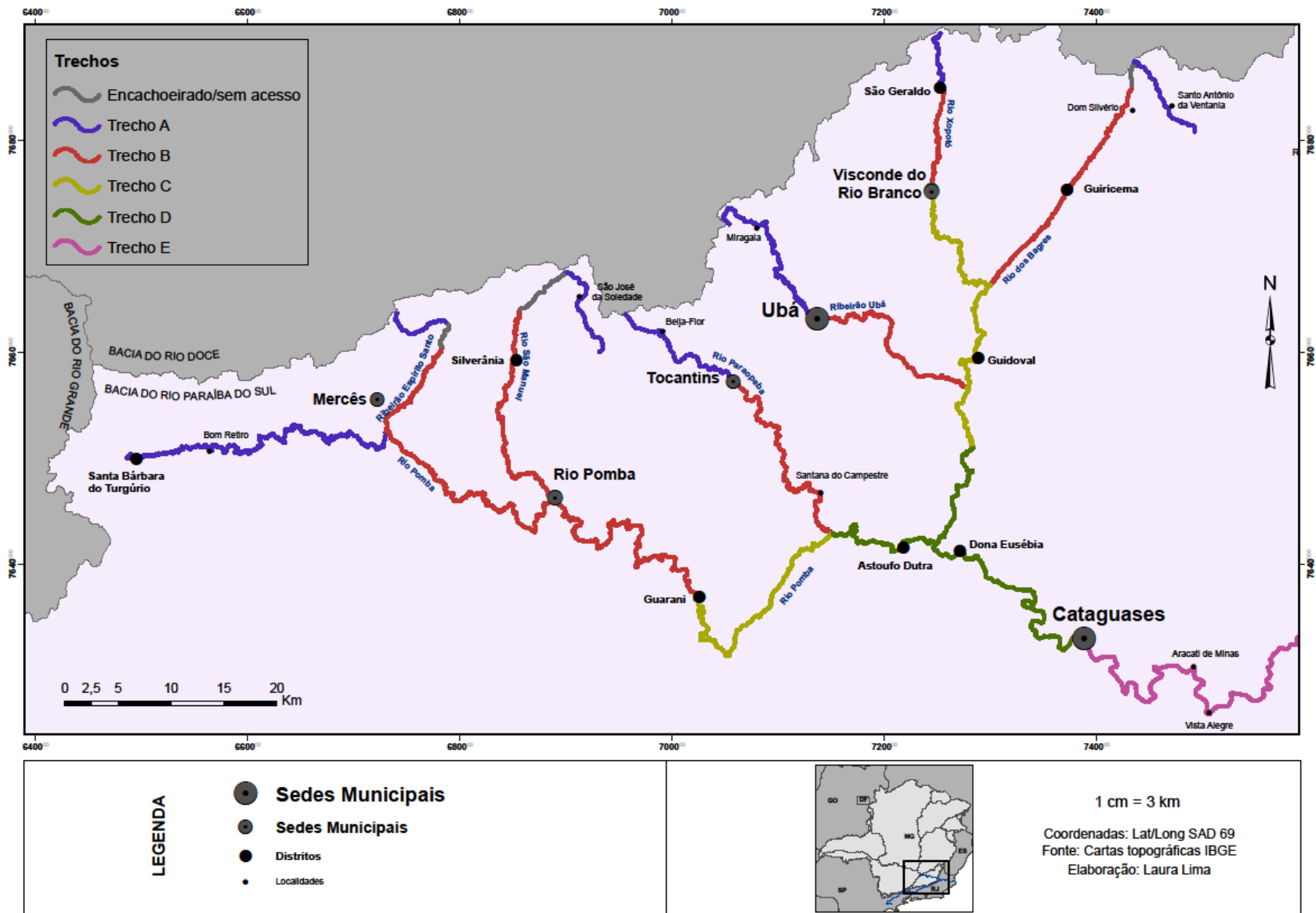


Figura 9: Setorização dos vales estudados.

5.1.1 Ribeirão Espírito Santo

O Ribeirão Espírito Santo é, dentre os canais estudados, o afluente do Rio Pomba de localização mais ocidental. Seu curso drena a porção mais alta e dissecada da área de estudo, mapeada pelo Projeto RADAMBRASIL (1983) como Planalto de Campos das Vertentes. As cabeceiras do Ribeirão Espírito Santo situam-se, em média, a 840 m de altitude e sua confluência com o Rio Pomba se dá à jusante da sede municipal de Mercês, em uma altitude de 480 m. Por uma questão de facilidade de acesso ao vale, o Córrego dos Lunas, afluente do alto curso do Ribeirão Espírito Santo, foi escolhido para levantamento e interpretação de seus níveis de deposição aluvial em detrimento de outras possíveis cabeceiras.

Os alto e médio cursos do Ribeirão Espírito Santo drenam ortognaisses do Complexo Mantiqueira e apenas um pequeno trecho já bastante próximo à sua confluência com o Rio Pomba drena metagranitos e metassienitos do Complexo Mercês. Não há indícios de controle estrutural do vale.

A aproximadamente 5 km das cabeceiras, o canal apresenta seu primeiro trecho encachoeirado, no qual há cerca de 100 m de desnível vertical ao longo de aproximadamente 1000 m longitudinais (Figura 10). Ao longo dos 3 km seguintes, corredeiras são frequentes e funcionam como pequenas soleiras que, embora não tenham relevância semelhante à das cachoeiras à montante, são igualmente capazes de interferir na dinâmica fluvial, graças a sua abundância. Esse trecho, no qual ocorrem repetidas e significativas mudanças no gradiente do canal, diferencia dois trechos do vale, uma vez que o alto curso, à montante do trecho encachoeirado, responde ao nível de base representado pelas cachoeiras e apresenta evolução fluvial distinta, portanto, dos médio e baixo cursos do ribeirão. Por esse motivo, serão descritos, separadamente, os depósitos aluviais encontrados à montante e à jusante do trecho encachoeirado. A disposição longitudinal dos níveis aluviais abandonados (N2 e N3) nos dois trechos do vale é apresentada na Figura 10.

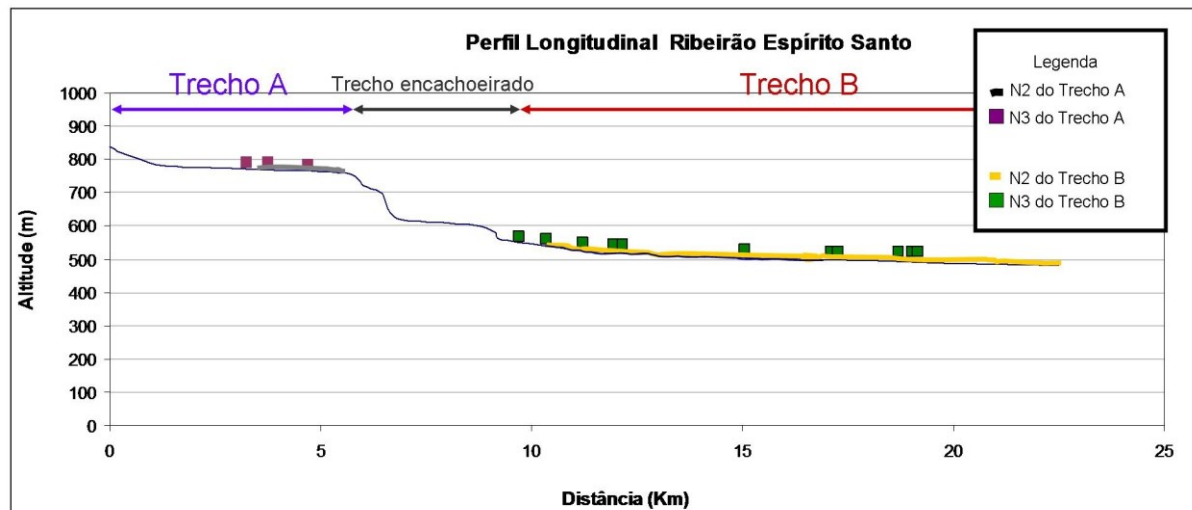


Figura 10: Perfil longitudinal do Ribeirão Espírito Santo e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2 e 3 (N2 e N3). Destaque para o trecho encachoeirado.

Trecho A do Ribeirão Espírito Santo

O Trecho A, alto curso do Ribeirão Espírito Santo, corresponde em sua maior parte ao curso d'água nomeado Córrego dos Lunas. Trata-se de um canal estreito e raso, cuja calha tem sofrido alterações por captações de água, pequenos represamentos e desvios feitos pela população local. Nesse trecho do vale foram identificados três níveis deposicionais aluviais, sendo um deles correspondente à planície (N1) e dois referentes à dinâmica pretérita do canal (N2 e N3) (Figura 11). Processos de vertente descaracterizaram os depósitos do N3. Já os depósitos do N2 tiveram sua morfologia original preservada. Na Figura 12 estão representados os perfis-síntese dos depósitos identificados.

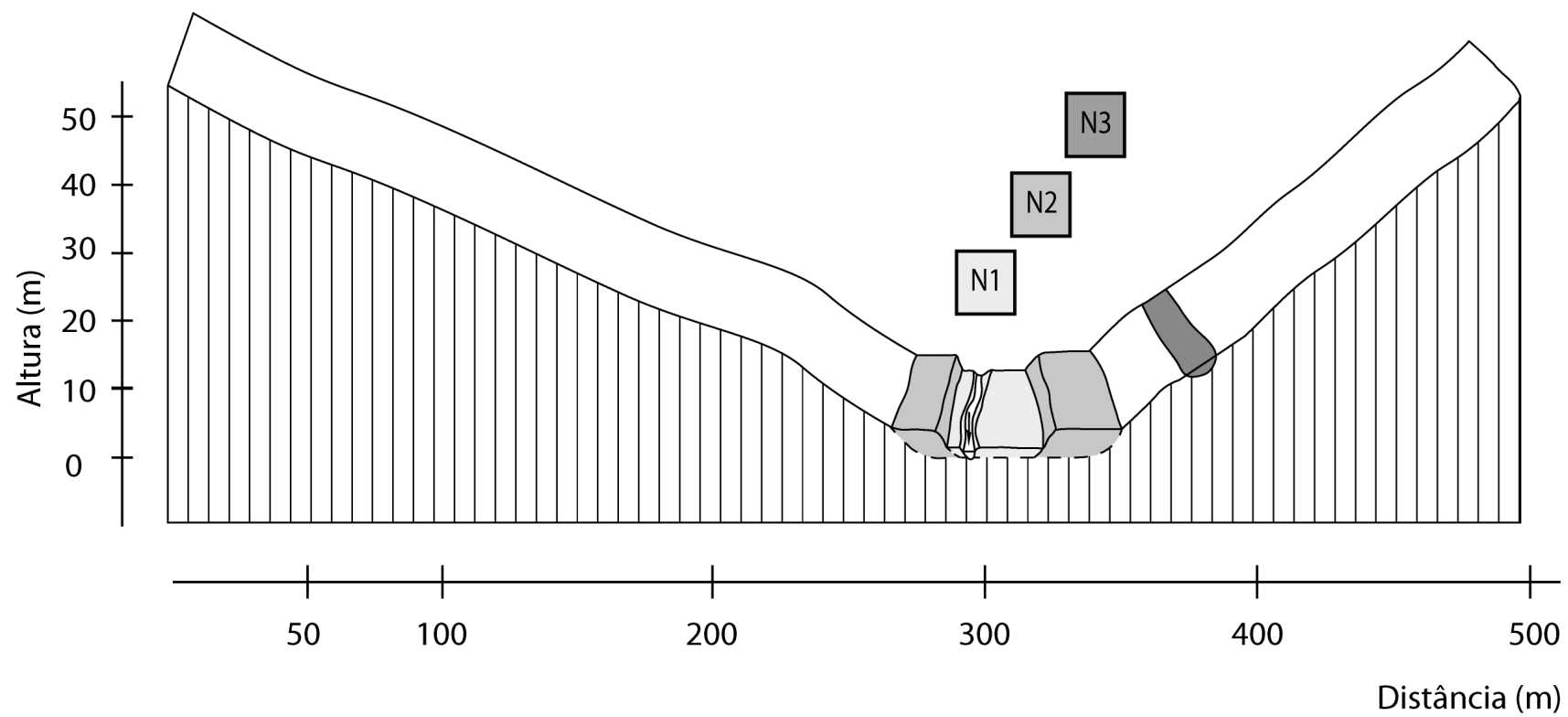


Figura 11: Perfil transversal síntese do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.

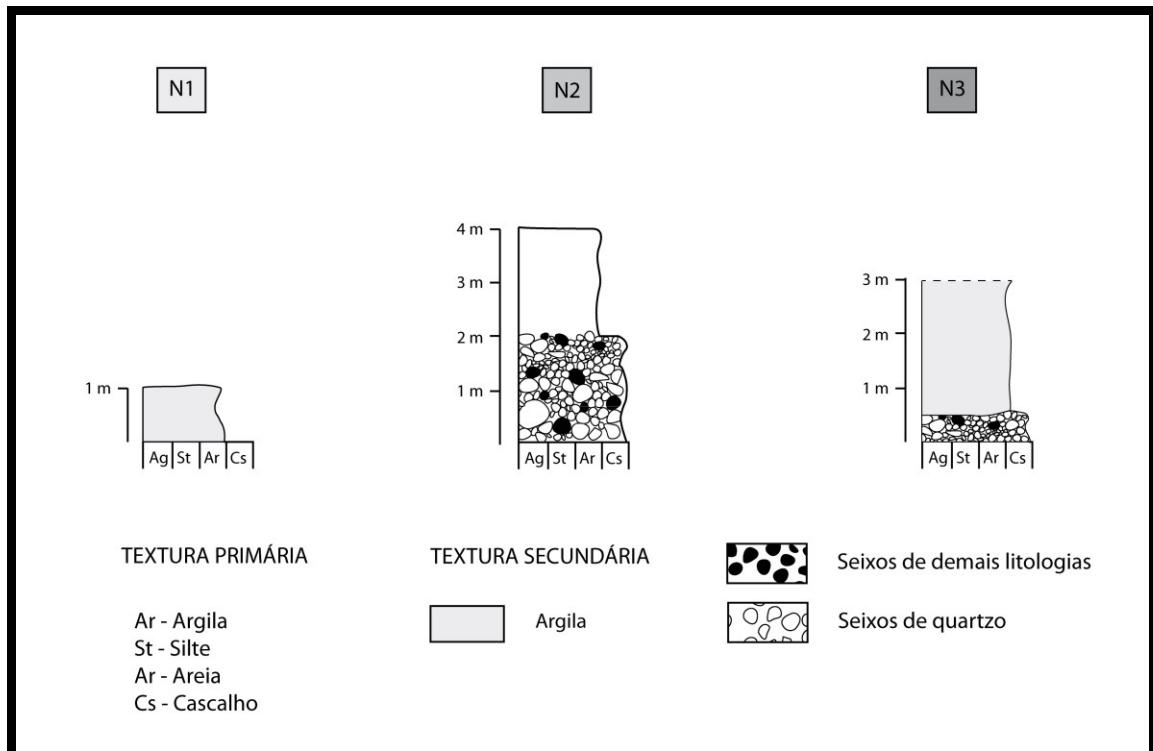


Figura 12: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.

N3

O nível deposicional mais antigo identificado no alto curso do Ribeirão Espírito Santo foi encontrado na margem esquerda do canal. É possível que se trate de um nível deposicional pareado, identificado apenas na margem esquerda devido à ausência de cortes de estrada na margem oposta.

A sequência deposicional é composta por uma fácies basal de seixos de quartzo com raras ocorrências de seixos de gnaiss, arredondados a subangulosos, cujos comprimentos variam entre 2 e 20 cm. Os clastos se tocam, embora a matriz argilosa seja abundante. Essa fácies, depositada sobre elúvio, tem aproximadamente 50 cm de espessura e localiza-se cerca de 11 m acima da lâmina d'água em todos os depósitos do N3 encontrados. Uma fácies areno-argilosa maciça de até 7 m de espessura estabelece, com a primeira, transição abrupta (Figura 13). Há, entretanto, perfis relativos a este nível deposicional nos quais a fácies fina parece ter sido erodida e é encontrada com apenas 1 m de espessura.

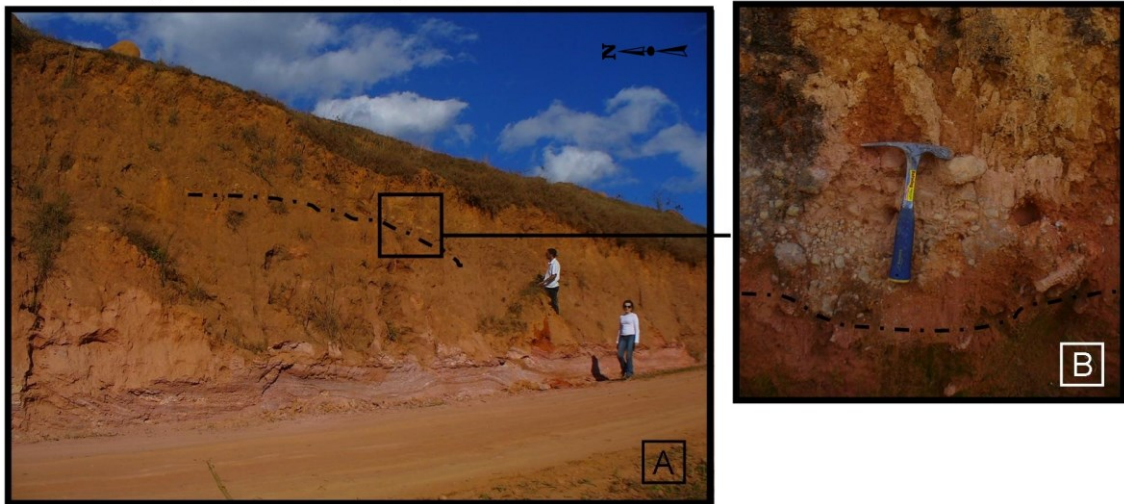


Figura 13: N3 do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo. Em A, depósito retrabalhado por processos de coluvionamento, com fácies basal de seixos acompanhando a declividade da vertente. Em B, fácies de seixos depositada sobre elúvio de gnaiss.

N2

O N2 é um terraço pareado, cujo topo está cerca de 4 m acima da lâmina d'água. A base do depósito não pôde ser visualizada, por encontrar-se sob a lâmina d'água. A fácies basal da sequência deposicional do N2 tem mais de 2 m de espessura e é composta por seixos arredondados a subangulosos, predominantemente de quartzo, com ocorrência de seixos de gnaiss e xisto. Ocorrem matacões de até 30 cm de comprimento, sobretudo na base do depósito. Os matacões são subarredondados, de quartzo e granito. Os clastos se suportam, mas há abundância de matriz arenosa. A fácies superior, arenosa e maciça, com cerca de 2 m de espessura, estabelece transição gradual com a fácies basal (Figura 14).



Figura 14: N2 do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo. Em A, contexto do N2 no perfil transversal do vale. Em B, fácies basal do depósito.

N1

O N1 é lateralmente amplo, mas verticalmente pouco espesso (sua espessura não excede 1 m). Trata-se de um nível embutido no N2, composto por fácies areno-argilosa maciça (Figura 15).



Figura 15: N1 do Trecho A do Ribeirão Espírito Santo.

Trecho B do Ribeirão Espírito Santo

À jusante do *knickpoint* estabelecido pelas cachoeiras, o vale torna-se mais aberto que no Trecho A, com depósitos mais amplos e espessos no fundo de vale. No Trecho B foram identificados três níveis deposicionais, sendo um referente à dinâmica atual do ribeirão (N1) e dois referentes a episódios pretéritos de sedimentação, dos quais o mais recente ainda mantém a morfologia original (N2) e o mais antigo já foi descaracterizado por processos de vertente (N3) (Figura 16). Embora a disposição dos níveis fluviais nesse trecho do vale, a princípio, não se diferencie muito daquela encontrada à montante das cachoeiras, a diferença de desnível em relação à lâmina d'água apresentado pelos N3 de montante e de jusante do trecho encachoeirado, a diferença de espessura do N2 e a estratigrafia e tipologia da planície nos dois trechos do canal corroboram a influência do trecho encachoeirado na diferenciação da dinâmica evolutiva do vale nos Trechos A e B. Portanto, os depósitos identificados no Trecho B não podem ser relacionados quanto às suas gêneses àqueles identificados no Trecho A. Os perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B são apresentados na Figura 17.

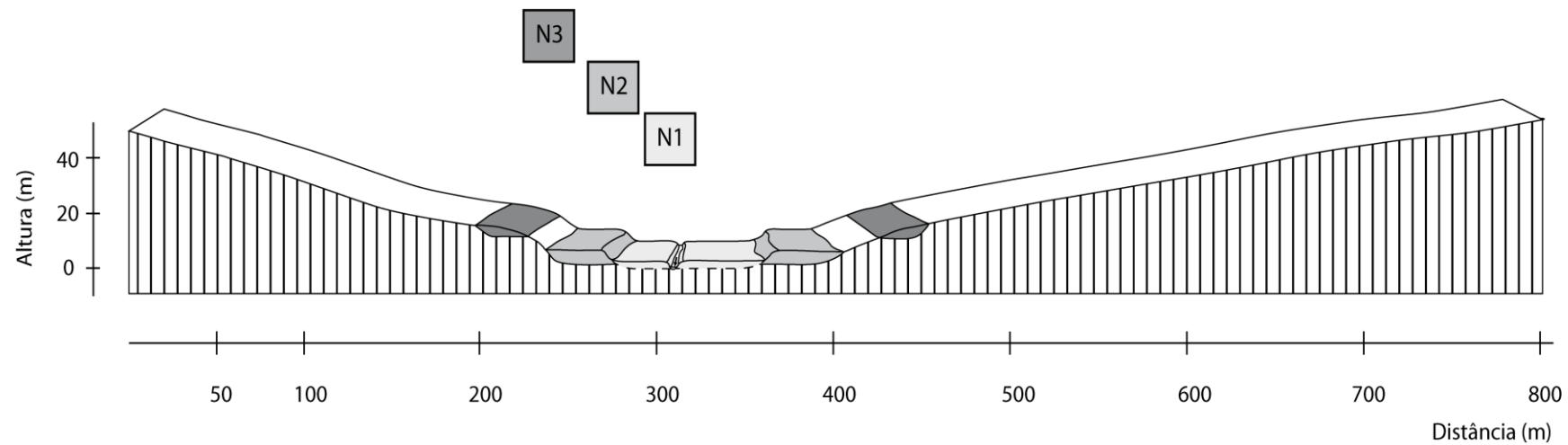


Figura 16: Perfil transversal síntese do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo.

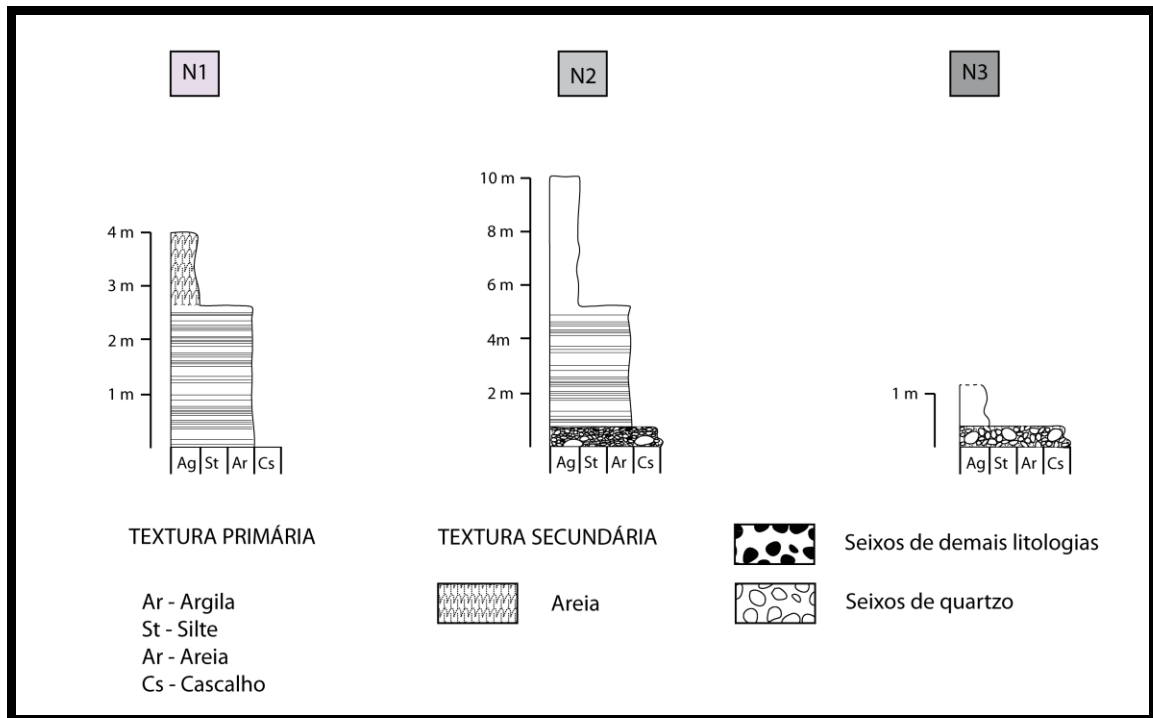


Figura 17: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B do Ribeirão Espírito Santo.

N3

O N3 apresenta-se retrabalhado por processos de coluvionamento, que, muitas vezes, movimentam e desorientam a fácies basal do depósito. Essa fácies é composta por seixos de quartzo arredondados a subangulosos, suportados entre si, com presença de matriz argilosa. Está depositada sobre elúvio e dista verticalmente entre 7 e 23 m da lâmina d'água, sendo que o desnível é, via de regra, progressivamente maior para jusante (Figura 10). A camada de seixos tem cerca de 40 cm de espessura e é mal selecionada, com ocorrência de matações de até 30 cm de comprimento tanto mais frequentes quanto mais à montante se localiza o perfil, ou em perfis nos quais a contribuição de afluentes fica evidenciada pela ocorrência de clastos de granito e gnaiss angulosos. Em todos os perfis encontrados, entretanto, predominam seixos de comprimento aproximado de 10 cm. Não há granocrescência. Sobre a camada basal de seixos, em transição abrupta, ocorre camada argilo-arenosa maciça, cuja espessura não pôde ser estabelecida, uma vez que o topo do depósito aluvial pode ter sido erodido ou recoberto por depósitos coluviais. É um nível deposicional pareado (Figura 18).

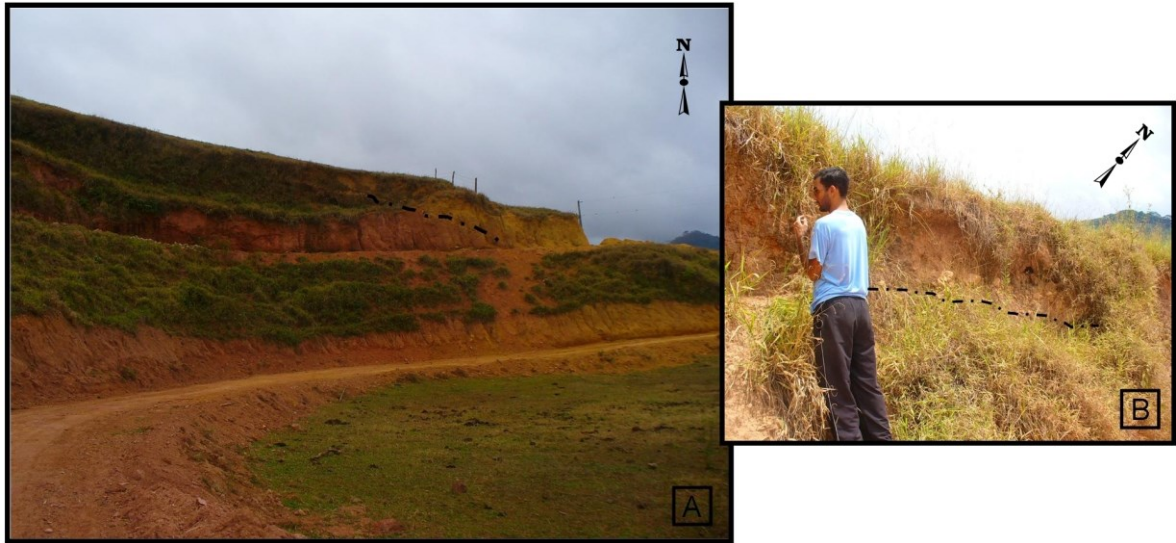


Figura 18: N3 do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo. Em A, depósito retrabalhado por coluvionamento, com camada de seixos depositada sobre elúvio acompanhando a declividade da vertente. Em B, camada de seixos sobre a linha tracejada.

N2

O N2 é um nível de terraço escalonado em relação ao N3, bastante recorrente no Trecho B do Ribeirão Espírito Santo: é encontrado ao longo de todo esse trecho do vale, frequentemente em ambas as margens. Com frequência, seus depósitos ocorrem distantes do curso d'água e parcial ou completamente recobertos por vegetação. Nos raros locais de afloramento de sua fácies basal, são observados seixos de quartzo, com ocorrência esparsa de seixos de granito, arredondados a subangulosos, mal selecionados, com comprimento médio de 5 cm, suportados entre si. A fácies basal tem cerca de 70 cm de espessura, está depositada sobre elúvio e sua distância vertical para a lâmina d'água é de cerca de 2 m (Figura 10). A porção superior do depósito tem, em média, 8 m de espessura e é composta por camada argilosa sobre espesso pacote de areia estratificada (estratificação planar), com presença de grânulos. Os depósitos tornam-se mais espessos no baixo curso (Figura 19).

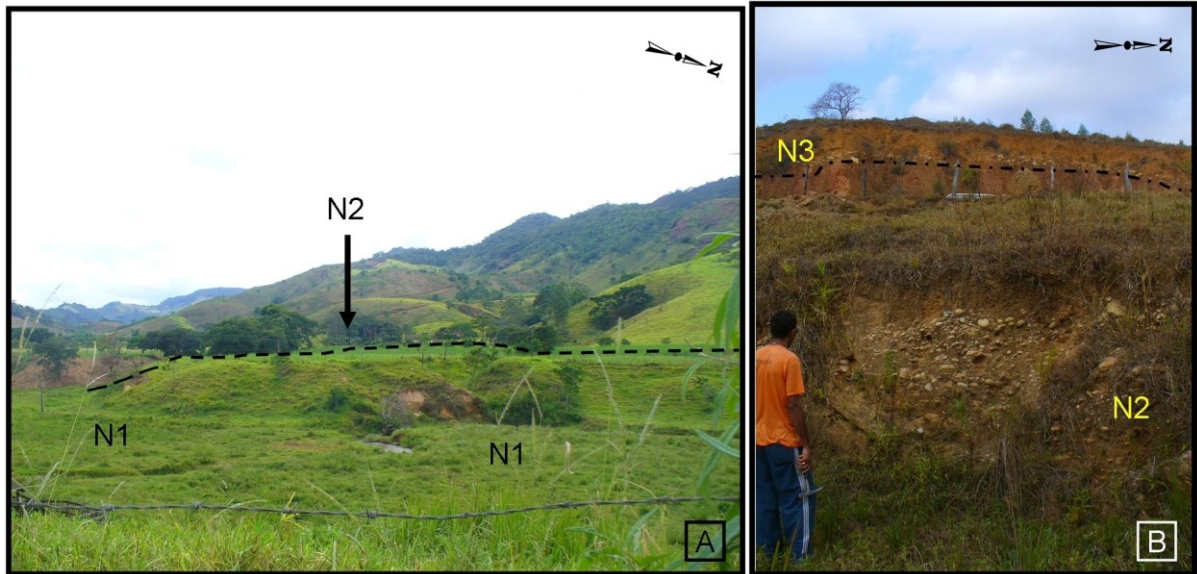


Figura 19: N2 do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo. Em A, visualização do depósito às margens do canal, com desnível de aproximadamente 7 m em relação ao topo do N1. Em B, seqüência deposicional do N2 e N3 ao fundo.

N1

O N1 corresponde ao nível de planície do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo. São depósitos lateralmente amplos em ambas as margens do canal e de espessura variável, aumentando para jusante, onde alcança os 4 m.

Em alguns trechos do médio curso do Ribeirão Espírito Santo, os depósitos da planície apresentam uma camada de seixos de espessura variável aflorando nas margens. Essa camada, que denota um encaixamento recente do canal, chega a aflorar até 1 m sobre a lâmina d'água e é composta por seixos e matacões de quartzito, granito e gnaisse, arredondados a subangulosos, sem organização. Estabelecendo transição abrupta com a fácies basal, ocorrem fácies argilosa de cerca de 0,5 m de espessura, fácies arenosa com estratificação planar e espessura variável e fácies argilo-arenosa maciça, que estabelecem transição gradual entre si e, conjuntamente, alcançam até 4 m de espessura (Figura 20).

No baixo curso do ribeirão, o N1 apresenta-se em processo de abandono horizontal e vertical, com incipiente formação de um novo nível de planície silto-argilosa embutida no anterior e que responde a todas as pequenas cheias do ribeirão.

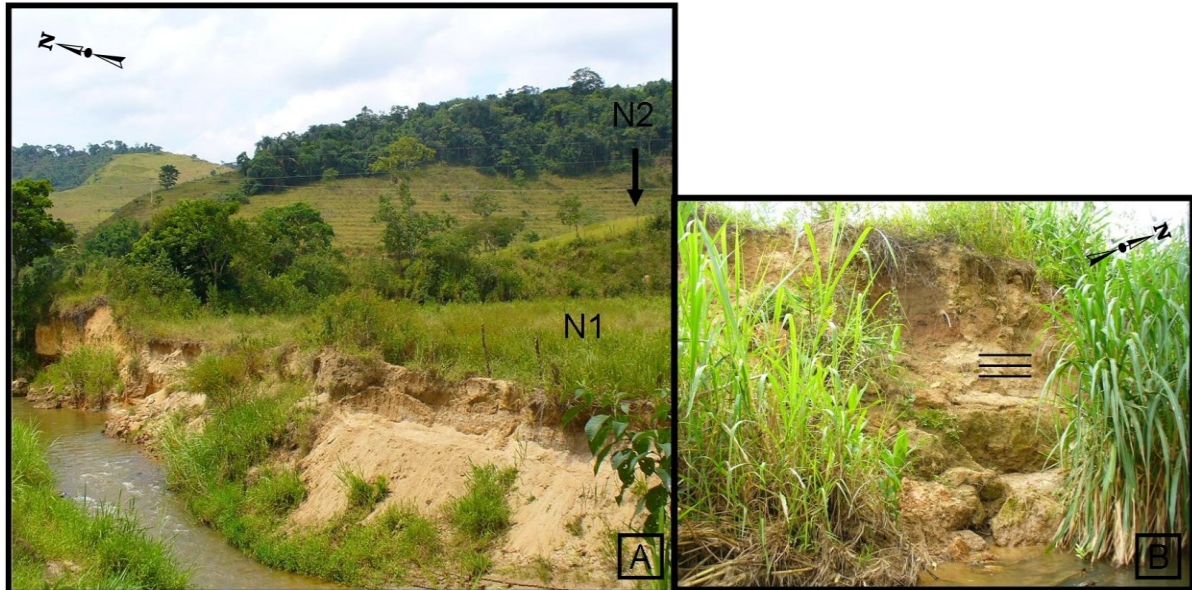


Figura 20: N1 do Trecho B do Ribeirão Espírito Santo. Em A, depósito do N2 ao fundo. Em B, estratificação planar incipiente no depósito do N1.

5.1.2 Rio São Manuel

O Rio São Manuel, como o Ribeirão Espírito Santo, drena o Planalto de Campos das Vertentes. Suas cabeceiras situam-se à montante do distrito de São José da Soledade, a altitudes próximas aos 900 m, e sua confluência com o Rio Pomba ocorre à jusante da sede do município de Silveirânia, a 440 m de altitude. O canal drena os ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Apenas em pequena porção do Trecho B do vale ocorrem rochas do Complexo Mercês.

Esse curso d'água apresenta mudanças bruscas de direção no trecho correspondente ao seu alto-médio curso. O canal, que desde suas cabeceiras até poucos quilômetros à jusante de São José da Soledade, apresenta direção preferencial N-S, passa, então, a orientar-se NE-SW. Esse ponto de inflexão da drenagem localiza-se próximo ao divisor das bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul. Especificamente nesse trecho, tal interflúvio apresenta-se rebaixado (inferior a 20 m), pouco marcado na paisagem (Figura. 21). Próximo às coordenadas 686000E; 7664000N (23S), o Rio São Manuel sofre nova inflexão e voltar a alinhar-se N-S. Entre os dois pontos de alteração da direção da drenagem, o vale apresenta controle estrutural: a drenagem torna-se bastante retilínea e o vale torna-se inacessível, por tratar-se de área de alta declividade. Os trechos encachoeirados estabelecem importante nível de base local, diferenciando, em termos de gênese, dinâmica e evolução, as porções do vale à jusante e à

montante dos mesmos. Por esse motivo, serão descritos a seguir, separadamente, os depósitos aluviais identificados em ambos os trechos. A disposição dos níveis aluviais abandonados do Rio São Manuel é apresentada na Figura 22.



Figura 21: Interflúvio aplainado e pouco pronunciado entre a bacia do Rio São Manuel e a bacia do Rio Doce. A lagoa foi gerada por pequeno represamento antrópico do canal para construção de estrada.

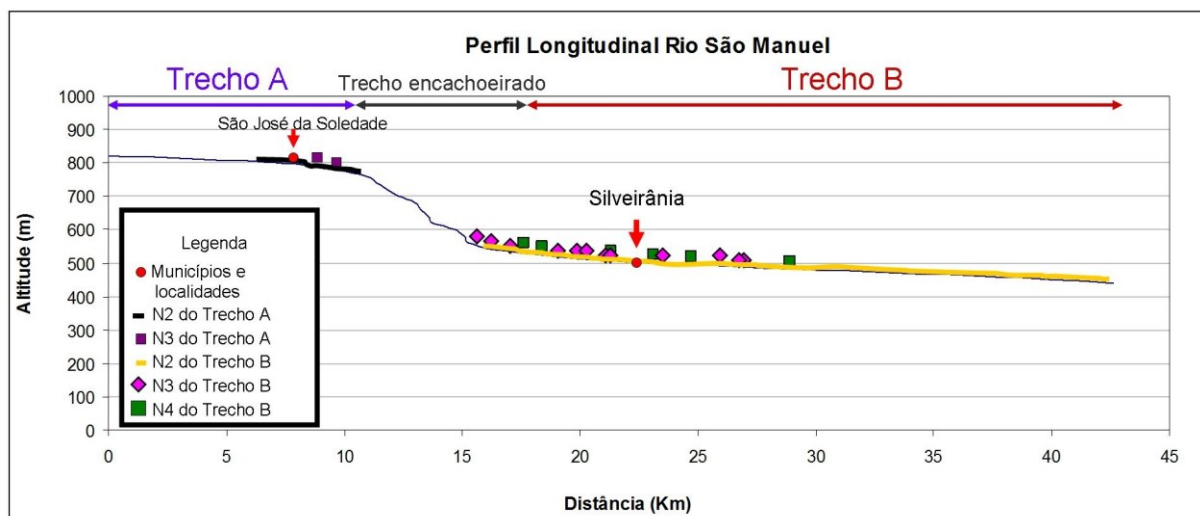


Figura 22: Perfil longitudinal do Rio São Manuel e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4).

Trecho A do Rio São Manuel

No trecho à montante da primeira alteração da direção de drenagem, o canal é estreito, frequentemente raso e meandrante. Foram identificados três níveis deposicionais aluviais, sendo um deles relacionado à dinâmica atual (N1) e dois relativos a episódios pretéritos de sedimentação (N2 e N3), ambos preservados em relação à sua morfologia original (Figura 23). Os perfis-síntese das sequências deposicionais relativas a esses níveis são apresentados na Figura 24.

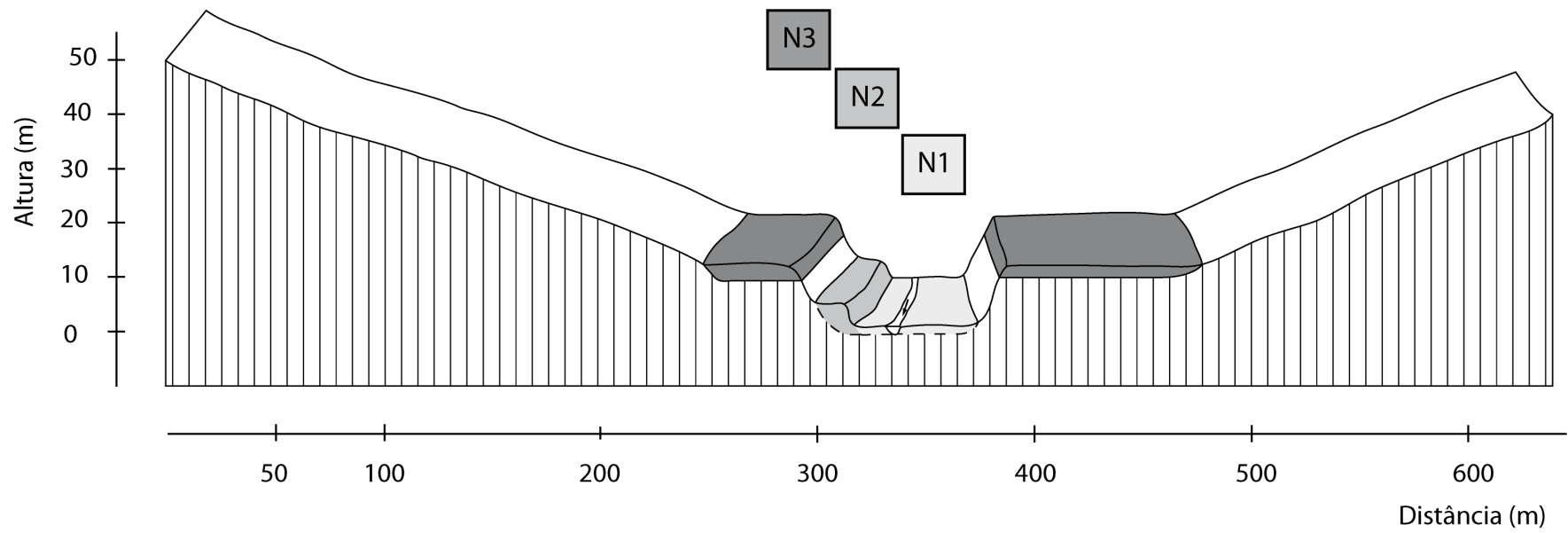


Figura 23: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio São Manuel.

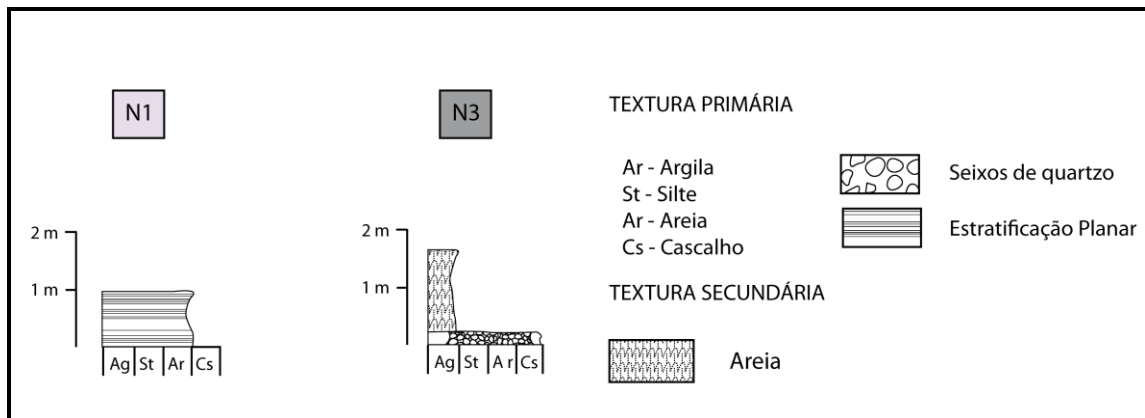


Figura 24: Perfis-síntese das seqüências deposicionais dos níveis identificados no Trecho A do Rio São Manuel. Os depósitos do N2 não foram visualizados em perfil em nenhum trecho do vale.

N3

O N3 é um nível de terraço pareado, que se configura em um patamar extenso e bem marcado ao longo do Trecho A, tanto transversal como longitudinalmente. Seu topo dista, em média, 12 m da lâmina d'água e seus depósitos encontram-se frequentemente distantes lateralmente do canal e recobertos por vegetação, o que dificulta sua visualização em perfil. Nos raros perfis nos quais se identifica sua base, ela está assentada sobre elúvio e dista cerca de 10 m da lâmina d'água. É composta por seixos quartzo arredondados a subarredondados suportados entre si, de comprimento médio de 7 cm. Ocorrem matações esparsos, de cerca de 20 cm. A fácies basal é maciça e tem cerca de 20 cm de espessura. Em transição abrupta com esta, tem-se fácies argilo-arenosa maciça cuja varia entre 1 e 5 m, aproximadamente (Figura 25).

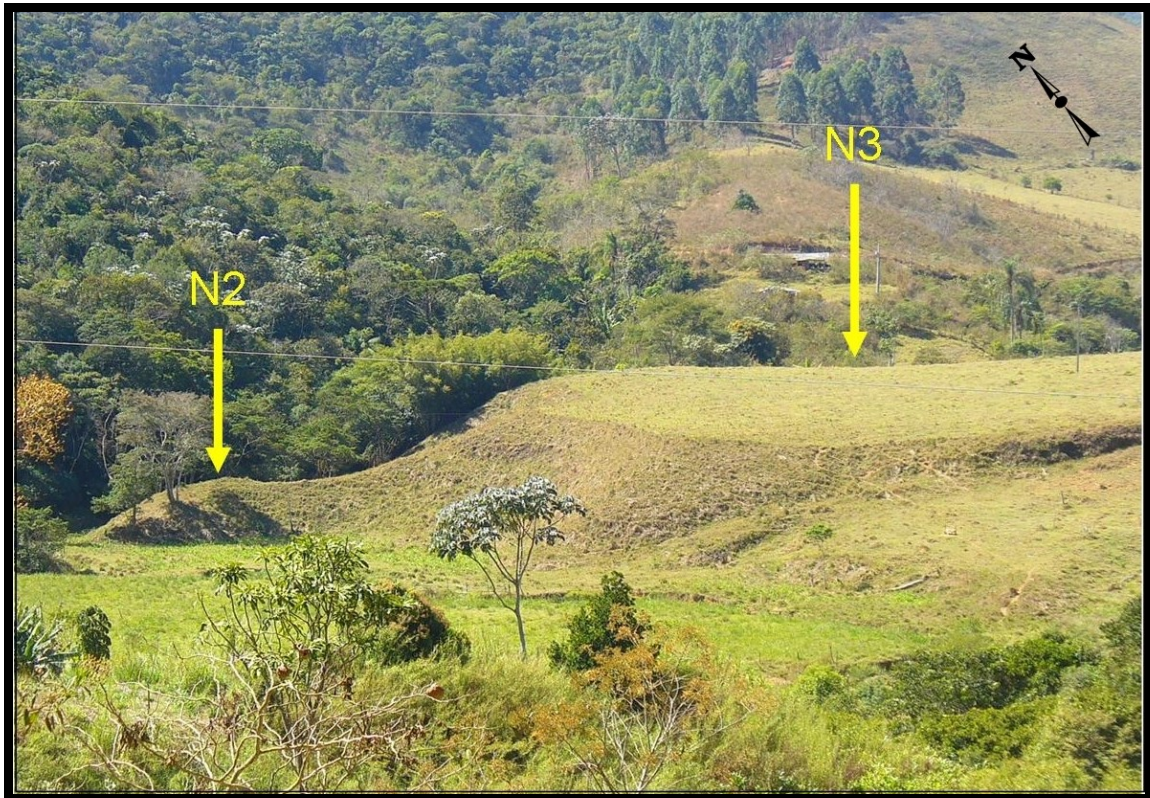


Figura 25: N3 e N2 do Trecho A do Rio São Manuel.

N2

O N2 é um nível de terraço, também pareado, mas cuja ocorrência é mais escassa quando comparada à do N3. Os depósitos do N2 ocorrem bastante descontínuos, muitas vezes como patamares residuais. São sempre recobertos por vegetação e não ocorrem às margens do canal, não sendo possível, portanto, visualizá-los em perfil. Seu topo dista, em média, 7 m da lâmina d'água.

N1

A planície tem espessura e amplitude variável nesse trecho do vale, alcançando até 1 m, e é composta por sedimentos arenosos, por vezes estratificados (estratificação planar).

Trecho B do Rio São Manuel

À jusante da segunda mudança brusca de direção da drenagem, o vale apresenta-se mais aberto que no Trecho A, com planície mais ampla e espessa, canal predominantemente meandrante e morros mais baixos e suaves, nos quais ocorrem afloramentos rochosos localizados, sobretudo, na porção mais de montante do Trecho B. Nesse trecho foram identificados quatro níveis deposicionais aluviais, sendo um deles referente à planície (N1), dois deles relativos a níveis de terraço fluvial (N2 e N3) e um referente ao episódio mais antigo de sedimentação cuja morfologia original já foi descaracterizada (N4) (Figura 26). Os níveis deposicionais identificados no Trecho B não se relacionam àqueles do Trecho A, uma vez que o trecho encachoeirado do canal é capaz de diferenciar as dinâmicas à montante e à jusante do mesmo. Na Figura 27 são apresentados os perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B.

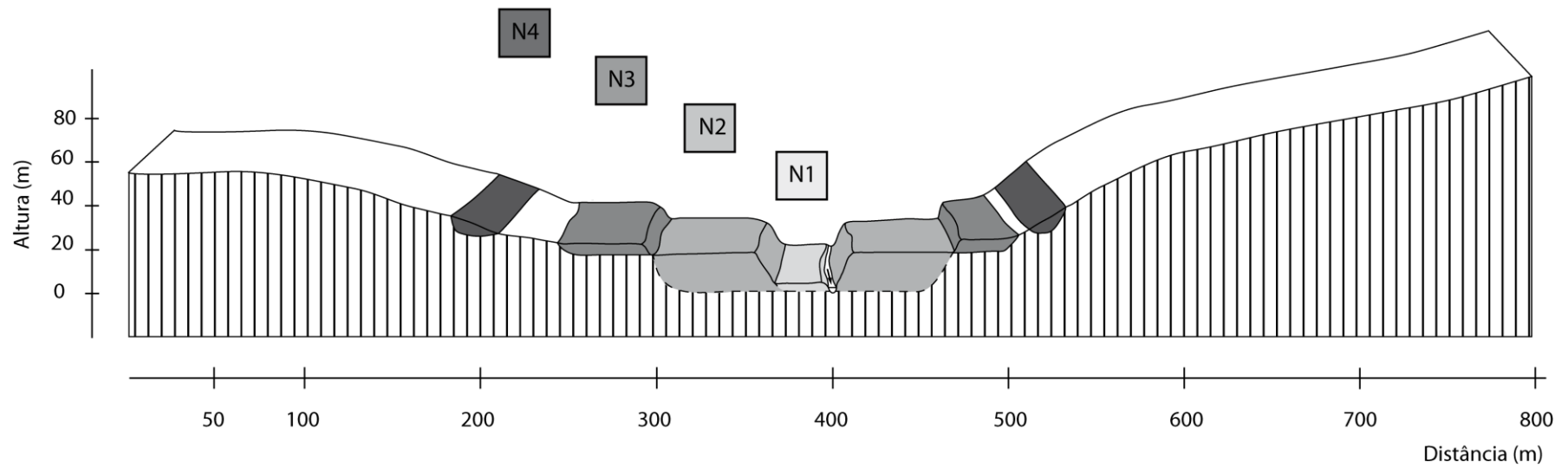


Figura 26: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio São Manuel

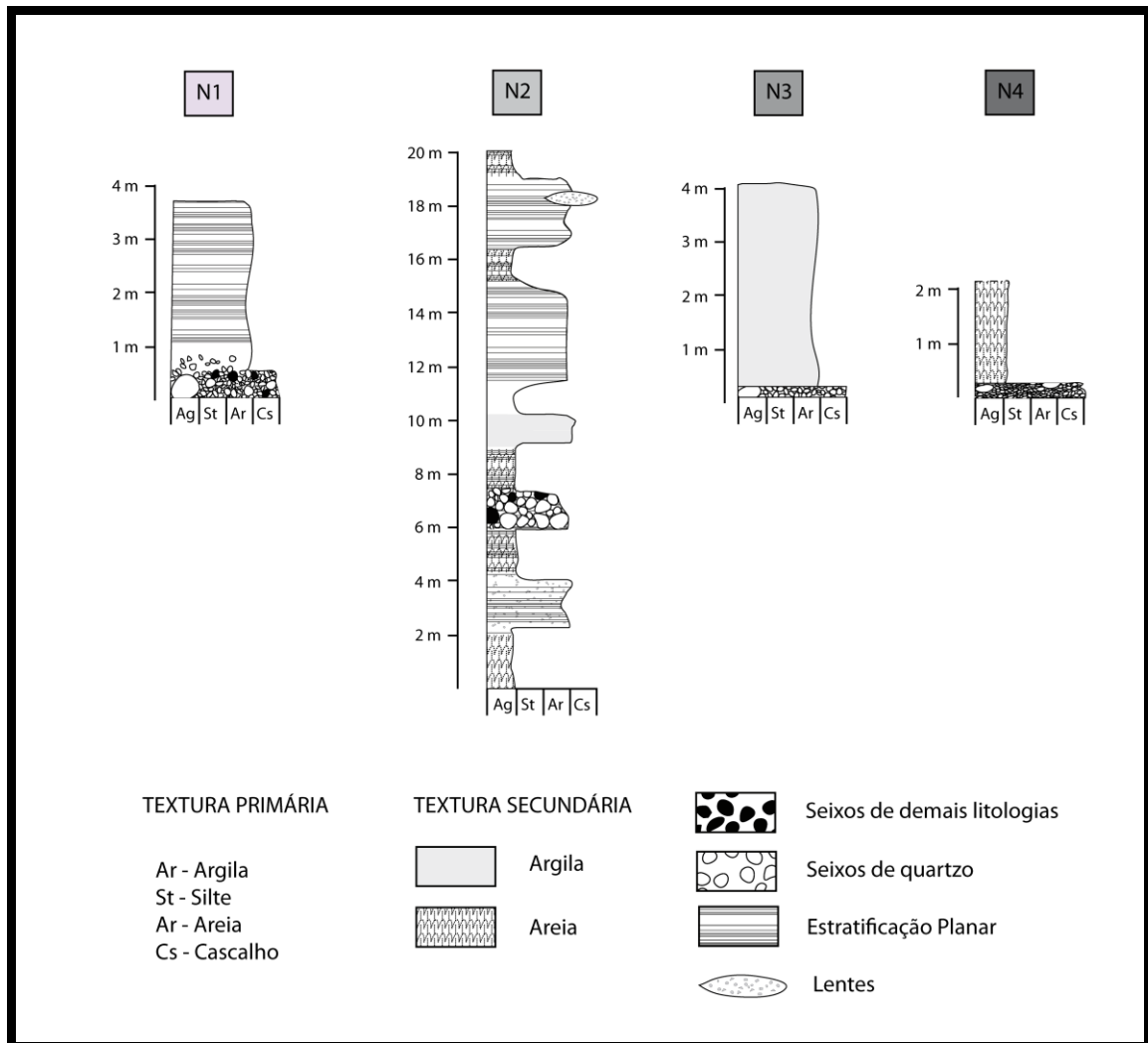


Figura 27: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B do Rio São Manuel.

N4

Os depósitos aluviais do nível fluvial mais antigo no Trecho B do Rio São Manuel foram afetados por processos de vertente: a erosão dos depósitos, somada ao recobrimento parcial por colúvios, concederam-lhes uma morfologia de encosta.

O N4 é um nível deposicional pareado, que encontra-se cerca de 20 m acima da lâmina d'água (Figura 26). A maior parte dos perfis encontra-se horizontalmente distante do curso d'água, o que compromete a precisão com que a altura de sua base em relação à lâmina d'água é estimada. Na fácies basal, assentada sobre elúvio, ocorrem seixos de quartzo arredondados a subangulosos, sendo que os maiores têm até 7 cm de comprimento e, os menores, em torno de 1 cm de comprimento. Ocorrem matacões esparsos, também de quartzo, arredondados e cujos comprimentos chegam a 40 cm. Os clastos se tocam, embora haja abundância de matriz argilo-arenosa maciça. A espessura dessa fácies é de aproximadamente 30 cm. Sobre a fácies

basal, em transição abrupta, tem-se uma fácies argilo-arenosa maciça, de até 2 m de espessura, mas cuja origem pode ser, completa ou parcialmente, coluvial (Figura 28).

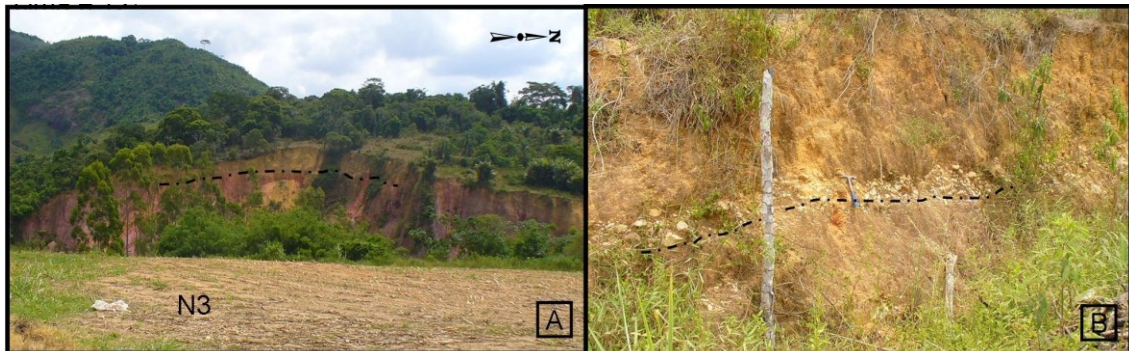


Figura 28: N4 do Trecho B do Rio São Manuel.

N3

O N3 corresponde a um nível de terraço cujo topo apresenta-se, frequentemente, pouco mais alto que o topo do N2. Por esse motivo, apenas nos trechos do vale onde ambos ocorrem transversalmente é possível distingui-los com facilidade, uma vez que a base do N3 encontra-se mais alta que o topo do N2. O N3 ocorre escalonado em relação ao N4 e sua base, assentada sobre elúvio, dista verticalmente cerca de 10 m da lâmina d'água. A fácies basal da sequência deposicional do N3 é composta por seixos de quartzo arredondados a subangulosos, relativamente bem selecionados, com comprimento médio de, aproximadamente, 10 cm, embora ocorram matacões esparsos de até 30 cm de comprimento. Essa fácies tem em média 20 cm de espessura. Em transição abrupta com a fácies basal, os depósitos apresentam fácies areno-argilosa maciça, de espessura aproximada de 4 m nos perfis mais bem preservados (Figura 29).

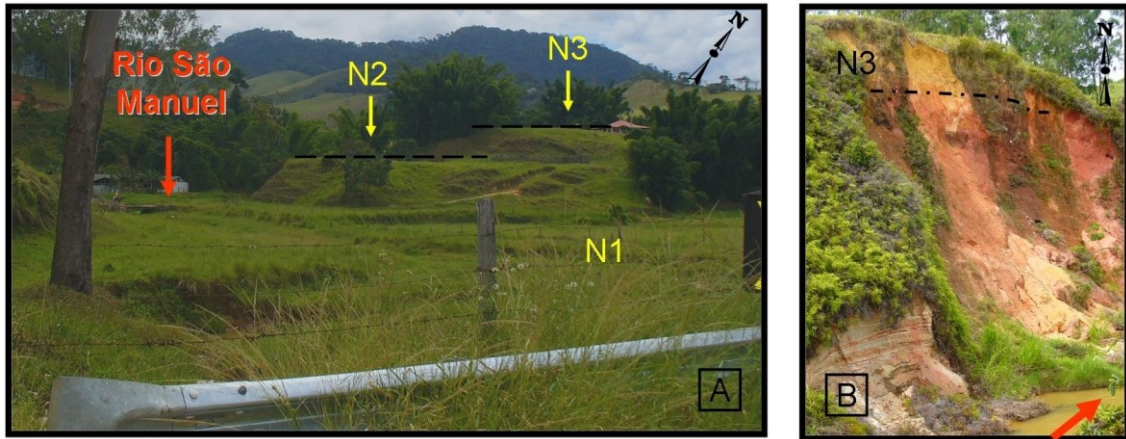


Figura 29: N3 do Trecho B do Rio São Manuel. Em A, contato entre N1, N2 e N3. Em B, seqüência deposicional do N3.

N2

O N2 corresponde a um nível de terraço que ocorre em ambas as margens do canal, é extenso lateralmente e recorrente ao longo de todo o Trecho B. Por vezes, seus depósitos ocorrem lateralmente distante do curso d'água, completamente recobertos por vegetação. Nos locais onde é possível visualizá-lo em perfil, trata-se de um pacote aluvial de até 20 m de espessura cuja base não pode ser visualizada, por estar, possivelmente, sob a lâmina d'água, ou por haver um encaixamento do N1 em relação ao N2. Ocorrem intercalações de camadas arenosas, com ou sem a presença de grânulos e pequenos seixos, com camadas areno-argilosas, ou argilo-arenosas. Cada camada tem, em média, entre 0,5 e 1 m de espessura. Na maior parte dos perfis do N2 descritos não é identificada uma (ou mais) fácies de seixos. Quando estes ocorrem, estão esparsos em fácies arenosa comumente estratificada (estratificação planar) e são seixos de quartzo ou rochas ígneas máficas, arredondados a subangulosos. Ocorrem matacões esparsos, de até 20 cm de comprimento (Figura 30).

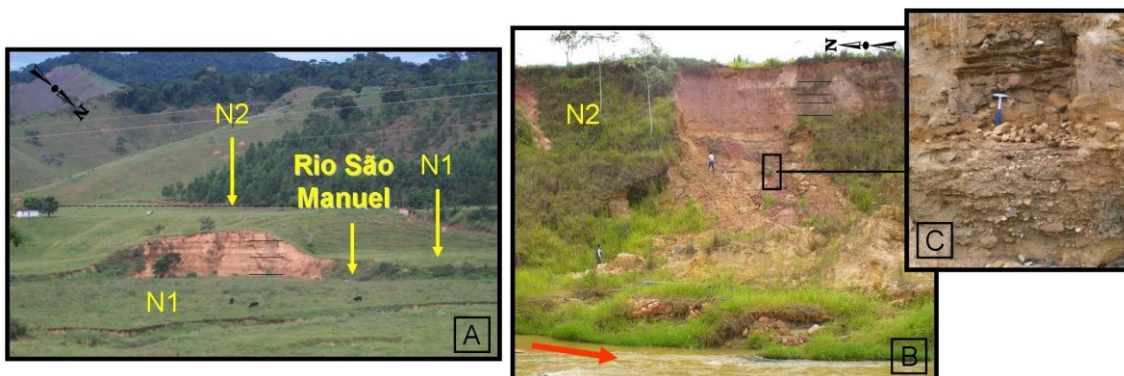


Figura 30: N2 do Trecho B do Rio São Manuel. Em A, patamar de terraço de margem esquerda. Em B, visualização da seqüência deposicional, com destaque para fácies de seixos (C).

N1

A sequência deposicional da planície do Rio São Manuel é composta por uma fácies basal de seixos assentada sobre substrato rochoso, cuja distância vertical da lâmina d'água varia bastante entre trechos relativamente próximos do vale; e uma fácies arenosa, de espessura igualmente variável.

Na porção mais de montante do Trecho B, a fácies basal ocorre até cerca de 2 m acima da lâmina d'água e é formada por seixos e matacões esparsos, de quartzo, gnaisse e granito, mal selecionados, com comprimentos alcançando 30 cm e expressiva ocorrência de grânulos. O grau de arredondamento dos seixos varia de arredondado a subanguloso. Os clastos se tocam e a matriz é arenosa. Essa fácies tem espessura de cerca de 50 cm. A fácies basal é recoberta por fácies arenosa na qual ocorrem grânulos esparsos. Essa fácies tem, aproximadamente, 20 cm de espessura e é, por sua vez, recoberta por sedimentos argilo-arenosos, que compõem uma camada maciça de cerca de 60 cm de espessura (Figura 31).

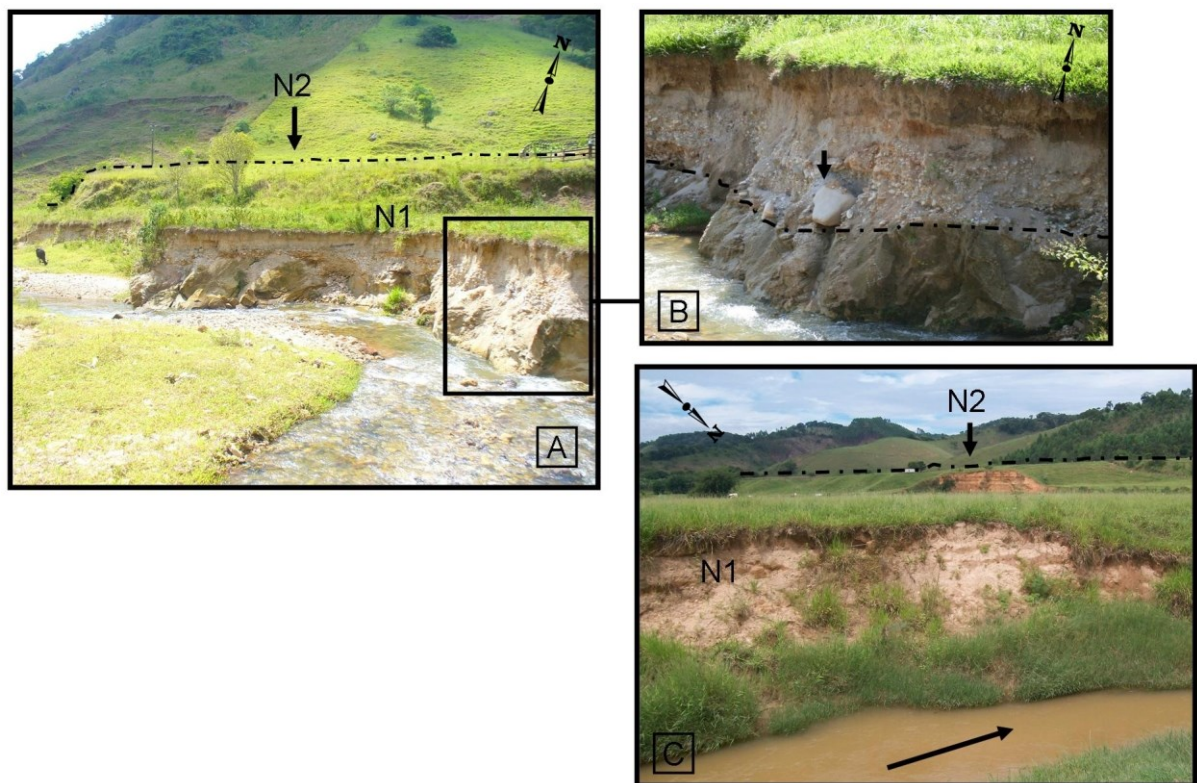


Figura 31: N1 do Trecho B do Rio São Manuel. Em A, N1 com fácies de seixos assentados sobre substrato rochoso e N2 recoberto por vegetação. Nesse trecho do vale, o topo do N2 dista verticalmente cerca de 7 m da lâmina d'água. Em B, visão aproximada da fácies de seixos. Observar ocorrência de matacões arredondados. Em C, N1 arenoso e N2 ao fundo.

No restante do Trecho B, os depósitos ora apresentam fácies basal de seixos bastante semelhante à fácies basal já descrita, ora restringem-se à fácies arenosa ou areno-argilosa.

Esta, em alguns pontos, apresenta estruturas planares, ou lentes de grânulos e pequenos seixos suportados por matriz arenosa. Frequentemente, entretanto, trata-se de uma fácies maciça. A espessura dessa fácies varia de menos de 1 m a mais de 3 m, dependendo do trecho do canal.

Cabe, ainda, chamar a atenção para a ocorrência de um perfil diferenciado da planície, já no baixo curso: o depósito apresenta-se sobre rocha, que aflora até 2 m sobre a lâmina d'água, com fácies basal de cerca de 30 cm de espessura composta por grânulos e pequenos seixos (até 3 cm) de quartzo, granito e gnaiss arredondados a angulosos, suportados por matriz arenosa. Em transição gradual com essa fácies basal, tem-se camada de cerca de 30 cm de areia, na qual foi notada a presença de uma bota (galocha) completamente preenchida pela areia. Sobre esta camada, tem-se fácies argilo-arenosa de cerca de 60 cm de espessura. No local onde esse perfil foi descrito, tem-se ambiente de aparente rompimento de soleira, com corredeira sobre substrato rochoso (Figura 32).

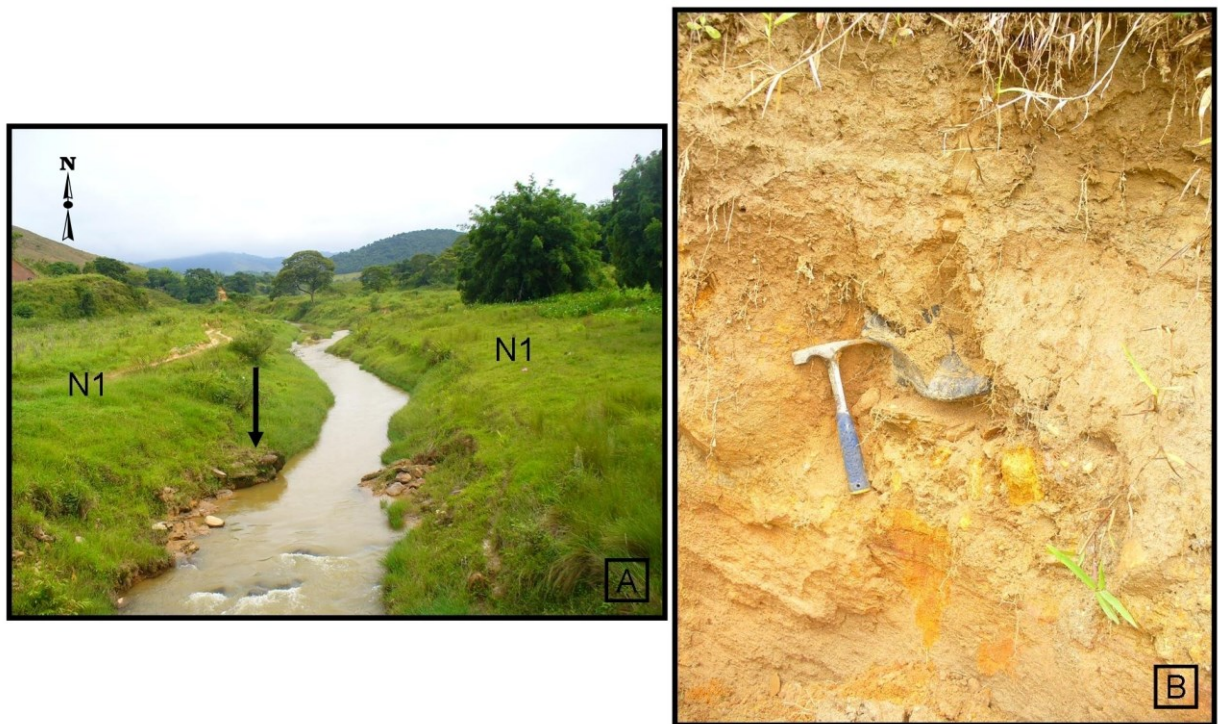


Figura 32: Ambiente de rápida deposição no N1 do Trecho B do Rio São Manuel. Em A, corredeiras em ambiente de soleira rompida. A seta indica afloramento da rocha. Em B, galocha recoberta por areia no N1.

5.1.3 Rio Paraopeba

O alto curso do Rio Paraopeba drena o Planalto de Campos das Vertentes e seus médio e baixo cursos drenam a Depressão do Rio Pomba. Suas cabeceiras se situam nas proximidades do distrito de Beija-Flor, a uma altitude de cerca de 840 m. Próximo às cabeceiras do Rio Paraopeba, o interflúvio que separa as bacias dos rios Pomba e Doce apresenta-se pouco recuado em relação à escarpa da Serra da Mantiqueira, diferente do que ocorre no Ribeirão Espírito Santo e no Rio São Manuel. O Rio Paraopeba não tem afluentes que drenem por longos trechos as porções do planalto interioranas em relação à escarpa e não há indícios para supor a ocorrência de processos recentes de captura fluvial por esse canal. A confluência do Rio Paraopeba com o Rio Pomba localiza-se a 270 m de altitude, próximo à localidade de Santana do Campestre.

O Rio Paraopeba drena principalmente ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Apenas em seu baixo curso o canal drena rochas do Complexo Juiz de Fora. Próximo à falha de empurrão que estabelece o contato entre esses complexos geológicos, de sentido aproximado NE-SW, o canal apresenta trecho encachoeirado, com aproximadamente 40 m de desnível vertical ao longo de 1000 m longitudinais. O perfil longitudinal do Rio Paraopeba, bem como a disposição de seus níveis deposicionais aluviais abandonados, é apresentado na Figura 33.

O vale do Rio Paraopeba à montante da sede do município de Tocantins apresenta níveis deposicionais aluviais pretéritos mais bem preservados, além de ser uma área onde os depósitos ocorrem com maior frequência. A relativa escassez de depósitos aluviais abandonados à jusante da sede desse município pode se dever à melhor preservação dos depósitos no alto curso do ribeirão (ao passo que teriam sido erodidos no baixo curso), ou a algum motivo que tenha propiciado a sua gênese apenas no alto curso do Rio Paraopeba. Por essas características, esses trechos do vale foram individualizados e serão descritos separadamente, embora não haja indícios para supor que os níveis deposicionais identificados em ambos tenham gênese distinta. A disposição dos níveis aluviais abandonados do Rio Paraopeba é apresentada na Figura 33. Perfis-síntese das sequências aluviais são apresentados na Figura 34.

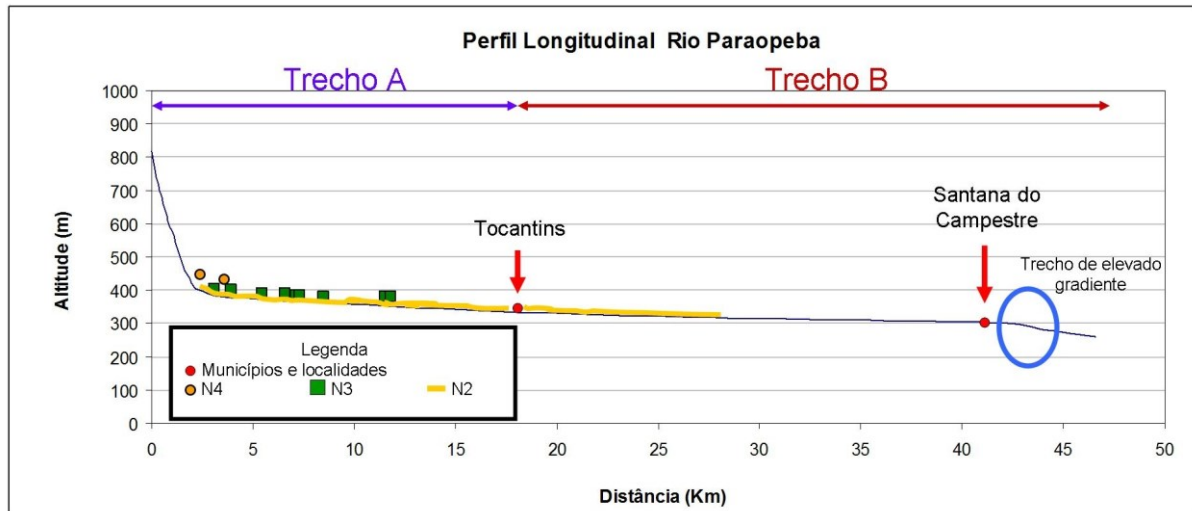


Figura 33: Perfil longitudinal do Rio Paraopeba e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4). Destaque para o trecho encachoeirado no baixo curso do canal.

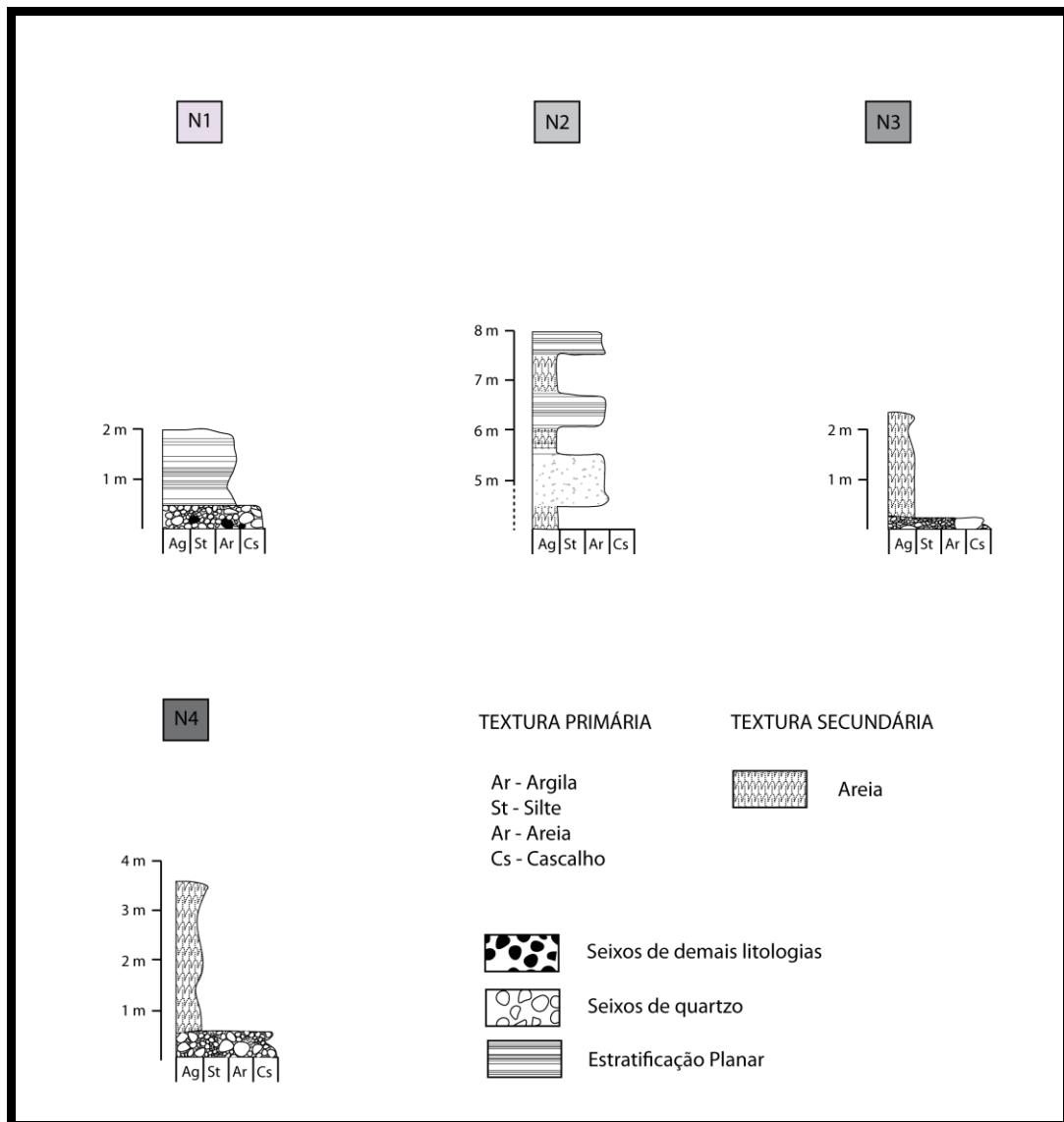


Figura 34: Perfis-síntese das seqüências deposicionais dos níveis identificados no Rio Paraopeba.

Trecho A do Rio Paraopeba

No Trecho A, o Rio Paraopeba apresenta fundo de vale amplo e canal meandrante. São identificados quatro níveis deposicionais nesse trecho do vale, sendo um deles o nível de planície (N1) e três referentes a níveis pretéritos de sedimentação (N2, N3 e N4). O perfil transversal síntese do Trecho A é apresentado na Figura 35.

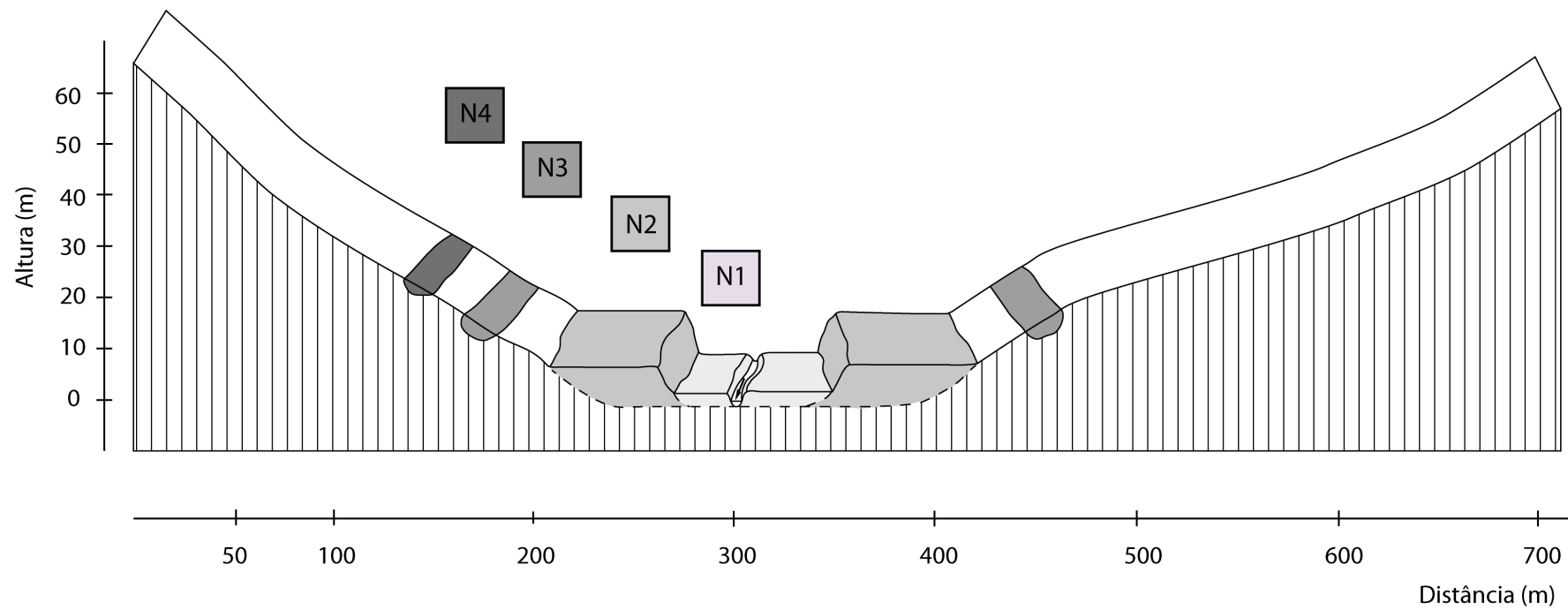


Figura 35: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio Paraopeba.

N4

Depósitos do N4 do Rio Paraopeba foram identificados apenas no alto curso, próximo à escarpa da Serra da Mantiqueira, na porção do vale onde houve um menor encaixamento posterior à formação desse nível (Figura 33). É possível que se trate de um nível pareado, embora os depósitos só tenham sido observados em perfil na margem direita, devido à ausência de acessos na margem oposta. A base do depósito está cerca de 20 m acima da lâmina d'água. A fácies basal é composta por seixos de quartzo mal selecionados, com ocorrência de grânulos e matacões esparsos de até 30 cm de comprimento. A fácies tem cerca de 50 cm de espessura, não apresenta estruturas, os clastos se suportam e são arredondados a angulosos. Em transição abrupta com a fácies basal, tem-se fácies argilo-arenosa maciça de espessura variável, alcançando os 3 m nos perfis mais bem preservados (Figura 36). Embora ocorram trechos dos depósitos nos quais a fácies basal não se apresenta horizontalizada, possivelmente em decorrência de processos de coluvionamento, alguns dos depósitos do N4 ainda se mantêm como amplos patamares. O N4 parece ter correspondido a um longo evento deposicional, que permitiu a abertura do vale e a formação de ampla planície. Atualmente, os depósitos configuram interflúvios entre o Rio Paraopeba e seus afluentes no alto curso.



Figura 36: N4 do Trecho A do Rio Paraopeba.

N3

Os depósitos do N3 do Rio Paraopeba têm fácies basal assentada sobre elúvio, entre 5 e 22 m acima da lâmina d'água, sendo essa altura progressivamente maior em direção ao baixo curso (Figura 33). A fácies basal da sequência deposicional é composta por seixos de quartzo de cerca de 5 cm de comprimento e matacões esparsos, também de quartzo, de até 40 cm. São clastos arredondados a subangulosos, sem organização e suportados entre si, embora haja presença de matriz argilosa. A fácies tem aproximadamente 40 cm de espessura. Em transição abrupta com a fácies basal, tem-se camada argilo-arenosa maciça, de aproximadamente 2 m de espessura. A espessura dessa camada, entretanto, pode não corresponder à original, uma vez que parte do depósito original pode ter sido erodida (Figura 37).



Figura 37: N3 do Trecho A do Rio Paraopeba.

N2

Esse nível de terraço pareado ocorre ao longo de todo o Trecho A. Seus depósitos são bastante amplos e apresentam topo entre 3 e 9 m acima da lâmina d'água, sendo que a altura do topo dos depósitos torna-se progressivamente maior à medida que se aproxima da confluência com o Rio Pomba. Por ocorrerem sempre recobertos por vegetação e lateralmente distantes do curso d'água, são raros os locais nos quais é possível a visualização de sua sequência deposicional. O encaixamento ou embutimento do N1 dificulta a visualização da base do N2.

Apenas em um ponto, no alto curso do canal, à montante de Beija-Flor, há a exposição da fácies basal de seixos, sobre elúvio, 1 m acima da lâmina d'água. A fácies é composta por seixos de quartzo arredondados a subangulosos, suportados entre si, com comprimento médio de 5 cm. Nos demais trechos do vale, estão expostas apenas as fácies superiores, arenosas ou areno-argilosas, algumas vezes estratificadas (estratificação planar) e com ocorrência de grânulos (Figura 38).

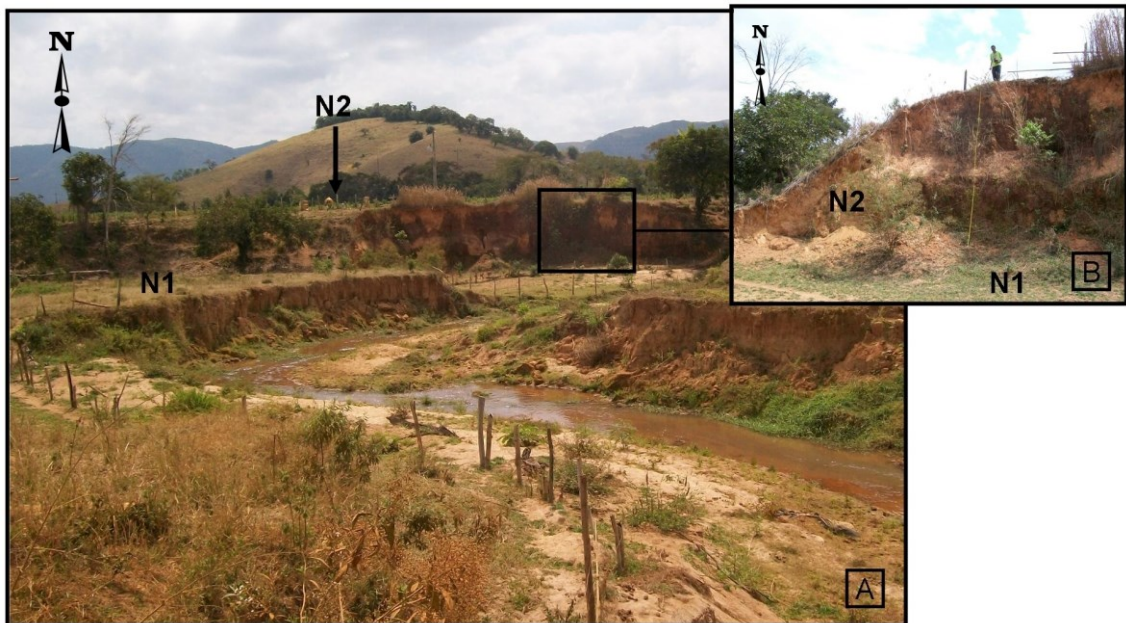


Figura 38: N2 do Trecho A do Rio Paraopeba. Em A, contexto do N2 no fundo do vale. Em B, visão aproximada da sequência deposicional.

N1

Em várias porções do Trecho A, os depósitos de planície apresentam fácies basal de seixos mal selecionados, com comprimento variando de 2 a 20 cm, sobretudo de quartzo, mas com ocorrência rara de seixos de granito. Os clastos são arredondados a subangulosos, suportados entre si. Essa fácies está depositada sobre rocha, tem aproximadamente 50 cm de espessura e dista cerca de 30 cm da lâmina d'água. Em discordância abrupta com a fácies basal, ocorre camada arenosa de cerca de 1 m de espessura, com presença de estratificação planar. Há locais nos quais a planície apresenta apenas sedimentos arenosos com espessura de até 2 m e estratificação planar (Figura 39).



Figura 39: N1 do Trecho A do Rio Paraopeba. Em A, visão geral do fundo do vale. Em B, seixos esparsos em fácies arenosa.

Trecho B do Rio Paraopeba

No Trecho B do Rio Paraopeba, o vale torna-se ainda mais aberto, com ampla planície, na qual são frequentes as feições de meandros abandonados. São raros os depósitos do N2, que ocorrem somente na porção mais de montante do Trecho B, e não foram identificados depósitos relativos ao N3 e ao N4 (Figura 40). Uma vez que os depósitos do N4 não se mantiveram preservados nem mesmo nas porções de jusante do Trecho A (nas quais o encaixamento posterior à gênese do N4 foi maior que no alto curso, onde seus depósitos foram identificados), não seria esperado que depósitos do N4 tivessem sido preservados no Trecho B. Com relação ao N3, entretanto, há uma maior dificuldade de identificação de seus depósitos nesse trecho do vale, no qual a maioria das estradas de acesso está sobre a planície. Isso porque, para a identificação de depósitos do N3, é necessária a abertura de perfis nas vertentes, já que este nível deposicional apresenta morfologia de encosta. Portanto, há a possibilidade de ocorrerem depósitos do N3 no Trecho B e de estes não terem sido identificados apenas por restrições de acesso.

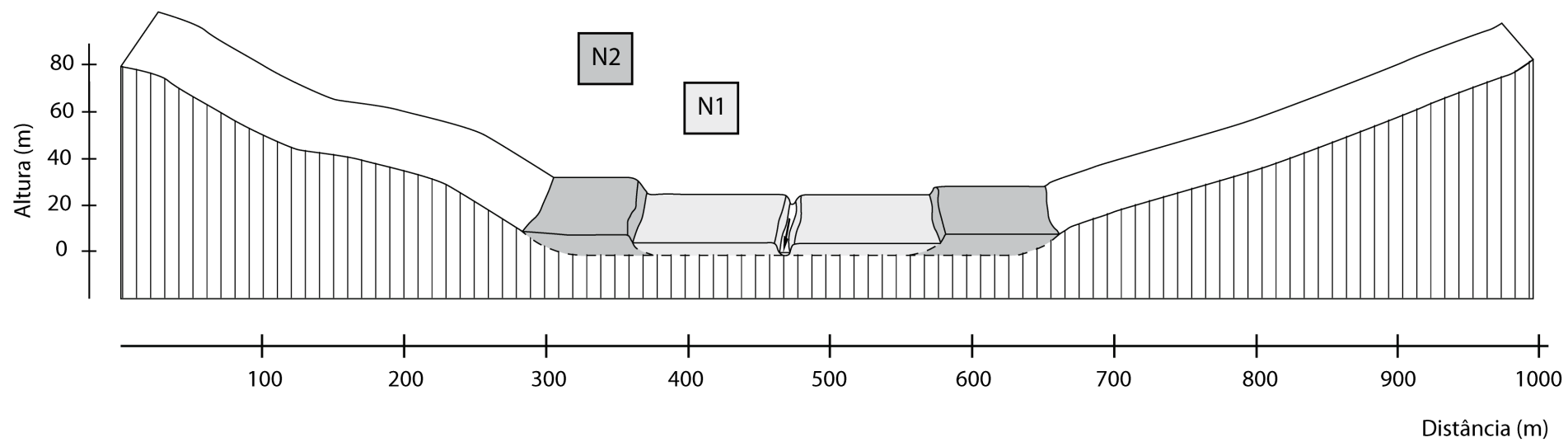


Figura 40: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio Paraopeba.

N2

No Trecho B não foi possível visualizar os depósitos do N2 em perfil, uma vez que estes ocorrem sempre lateralmente distante do curso d'água e recobertos por vegetação. Corresponde, como no Trecho A, a um amplo patamar de terraço, e o topo de seus depósitos dista aproximadamente 10 m da lâmina d'água.

N1

No Trecho B, os depósitos do N1 não apresentam fácies basal de seixos. São bastante amplos (excedendo, em diversos trechos, os 500 m) e têm, em média, 4 m de espessura. É composto por sedimentos arenosos, ora com presença de estratificação planar, ora correspondendo a uma fácies maciça.

5.1.4 Ribeirão Ubá

O Ribeirão Ubá, que atravessa o município homônimo, tem suas cabeceiras nas proximidades do distrito de Miragaia, a aproximadamente 800 m de altitude e conflui com o Rio Xopotó no baixo curso deste (Trecho C), a 300 m de altitude. Juntamente com o Rio Paraopeba, o Ribeirão Ubá drena, em seu alto curso, o Planalto de Campos das Vertentes e, em seus médio e baixo cursos, a Depressão do Rio Pomba. Por questões de facilidade de acesso, a cabeceira do Ribeirão Ubá escolhida para investigação é denominada Córrego Boa Vista.

Os alto e médio cursos do Ribeirão Ubá drenam ortognaisses do Complexo Mantiqueira e o baixo curso do canal drena gnaisses do Complexo Juiz de Fora. Na transição entre esses domínios, ocorre um sistema de falhas de empurrão de direção aproximada NE-SW, que é atravessado pelo canal sem que haja expressivas alterações em sua morfologia. O perfil longitudinal do Ribeirão Ubá, bem como a disposição de seus níveis deposicionais aluviais abandonados, são apresentados na Figura 41.

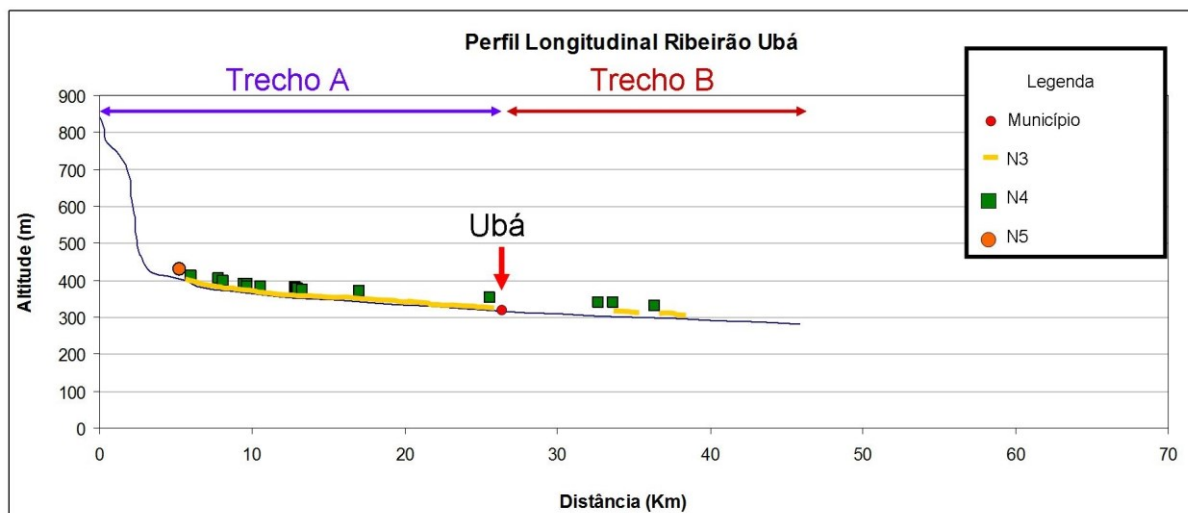


Figura 41: Perfil longitudinal do Ribeirão Ubá e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 3, 4 e 5 (N3, N4 e N5).

Semelhante ao que ocorre no vale do Rio Paraopeba, à montante da sede municipal de Ubá são identificados depósitos aluviais melhor preservados, bem como níveis deposicionais que não ocorrem no baixo curso do ribeirão. Graças a essas características, esses trechos do vale serão descritos separadamente, embora não haja indícios para supor que níveis deposicionais identificados em ambos os trechos tenham idades ou gêneses distintas. Na Figura 42 são apresentados os perfis-síntese das sequências aluviais dos níveis deposicionais identificados no vale.

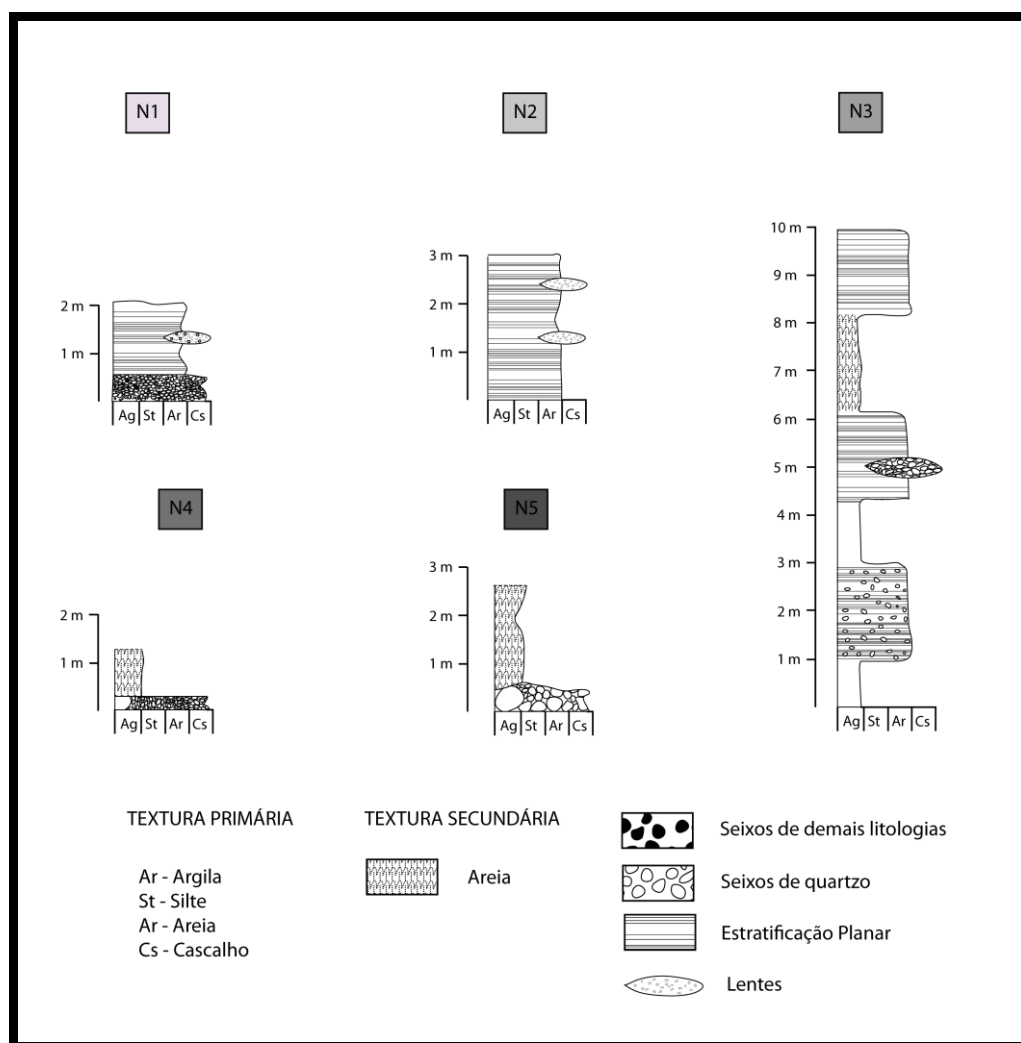


Figura 42: Perfis-síntese das seqüências deposicionais dos níveis identificados no Ribeirão Ubá.

Trecho A do Ribeirão Ubá

Ao longo do Trecho A do Ribeirão Ubá ocorrem vários pontos de vertente exposta, nos quais o meandramento do canal parece ter estreita relação com o solapamento da encosta. Meandros abandonados, frequentemente encontrados no fundo de vale e muitas vezes em estágio inicial de preenchimento, corroboram a ocorrência de processos de migração lateral recente do canal.

Foram identificados cinco níveis deposicionais aluviais nesse trecho do vale, dos quais dois são relativos à dinâmica atual de sedimentação (N1 e N2) e os outros são relativos a episódios de sedimentação pretérita. Dentre os níveis deposicionais aluviais abandonados, apenas o mais recente apresenta preservada sua morfologia original (N3). O N4 já foi total ou parcialmente descaracterizado e o N5, completamente descaracterizado (Figura 43).

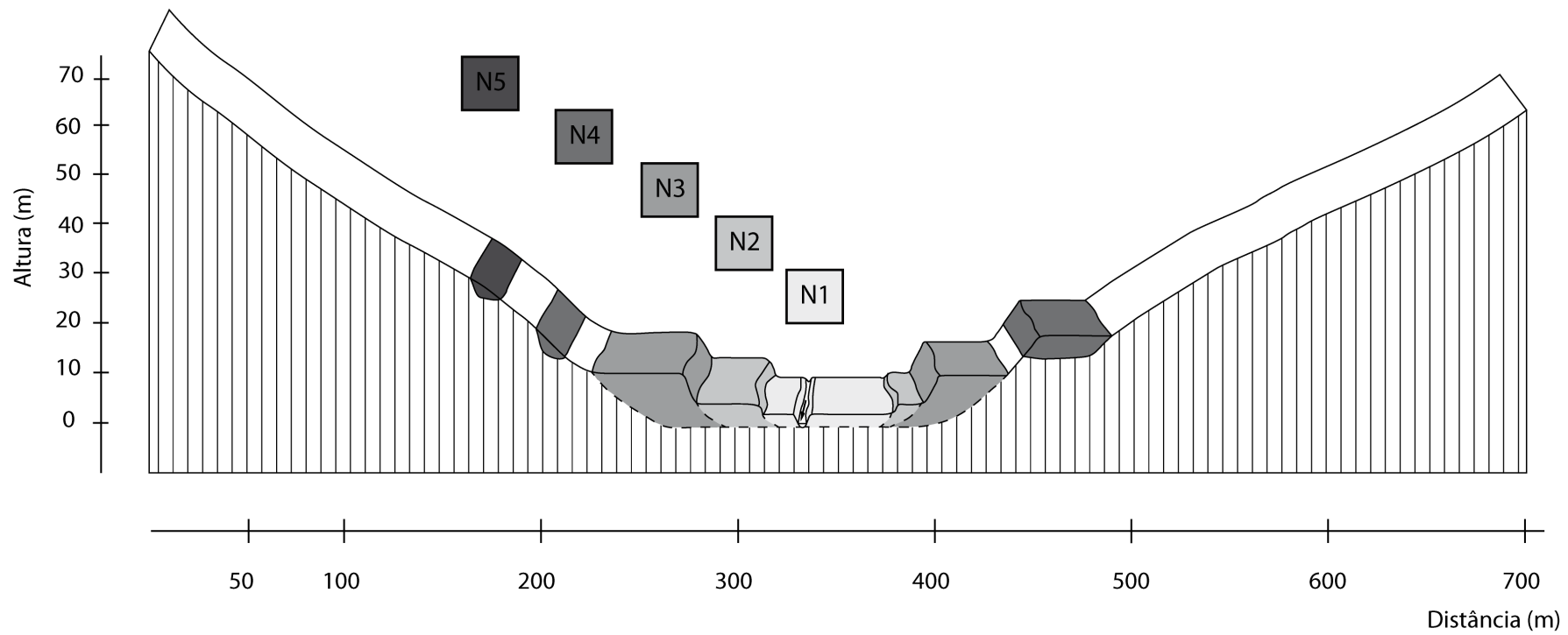


Figura 43: Perfil transversal síntese do Trecho A do Ribeirão Ubá

N5

Depósitos do N5 foram identificados apenas no alto curso do Ribeirão. Sua fácies basal, assentada sobre elúvio, dista verticalmente cerca de 25 m da lâmina d'água e é composta por seixos e matacões de quartzo subarredondados. O comprimento médio dos clastos é de 10 cm e a espessura da fácies é de aproximadamente 40 cm. Em transição abrupta com a fácies basal, ocorre camada de aproximadamente 1 m de espessura de sedimentos argilo-arenosos. Não há indícios, entretanto, para afirmar que esses sedimentos têm origem aluvial (Figura 44).

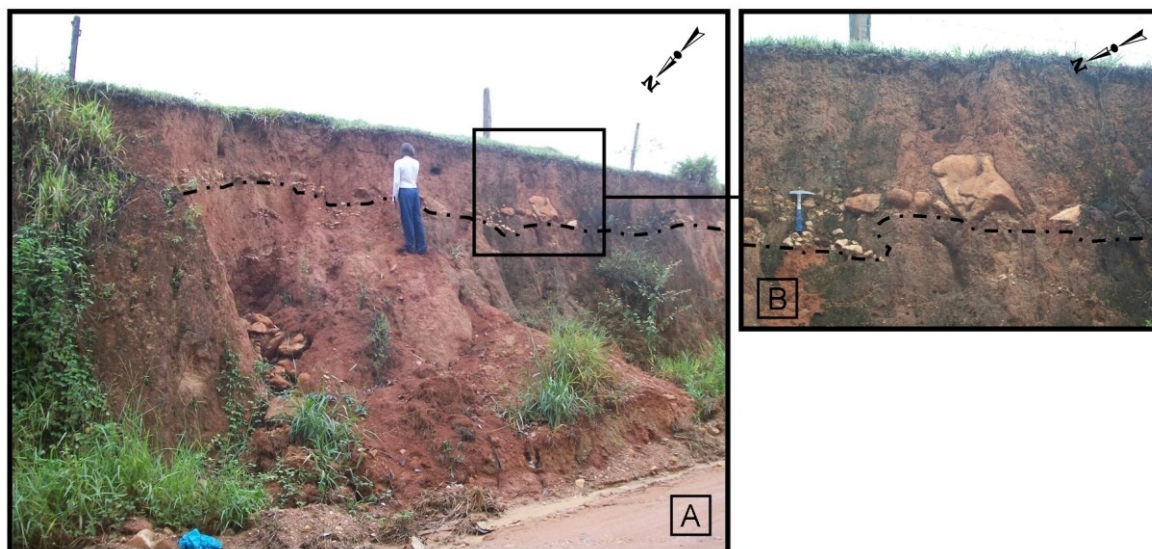


Figura 44: N5 do Trecho A do Ribeirão Ubá. Em A, vista geral do depósito. Observar a deformação da fácies basal de seixos. Em B, detalhe da fácies basal, com ocorrência de matacão subarredondado de quartzo.

N4

Em vários perfis do N4, a morfologia dos depósitos foi completamente alterada, não restando horizontalidade da fácies basal de seixos nem havendo nenhum indício para que se afirme que a fácies superior, composta por sedimentos argilo-arenosos, tenha origem parcial ou completamente aluvial. Entretanto, nos trechos do vale onde os depósitos do N4 apresentam-se lateralmente amplos, sua porção voltada para a calha mantém a morfologia original, uma vez que os recobrimentos coluviais se restringem à porção dos depósitos próxima à encosta.

O N4 é um nível pareado, que dista verticalmente entre 10 e cerca de 22 m da lâmina d'água (Figura 41). A base dos depósitos está assentada sobre elúvio e é composta por uma fácies de seixos e matacões (até 40 cm de comprimento) de quartzo, arredondados a angulosos. Os seixos menores têm comprimento de cerca de 2 cm, os clastos se tocam, embora haja matriz argilosa. A espessura dessa fácies é de aproximadamente 30 cm. Sobre a fácies basal, em transição abrupta, tem-se uma fácies argilo-arenosa maciça, de até 1 m de espessura. Não é

possível, entretanto, assegurar se essa fácies fina tem origem inteiramente aluvial ou se apresenta mistura com material coluvial (Figura 45).

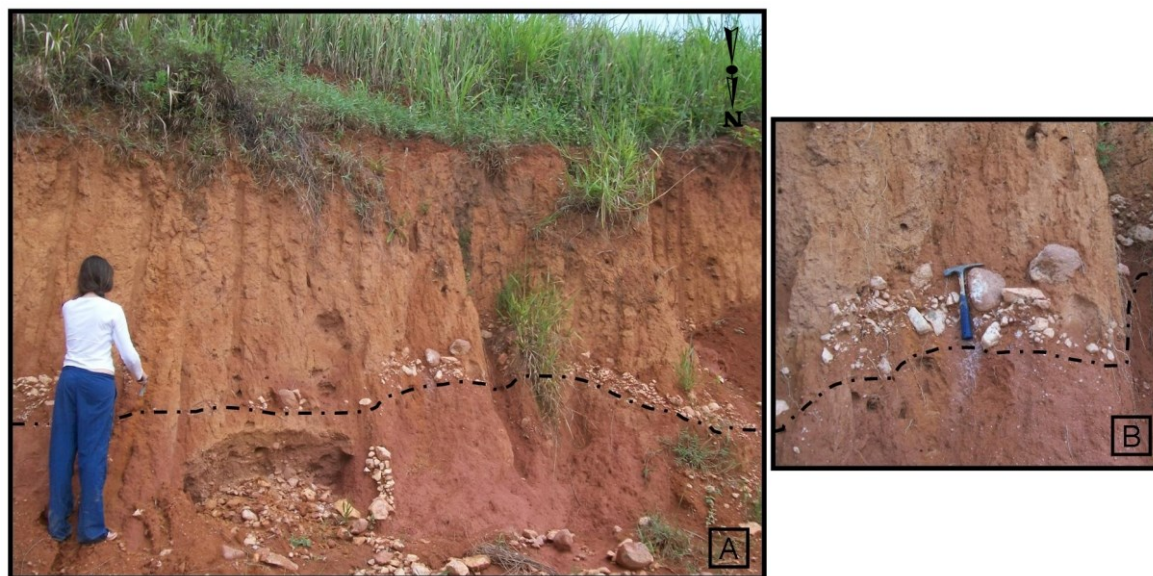


Figura 45: N4 do Trecho A do Ribeirão Ubá. Em A, depósito com fácies basal deformada. Em B, detalhe da fácies basal.

N3

O N3 é um terraço escalonado em relação ao N4. A base dos depósitos encontra-se sob a lâmina d'água em praticamente todo o Trecho A de Ribeirão Ubá. Apenas no perfil do N3 de localização mais à montante, a base do depósito encontra-se cerca de 4 m acima da lâmina d'água. Neste perfil, a fácies basal é composta por seixos e matacões de quartzo e está depositada sobre elúvio. Os matacões chegam a ter mais de 1 m de comprimento e são arredondados a subarredondados. Os seixos menores, com comprimento de cerca de 2 cm, por vezes são subangulosos. A fácies basal apresenta certa granocrescência ascendente e tem espessura de cerca de 1,5 m. A fácies superior é arenosa e sem estruturas, podendo alcançar mais de 5 m de espessura (Figura 46).

Os demais depósitos do N3 apresentam-se como patamares muitas vezes lateralmente distantes da calha e completamente recobertos por vegetação. São comuns perfis nos quais ocorre alternância entre fácies argilosa e fácies composta por areia estratificada com grânulos e pequenos seixos. A espessura das fácies e dos depósitos como um todo variam, aumentando à medida que se aproxima da confluência com o canal principal, sendo que, no baixo curso, os depósitos alcançam cerca de 10 m.

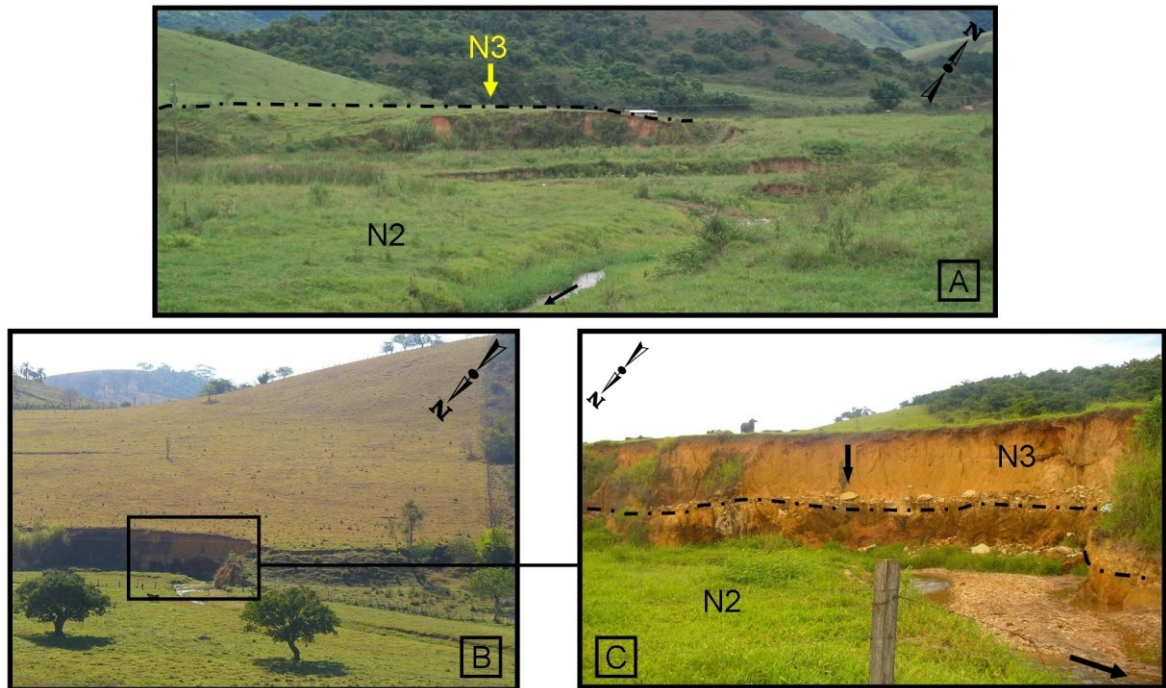


Figura 46: N3 do Trecho A do Ribeirão Ubá. Em A, patamar de terraço na margem direita. Em B, depósito recoberto por colúvios. Em C, destaque da sequência deposicional de B, com ocorrência de matacões arredondados de quartzo.

N2

O N2 corresponde a um dos níveis de planície do alto curso do Ribeirão Ubá e ocorre escalonado em relação ao N3. Trata-se de um patamar em processo avançado de abandono vertical e horizontal, na qual a nova planície (N1) está embutida. O N2 é recoberto apenas em cheias esporádicas. Apresenta depósito arenoso, estratificado, de cerca de 4 m de espessura. Ocorrem lentes de grânulos (Figura 47).

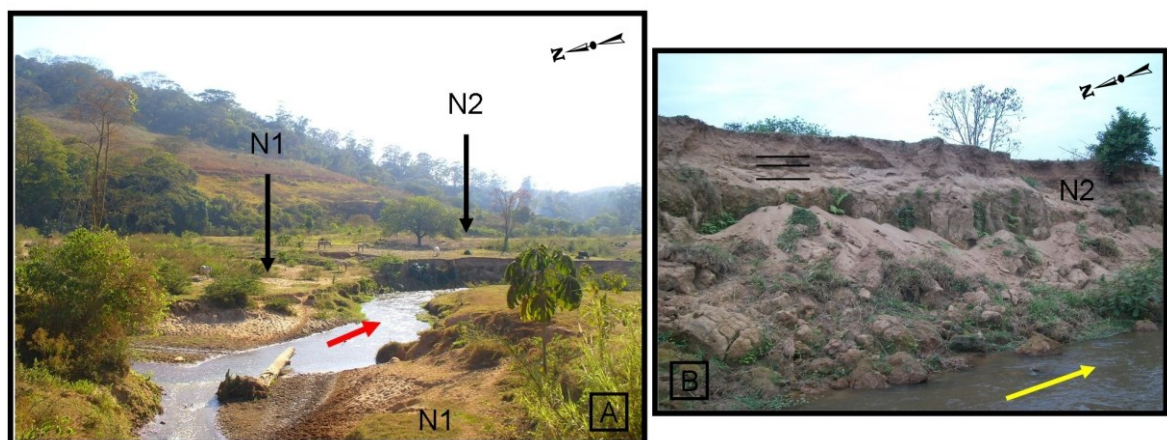


Figura 47: N2 do Trecho A do Ribeirão Ubá. Em A, contato entre N1 e N2. Em B, sequência deposicional do N2, com estratificações planares.

N1

Os depósitos do N1, correspondente ao patamar de planície recoberto em todos os episódios de inundação do canal, são compostos por duas fácies, que estabelecem entre si transição abrupta. A fácies basal é composta por seixos e grânulos subarredondados a angulosos, predominantemente de quartzo e rochas ígneas máficas, suportados por matriz arenosa sem planos de estratificação. Os seixos possuem comprimento médio de 3 cm. O topo da camada de seixos encontra-se a cerca de 50 cm da lâmina d'água, enquanto a base não pôde ser visualizada, já que toda a calha fluvial do Trecho A é recoberta pela fácies basal de seixos do N1 ou por areia. A fácies superior   arenosa, com a presenç a de estruturas planares e espessura de cerca de 1 m (Figura 48).

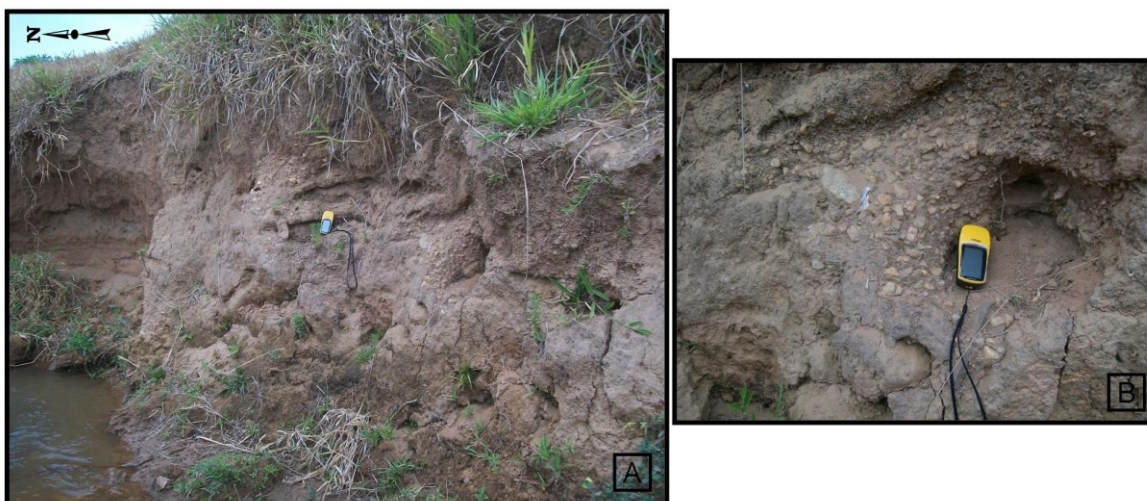


Figura 48: N1 do Trecho A do Ribeirão Ubá. Em A, a sequência deposicional. Em B, detalhe da fácies de grânulos e pequenos seixos.

Trecho B do Ribeirão Ubá

No Trecho B do Ribeirão Ubá, o vale torna-se mais aberto, com planície muito ampla, na qual são comuns feições de meandros abandonados. São recorrentes, nesse trecho do vale, as rampas de colúvio e as vertentes não apresentam indícios da ocorrência de depósitos aluviais. Ocorrem apenas remanescentes dos depósitos do N3, restritos à porção mais de montante desse trecho do vale. Depósitos do N4 são igualmente encontrados apenas na porção mais de montante desse trecho. A planície não ocorre em dois níveis, como no Trecho A: tem-se, apenas, o N2. Não foram identificados depósitos do N5 (Figura 49).

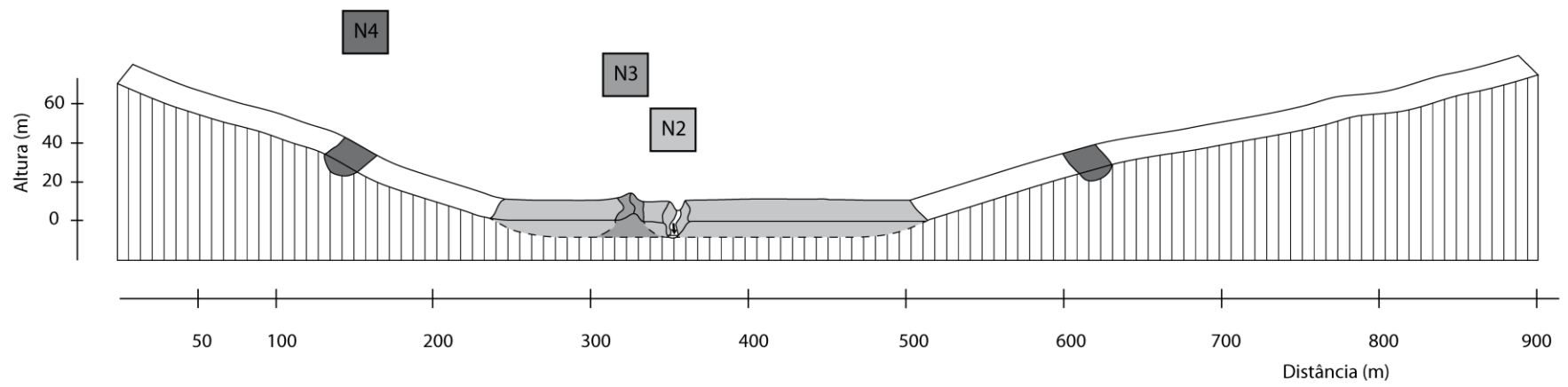


Figura 49: Perfil transversal síntese do Trecho B do Ribeirão Ubá.

N4

No Trecho B do Ribeirão Ubá ocorrem depósitos do N4 em ambas as margens do canal. A altura da base do depósito em relação à lâmina d'água é de cerca de 25 m e, estratigraficamente, os depósitos dos trechos A e B são bastante semelhantes.

Um perfil diferenciado do N4 ocorre logo à jusante da sede municipal de Ubá, nas proximidades do campo de aviação. Neste perfil, a camada de seixos apresenta-se descontínua, conforme é possível visualizar na Figura 50.

Os seixos são de quartzo, arredondados a subangulosos, cujos comprimentos variam entre 5 e 20 cm. Estão depositados sobre elúvio e recobertos por uma fácies argilo-arenosa maciça, de cor amarelada, que facilita sua diferenciação do elúvio, rosado.

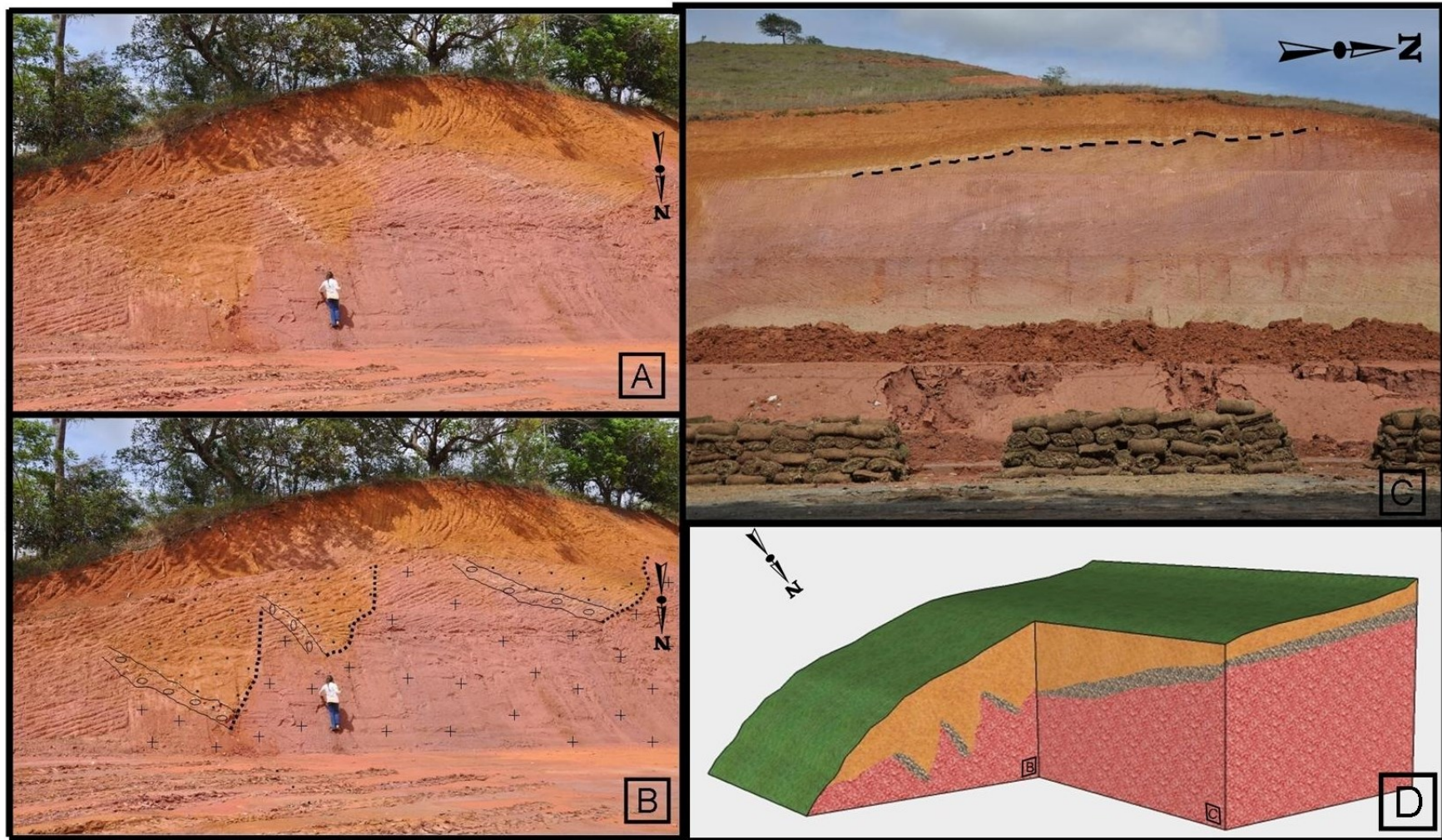


Figura 50: Depósito do N4 do Trecho B do Ribeirão Ubá, com fácies basal de seixos deformada. Em A, visualização da sequência deposicional. Em B, destaque para a deformação da fácies basal. Em C, visualização do mesmo depósito, em corte perpendicular ao visualizado em A e B. Em D, bloco-diagrama (elaboração: Alex de Carvalho).

N3

Depósitos do N3 ocorrem de modo fragmentado e apenas na porção mais de montante do Trecho B. Sua expressividade no vale é absolutamente reduzida nesse trecho, ocorrendo como pequenos morros residuais (Figura 51).

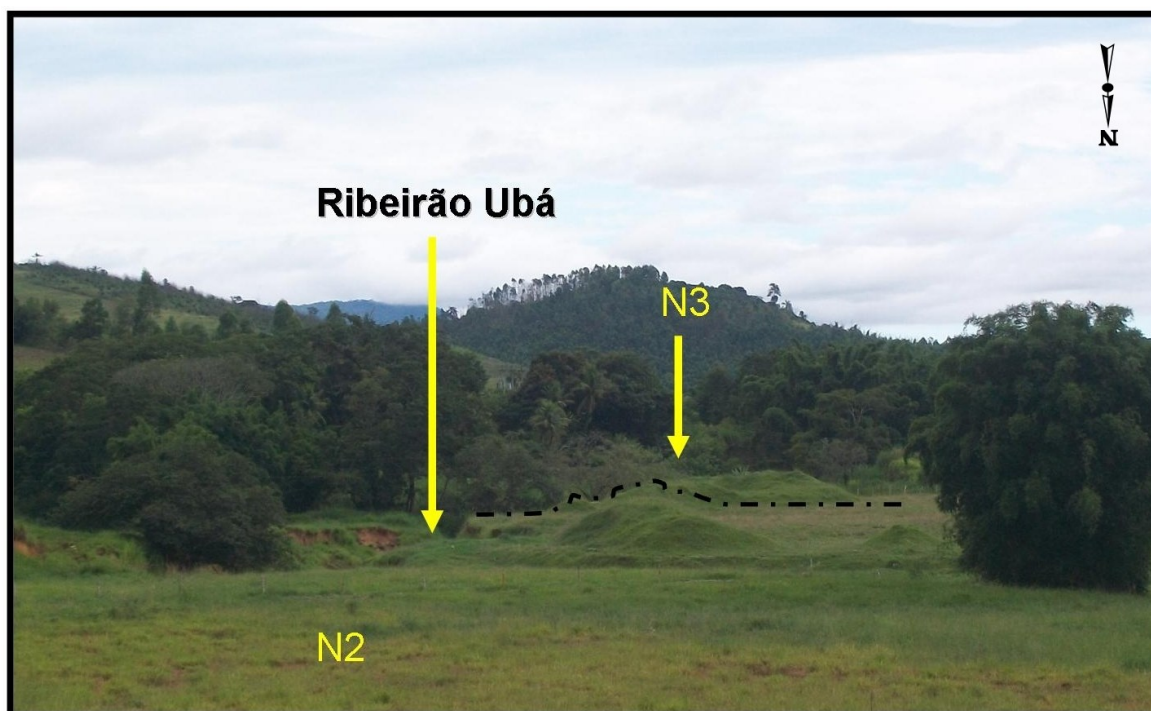


Figura 51: N3 do Trecho B do Ribeirão Ubá. Os remanescentes ocorrem às margens, com pequena amplitude e espessura.

N2

No Trecho B a planície apresenta-se bem mais desenvolvida, com maior espessura e extensão lateral (Figura 52). Não foram encontrados perfis nos quais a fácies de seixos estivesse presente. A planície é formada apenas por fácies arenosa que chega a alcançar 4 m de espessura, na qual é comum a ocorrência de estratificação planar. Essa fácies ocorre por vezes depositada sobre substrato rochoso que aflora até cerca de 1,5 m acima da lâmina d'água. Não ocorrem depósitos do N1 nesse trecho do canal.



Figura 52: N2 do Trecho B do Ribeirão Ubá.

5.1.5 Rio Xopotó

O Rio Xopotó, juntamente com o Rio dos Bagres, tem a maior parte de seu curso drenando a porção mais suavizada da área de estudo. Suas cabeceiras situam-se à montante da sede do município de São Geraldo, a uma altitude de aproximadamente 800 m, e sua confluência com o Rio Pomba se localiza próximo à sede do município de Dona Eusébia, a 220 m de altitude.

Aproximadamente metade do vale do Rio Xopotó drena rochas do Complexo Mantiqueira. Pouco à montante da sede do município de Guidoal, a zona de falhas de empurrão que estabelece o contato entre o Complexo Juiz de Fora e o Complexo Mantiqueira é atravessada pelo canal. O baixo curso do canal, bem como sua confluência com o Rio Pomba, drena rochas da Megassequência Andrelândia.

Semelhante ao que ocorre com o Rio Paraopeba e o Ribeirão Ubá, o interflúvio que separa os afluentes do alto curso do Rio Xopotó dos cursos d'água pertencentes à bacia do Rio Doce encontra-se próximo à escarpa da Serra da Mantiqueira. Não há indícios, portanto, para supor a ocorrência recente de capturas fluviais pelo Rio Xopotó. Seu perfil longitudinal apresenta apenas um trecho encachoeirado passível de separar trechos do vale com dinâmicas fluviais independentes. Ainda assim, como observações de campo não corroboraram gêneses distintas

para porções do vale à montante e à jusante do trecho encachoeirado, os níveis deposicionais identificados em todo o vale podem ser relacionados.

Entretanto, a partir das características do vale, é possível discriminar 4 trechos de distribuição espacial distinta dos depósitos aluviais do Rio Xopotó: i) seu alto curso à montante da sede do município de São Geraldo, que apresenta vale bastante aberto logo à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira, cujas feições se diferenciam das encontradas nos demais canais em estudo em trechos análogos de seus vales, salvo a exceção do Rio dos Bagres; ii) trecho entre as sedes dos municípios de São Geraldo e de Visconde do Rio Branco, no qual são encontrados depósitos aluviais abandonados; iii) trecho entre a sede municipal de Visconde do Rio Branco e a passagem do canal para área de rochas da Megassequência Andrelândia, no qual o fundo do vale é aberto, com ampla planície de inundação sujeita a processo gradual de abandono horizontal e vertical; iv) baixo curso do canal, no qual o vale é mais estreito e onde a ocorrência de sequências poço-corredeira é mais frequente.

A disposição dos níveis aluviais abandonados (N2 e N3) nos quatro trechos do vale é apresentada na Figura 53, e os perfis-síntese das sequências deposicionais são apresentados na Figura 54.

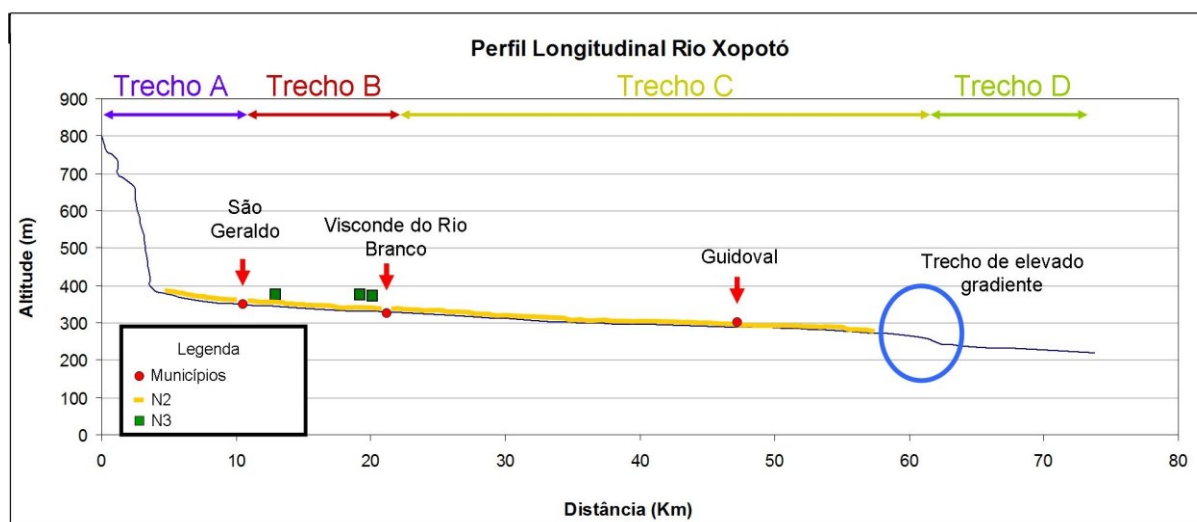


Figura 53: Perfil longitudinal do Rio Xopotó e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2 e 3 (N2 e N3). Destaque para o trecho encachoeirado no baixo curso do canal.

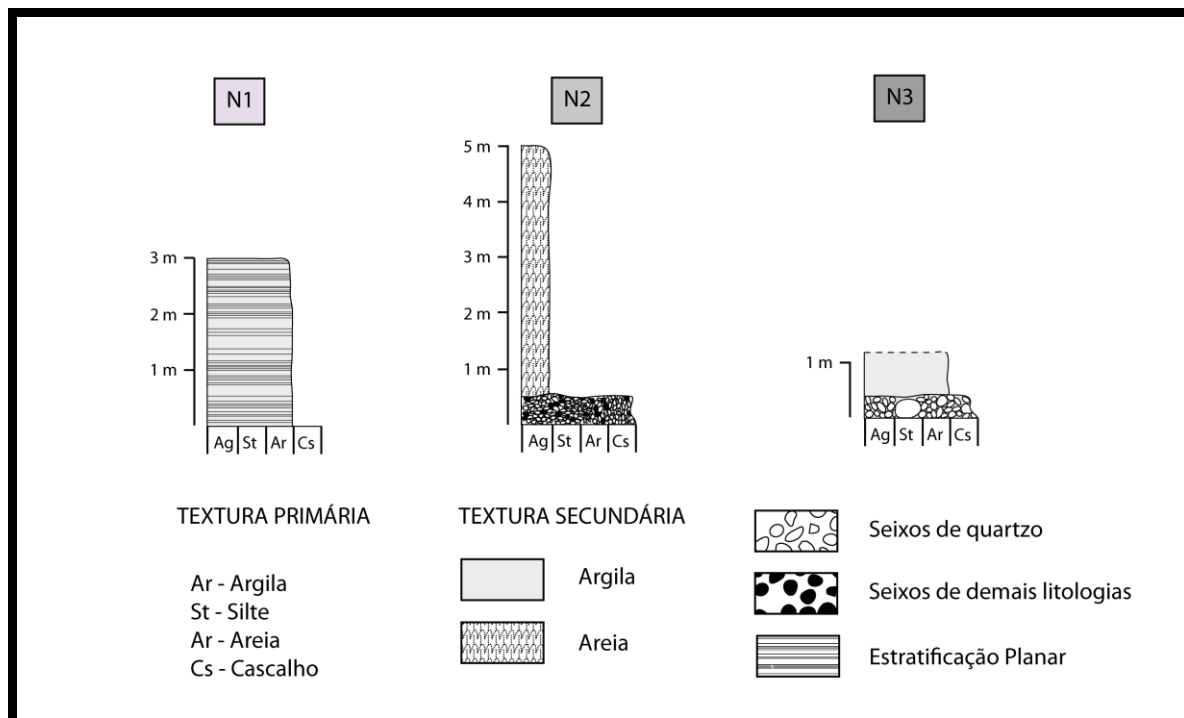


Figura 54: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Rio Xopotó.

Trecho A do Rio Xopotó

À montante de São Geraldo, o vale do Rio Xopotó apresenta-se como um alvéolo, com feições semelhantes às de seus afluentes: fundo de vale amplo, com amplos depósitos de planície ou terraços, logo à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira (Figura 55).

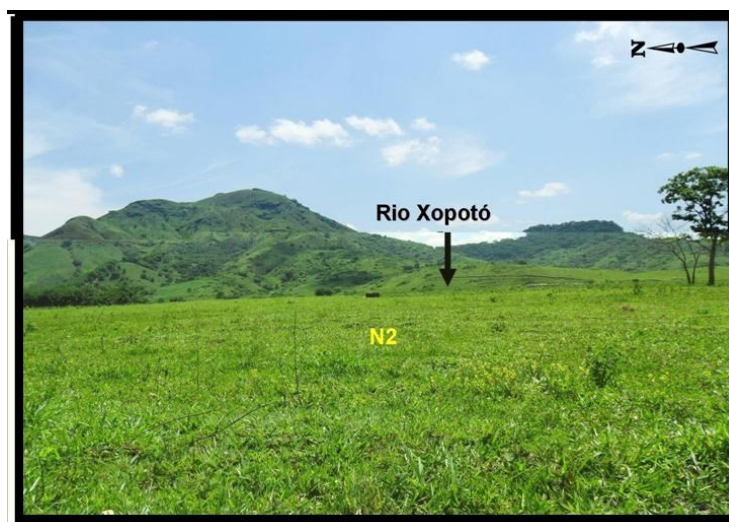


Figura 55: Amplo N2 de margem direita, pouco à montante da sede do município de São Geraldo.

Fundos de vale igualmente abertos não são verificados nos altos cursos dos demais canais em estudo, salvo a exceção, que será descrita posteriormente, do Rio dos Bagres.

O canal apresenta-se em fluxo normal ou corredeiras, ora sobre rocha, ora sobre alúvio. É, comumente, estreito (menos de 1 m de largura) e raso (cerca de 50 cm de profundidade, ou menos profundo). Nesse trecho, o vale apresenta planície ampla (N1) e amplo e espesso depósito de terraço (N2) (Figura 56).

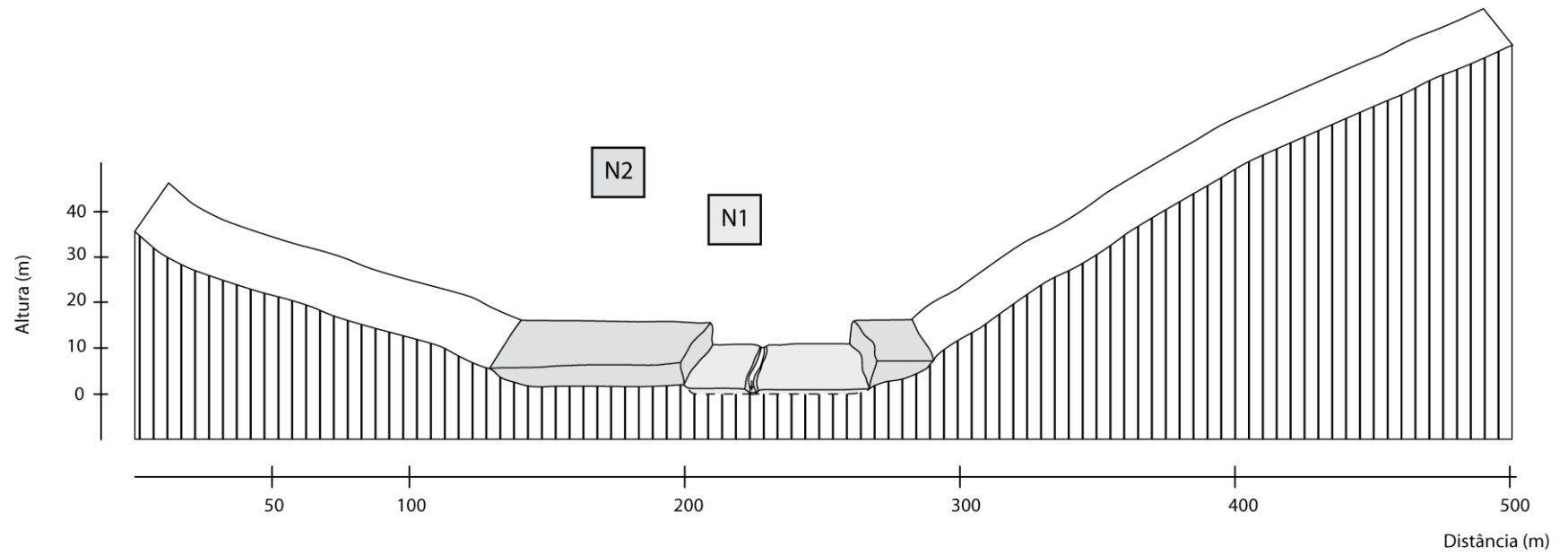


Figura 56: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio Xopotó.

N2

O N2 é um terraço pareado, de expressiva amplitude. Seus depósitos são compostos por fácies basal de grânulos e pequenos seixos de quartzo, granito e gnaisse (tamanho médio de 2 cm), depositados sobre rocha (Figura 57). Os seixos são angulosos a subarredondados e suportados entre si, mas há abundância de matriz arenosa. Essa fácies basal tem espessura média de 50 cm e dista verticalmente, em média, 1,5 m da lâmina d'água. Em transição gradual, ocorre camada arenosa maciça, que estabelece transição também gradual com camada argilosa maciça. A espessura das camadas superiores é variável, alcançando os 5 m.

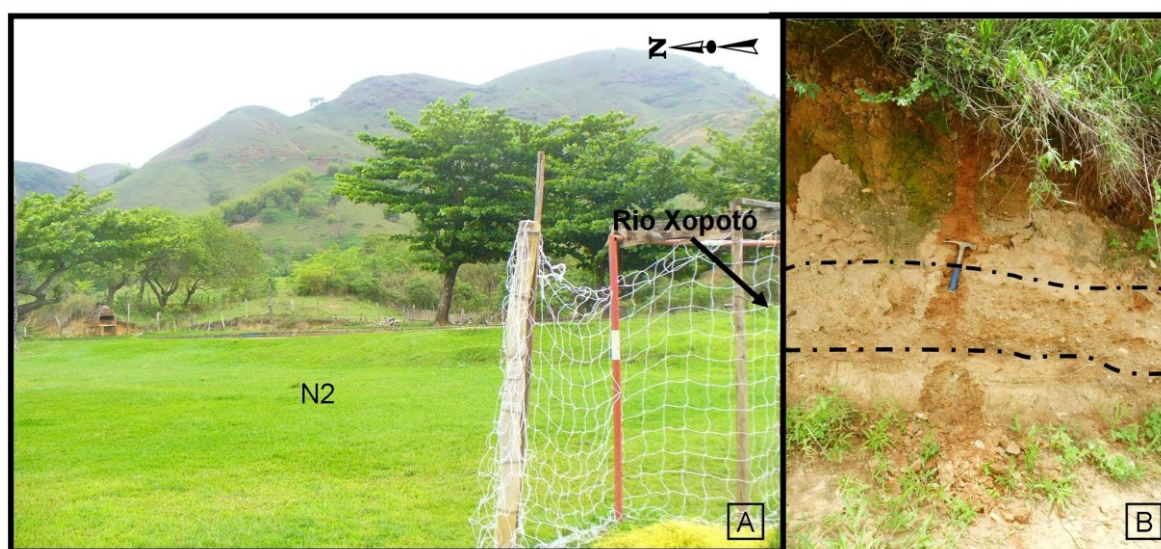


Figura 57: N2 do Trecho A do Rio Xopotó. Em A, N2 de margem direita. Em B, fácies de seixo entre os limites tracejados.

N1

A planície desse trecho do Rio Xopotó apresenta topo nivelado com a lâmina d'água, não sendo visível, portanto, em perfil às margens do canal. É composta por sedimentos arenosiltosos (Figura 58).

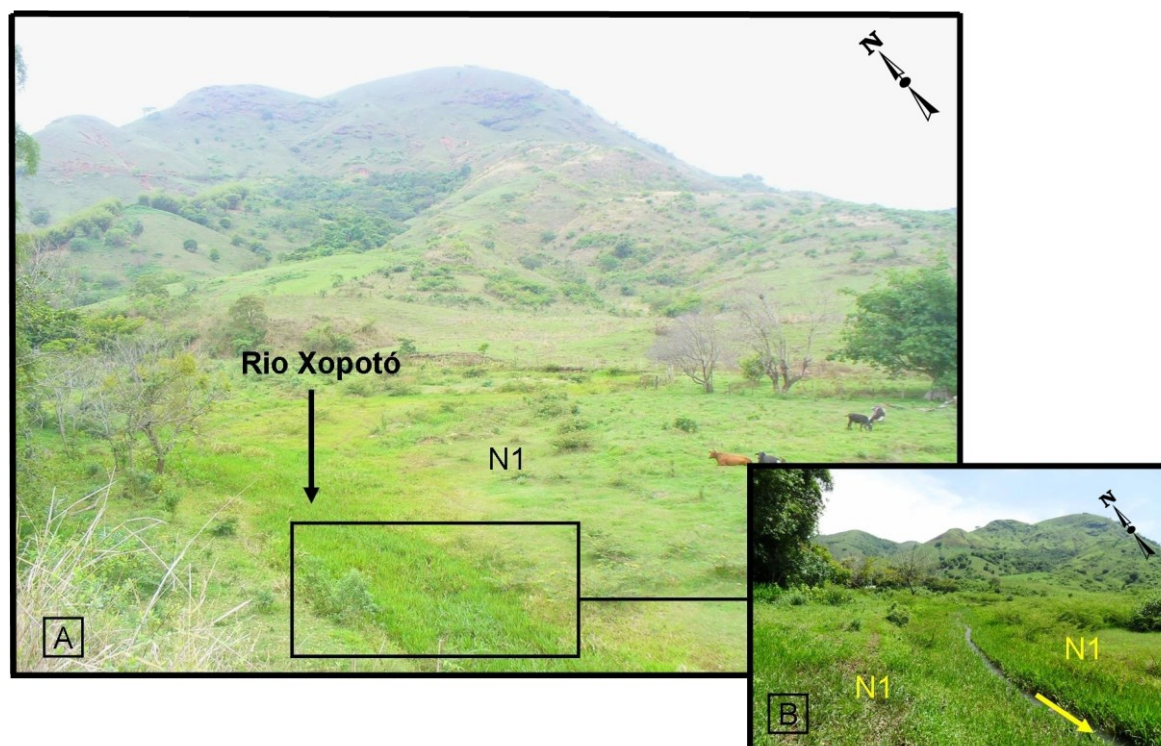


Figura 58: N1 do Trecho A do Rio Xopotó. Em A, N1 amplo em ambas as margens, nivelado com a lâmina d'água. Em B, visão em zoom do pequeno encaixamento da calha no N1. A seta amarela indica a direção do fluxo.

Trecho B do Rio Xopotó

À jusante de São Geraldo, o Rio Xopotó mantém ampla planície, que se apresenta em dois patamares (N1 e N2), indicando processo incipiente de abandono vertical do N2. Não são identificados depósitos de terraço nesse trecho do vale. O N2, já abandonado no trecho A, permanece sendo inundado no Trecho B, onde maiores vazões permitem o recobrimento desse nível deposicional em alguns episódios de inundação. Ocorre ainda, nesse trecho do vale, nível deposicional abandonado (N3), descaracterizado por processos de coluvionamento (Figura 59).

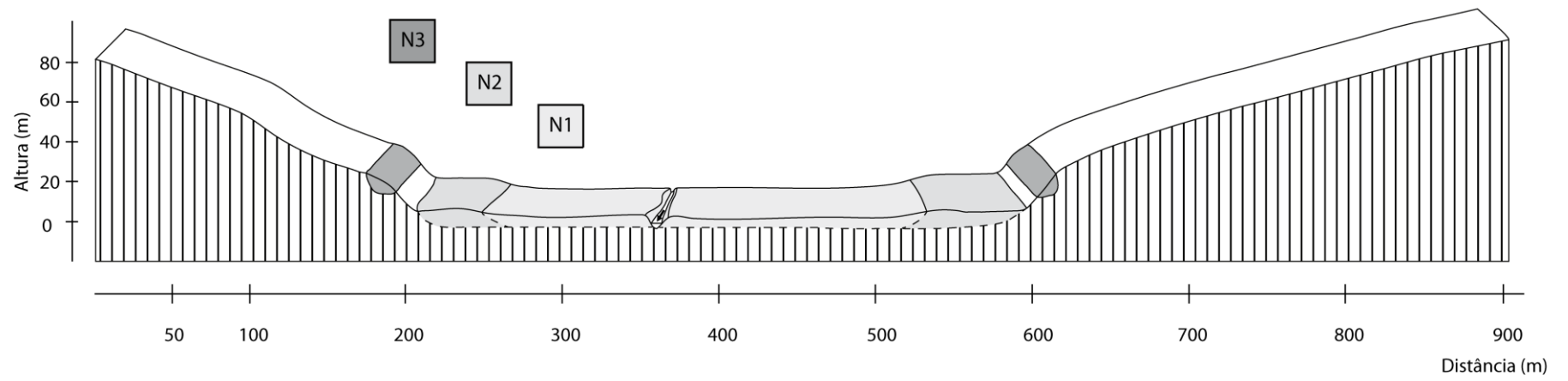


Figura 59: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio Xopotó.

N3

O N3 é um nível deposicional pareado, de rara ocorrência nesse trecho fluvial e ausente em outros trechos. Foram encontrados apenas três depósitos relativos a este nível. A fácies basal dos depósitos apresenta seixos e matacões de quartzo mal selecionados e sem organização, assentados sobre elúvio. Os clastos atingem até 40 cm de comprimento, sendo subangulosos a arredondados e havendo uma tendência ao maior arredondamento dos matacões. A camada de seixos tem espessura média de 40 cm e sua base se localiza, em média, 14 m acima da lâmina d'água. Em transição abrupta com a fácies basal, tem-se camada areno-argilosa, vermelho-amarelada, de espessura variável entre os perfis encontrados. Não é possível confirmar que essa camada superior seja aluvial, uma vez que seu contexto na vertente favorece processos de erosão dos finos aluviais e de sobreposição de finos colúviais à camada basal de seixos (Figura 60).



Figura 60: N3 do Trecho B do Rio Xopotó. Em A, base eluvial do depósito sob a linha tracejada. Em B, observar a ocorrência de matacões esparsos, como o indicado pela seta.

Dois dos três perfis do N3 encontrados se localizam no centro de Visconde do Rio Branco, em cortes realizados para construção civil. É possível, portanto, supor que este nível ocorra com maior abundância, pelo menos nesse trecho do vale, e que é a ausência de cortes nas vertentes que impossibilita sua identificação, uma vez que se trata de depósitos sem morfologia original e recobertos por vegetação.

N2

O N2 corresponde ao nível de planície já em processo de abandono vertical. Depósitos do N2 configuram suaves degraus no fundo de vale e seus topos distam cerca de 1 m do topo do N1, que responde às cheias mais frequentes do canal (Figura 61). Por sofrer agradação, mesmo que apenas em eventos esporádicos de inundação, não se trata de um terraço. Também não há, ainda, diferenciação estratigráfica entre os dois patamares de planície que indique o completo abandono do N2.

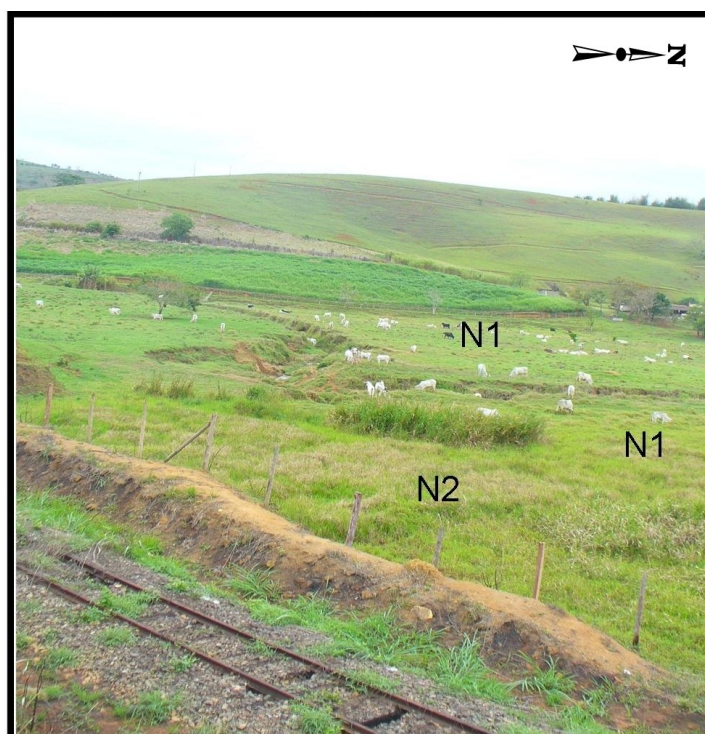


Figura 61: N2 e N1 do Trecho B do Rio Xopotó, com pequeno desnível entre ambos. Fundo de vale amplo.

N1

O N1 apresenta depósitos muito amplos em ambas as margens e em todo o Trecho B do vale. A sequência deposicional é composta por sedimentos areno-argilosos, ora maciços, ora com presença de estruturas planares e tem, em média, 3 m de espessura (Figura 61).

Trecho C do Rio Xopotó

À jusante de Visconde do Rio Branco, o vale do Rio Xopotó torna-se ainda mais pobre em depósitos fluviais: nenhum depósito referente ao N3 foi encontrado e o vale apresenta apenas planície (N1 e N2), ora muito ampla, ora mais estreita. As vertentes não apresentam indícios de antigos depósitos aluviais: mesmo os pacotes coluviais contêm seixos muito angulosos, não indicando retrabalhamento de sedimentos fluviais antigos (Figura 62). É nesse trecho do vale que se localiza a confluência do Rio dos Bagres e do Ribeirão Ubá. As características dos níveis de planície não diferem das observadas no Trecho B.

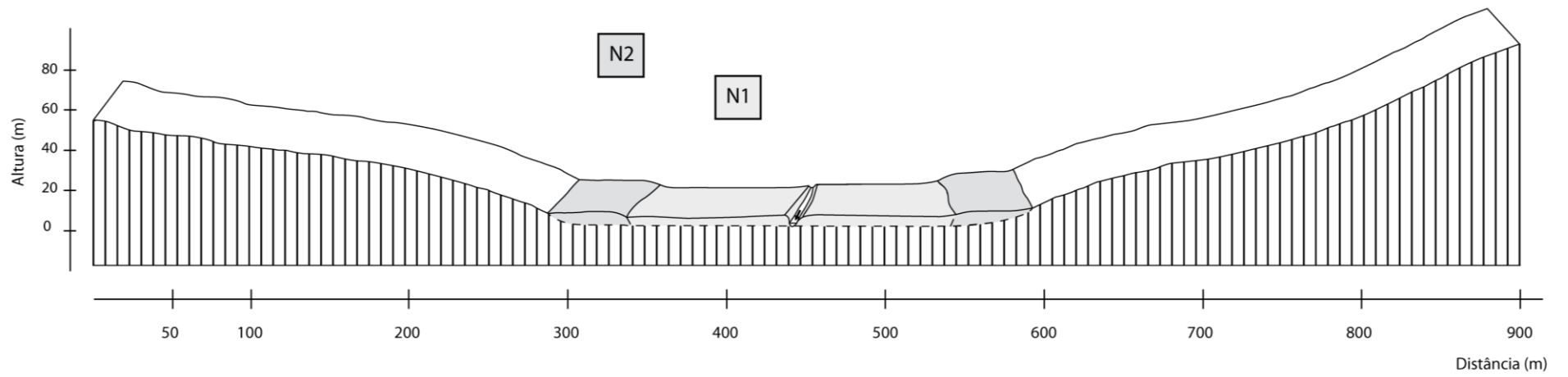


Figura 62: Perfil transversal síntese do Trecho C do Rio Xopotó.

Trecho D do Rio Xopotó

O Trecho D pode ser considerado comum a três vales em estudo: Ribeirão Ubá, Rio Xopotó e Rio dos Bagres. Nesse trecho, o vale apresenta-se mais encaixado e as sequências poço-corredeira são mais frequentes.

Não são identificados, nesse trecho do vale, níveis deposicionais aluviais abandonados: o fundo de vale é composto apenas pela planície (N1), comumente apresentando cerca de 2 m de espessura e estruturas planares (Figura 63). As vertentes são compostas por sedimentos coluviais, elúvio, ou rocha sã (Figura 64).

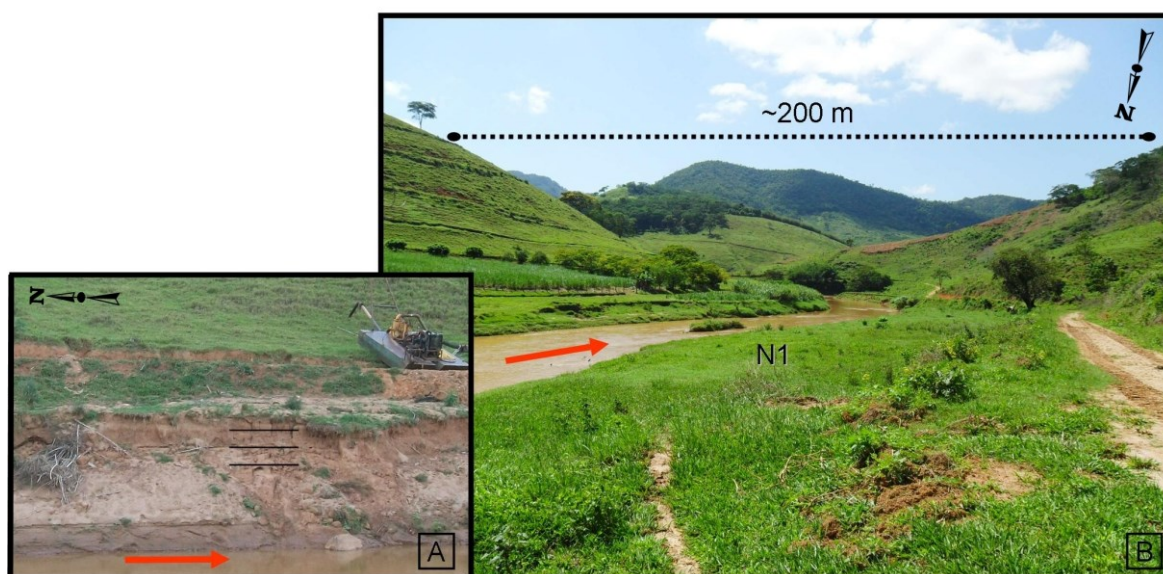


Figura 63: N1 do Trecho D do Rio Xopotó. Em A, sequência deposicional com ocorrência de estratificação planar. Em B, trecho de vale estreito, com N1 pouco espesso. As setas vermelhas indicam o sentido do fluxo.

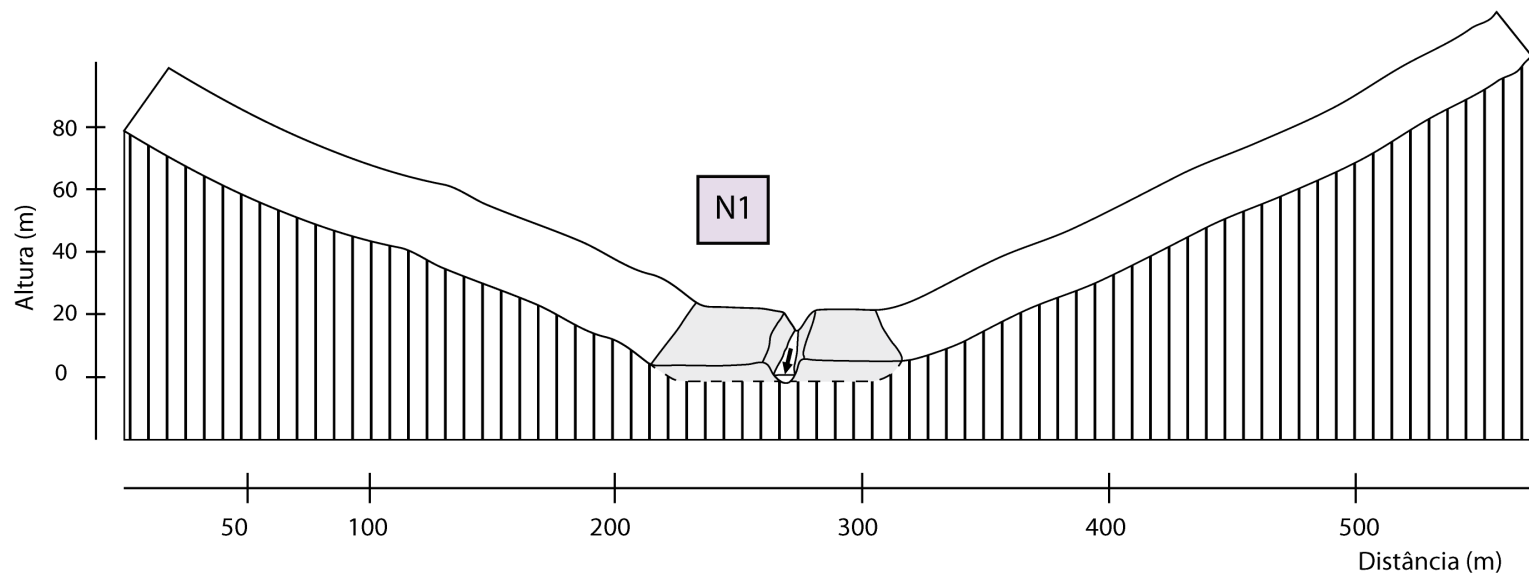


Figura 64: Perfil transversal síntese do Trecho D do Rio Xopotó.

5.1.6 Rio dos Bagres

O Rio dos Bagres é, dentre os afluentes do Rio Pomba estudados, aquele que drena a porção mais oriental da área de estudo. Suas cabeceiras situam-se a até 1100 m de altitude, nas proximidades do distrito de Santo Antônio da Ventania. Ainda em seu alto curso, o canal apresenta uma mudança brusca de direção (de SE-NW para NE-SW), que configura um cotovelo na paisagem, semelhante aos identificados nos vales do Ribeirão Espírito Santo e do Rio São Manuel. À jusante desse cotovelo, o Rio dos Bagres drena a escarpa da Serra da Mantiqueira (Figura 65), apresentando, portanto, gradiente elevado nesse trecho. A partir de então, o canal adquire direção NE-SW, alinhado com o sistema de falhas que estabelece o contato entre os Complexos Mantiqueira e Juiz de fora (sendo que seu vale é esculpido sobre rochas pertencentes ao primeiro). Nas proximidades da sede municipal de Guiricema, o curso d'água adquire padrão retilíneo até sua confluência com o Rio Xopotó, a 300 m de altitude. Esta confluência se dá no Trecho C do Rio Xopotó, a cerca de 30 km da confluência deste com o Rio Pomba. Não há depósitos aluviais no alto curso do Rio dos Bagres que possam ser associados àqueles encontrados à jusante do escarpamento. A alteração abrupta no gradiente pela qual o rio passa ao drenar a escarpa da Serra da Mantiqueira condiciona processos fluviais diferentes à montante e à jusante dessa escarpa. Portanto, é conveniente individualizar esses dois trechos do vale do Rio dos Bagres, considerando suas evoluções diferenciadas. A disposição longitudinal dos níveis aluviais abandonados dos dois trechos do vale é apresentada na Figura 66.

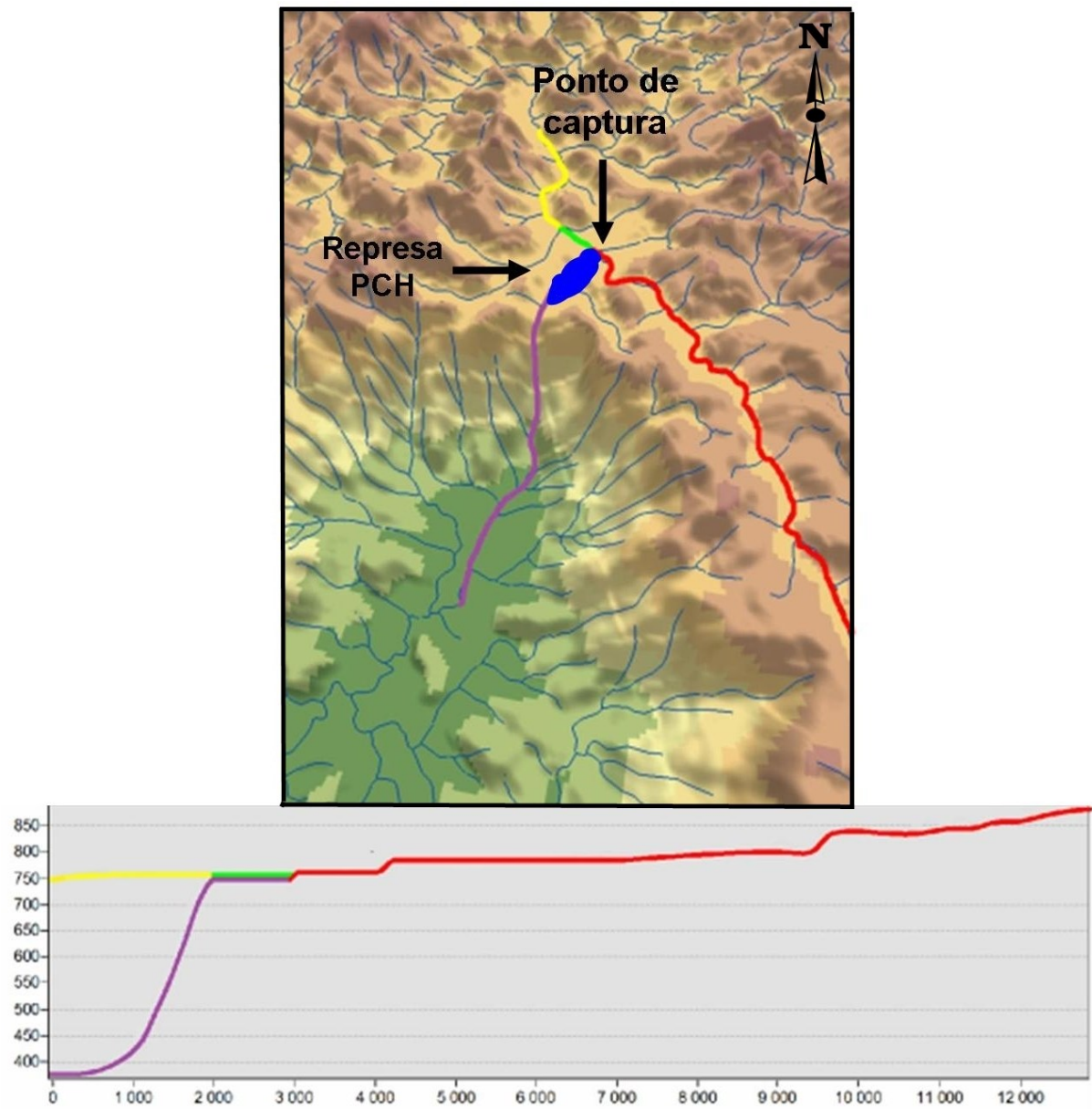


Figura 65: Visão tridimensional do ponto de captura do Trecho A do Rio dos Bagres e perfil longitudinal do Trecho A, paleovale e Trecho Encachoeirado.
Fonte: adaptado de Cherem *et al.*, (2012)

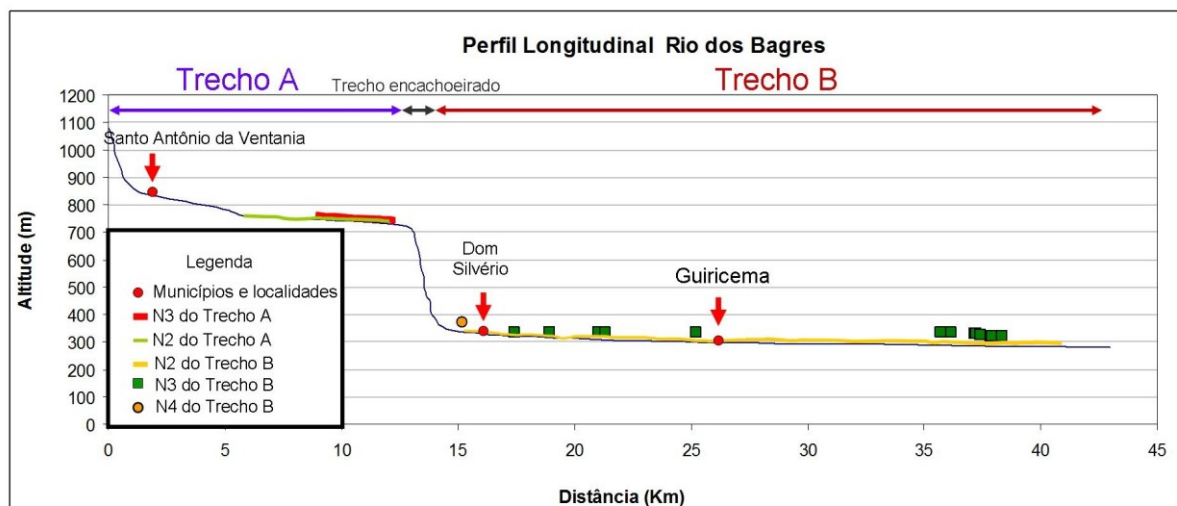


Figura 66: Perfil longitudinal do Rio dos Bagres e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4).

Trecho A do Rio dos Bagres

O alto curso do Rio dos Bagres, à montante do ponto de inflexão da drenagem, drena o Planalto de Campos das Vertentes. O vale não apresenta gradiente elevado, ocorrem corredeiras esparsas e poucos trechos de afloramentos do substrato rochoso na calha. Meandros abandonados são comuns em todo o Trecho A. A corredeira mais pronunciada configura um nível de base local bem marcado, onde o canal apresenta-se encachoeirado e à jusante do qual há um maior encaixamento do vale.

Não há indícios de que o Trecho A do Rio dos Bagres tenha estado submetido por longo período de tempo a intenso processo de dissecação: trata-se, em geral, de um trecho de vale aberto, pouco encaixado para um contexto de alto curso. Não há interflúvios pronunciados que delimitem o vale e a planície (N1) é lateralmente extensa em ambas as margens. Depósitos referentes a níveis antigos de sedimentação são encontrados apenas no fundo do vale (N2 e N3) (Figura 67). Na Figura 68 estão representados os perfis-síntese dos depósitos identificados no Trecho A.

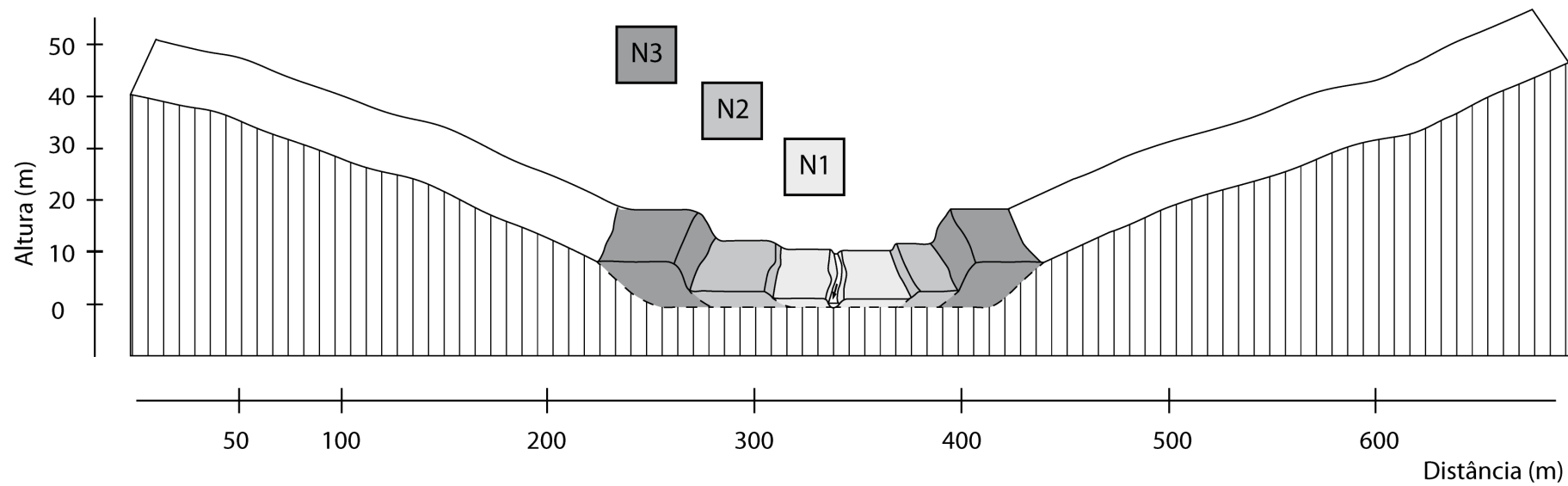


Figura 67: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio dos Bagres.

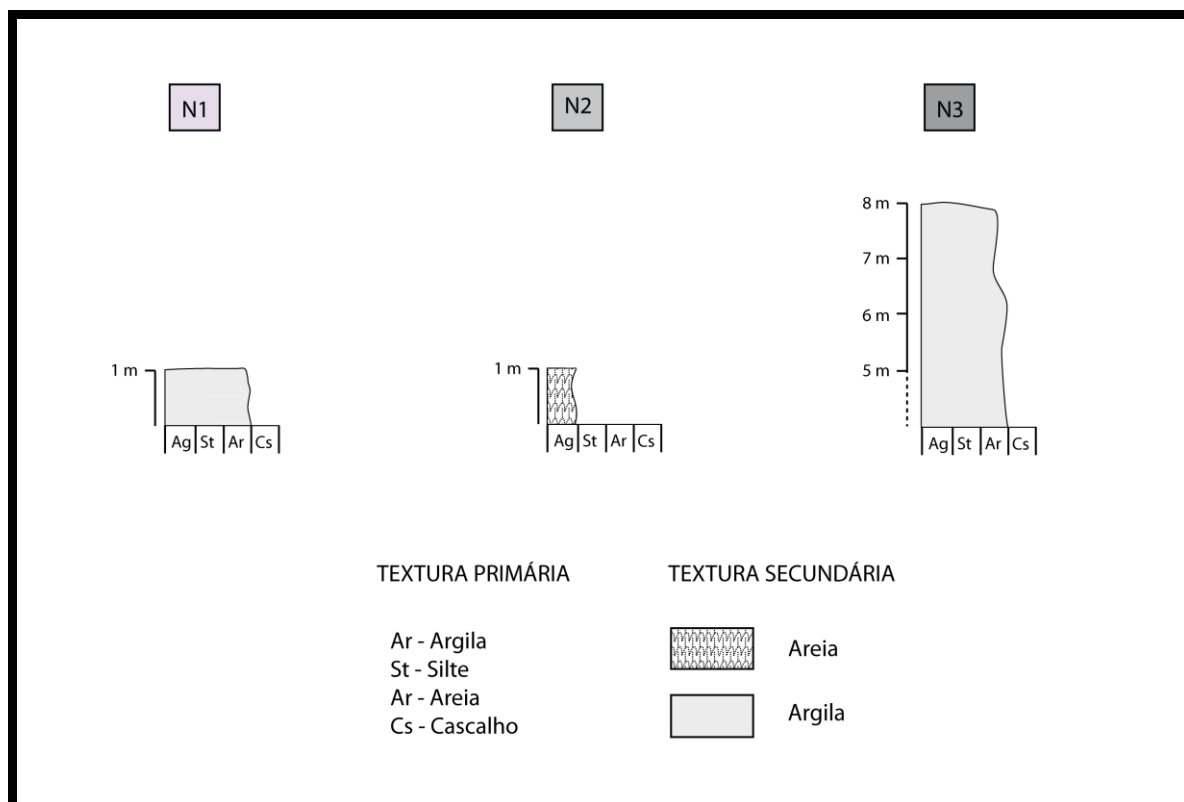


Figura 68: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho A do Rio dos Bagres.

N3

Na porção mais de jusante do Trecho A (pouco à montante do cotovelo onde a drenagem sofre inflexão), ocorre amplo patamar de terraço fluvial pareado, cujo topo dista cerca de 8m da lâmina d'água. Não foi possível identificar a base do depósito, graças ao encaixamento ou embutimento dos níveis aluviais mais recentes. A porção superior do depósito é composta por sedimentos areno-argilosos maciços.

N2

O N2 corresponde a um nível de terraço no qual a planície do Rio dos Bagres está encaixada ou embutida, impossibilitando, portanto, a visualização de sua base. Trata-se de um depósito argilo-arenoso maciço, de cerca de 1 m de espessura (Figura 69).

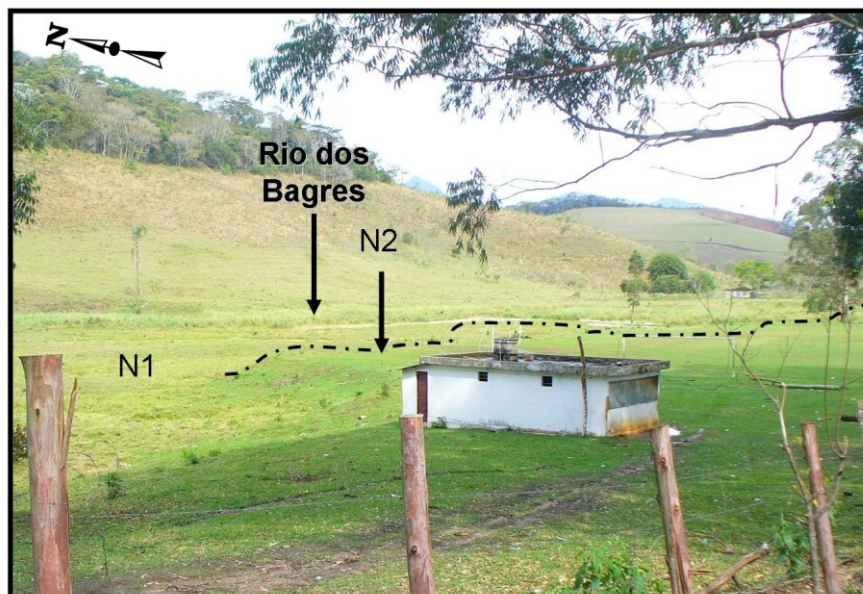


Figura 69: N2 do Trecho A do Rio dos Bagres.

N1

O N1 corresponde à planície do canal, lateralmente ampla e cuja espessura varia entre 0,5 e 1 m. É comum que a vegetação recobra todo o depósito de planície, mesmo às margens do canal. Nos trechos nos quais é possível visualizá-los em perfil, ocorrem sedimentos areno-argilosos maciços. Apenas à jusante da corredeira que estabelece importante nível de base local no Trecho A é possível visualizar o substrato rochoso às margens do canal, sobre o qual o depósito de planície se assenta. À montante da mesma corredeira, onde o depósito de planície é frequentemente menos espesso, é comum o afloramento do nível freático em todo o leito maior do canal (Figura 70).

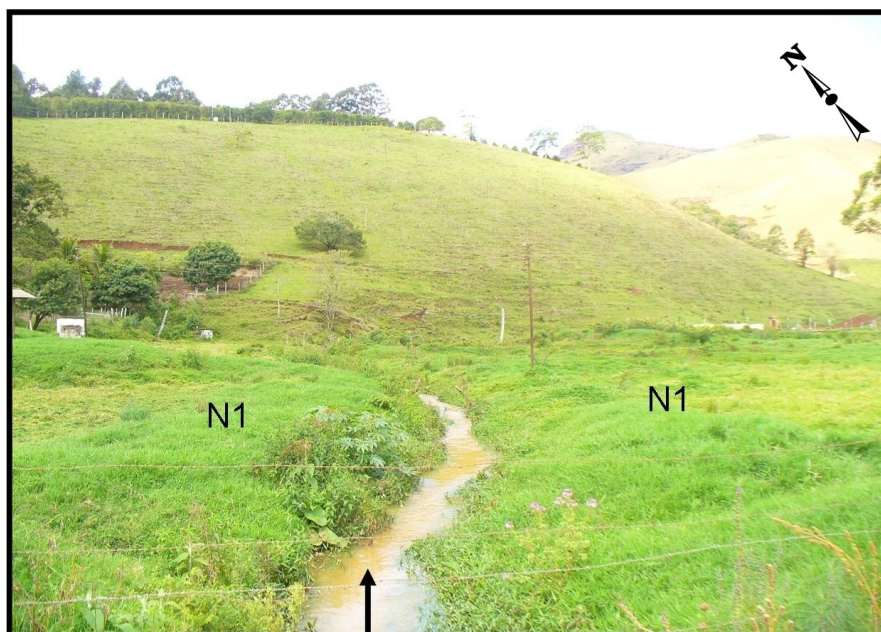


Figura 70: N1 do Trecho A do Rio dos Bagres. Vale pouco encaixado e vertentes sem indícios da ocorrência de depósitos aluviais abandonados.

Trecho B do Rio dos Bagres

O trecho onde o Rio dos Bagres drena a escarpa da Serra da Mantiqueira apresenta elevado gradiente e difícil acesso. Uma PCH foi construída no local, alterando a dinâmica atual do canal, tanto à montante (graças ao represamento) quanto à jusante da mesma (graças ao controle das vazões).

Próximo ao sopé da serra, o vale é bastante aberto e o canal, meandrante. Nas proximidades da sede do município de Guiricema, o controle estrutural da drenagem propicia um vale mais estreito e encaixado, com depósitos de fundo de vale menos amplos e canal mais retilíneo. Na transição entre esses dois contextos de fundo de vale, o canal apresenta trecho de cerca de 3 km nos quais sequências poço-corredeira são comuns. Essas corredeiras frequentemente ocorrem sobre rocha. Em todo o Trecho B do Rio dos Bagres, afluentes confluem em corredeira em calha rochosa.

No Trecho B foi possível a identificação de quatro níveis deposicionais aluviais, sendo que um deles ainda está em construção (N1). Dentre os três níveis relativos a episódios antigos de sedimentação, apenas o mais recente (N2) preservou a morfologia de terraço. Os níveis deposicionais aluviais mais antigos (N3 e N4) tiveram sua morfologia descaracterizada por processos de coluvionamento (Figura 71). Os depósitos aluviais encontrados no Trecho B não

podem ser relacionados aos do Trecho A, uma vez que, conforme já mencionado, a escarpa da Serra da Mantiqueira individualiza trechos que respondem a pulsos diferentes de encaixamento da drenagem. Na Figura 72 estão representados os perfis-síntese dos depósitos aluviais identificados no Trecho B.

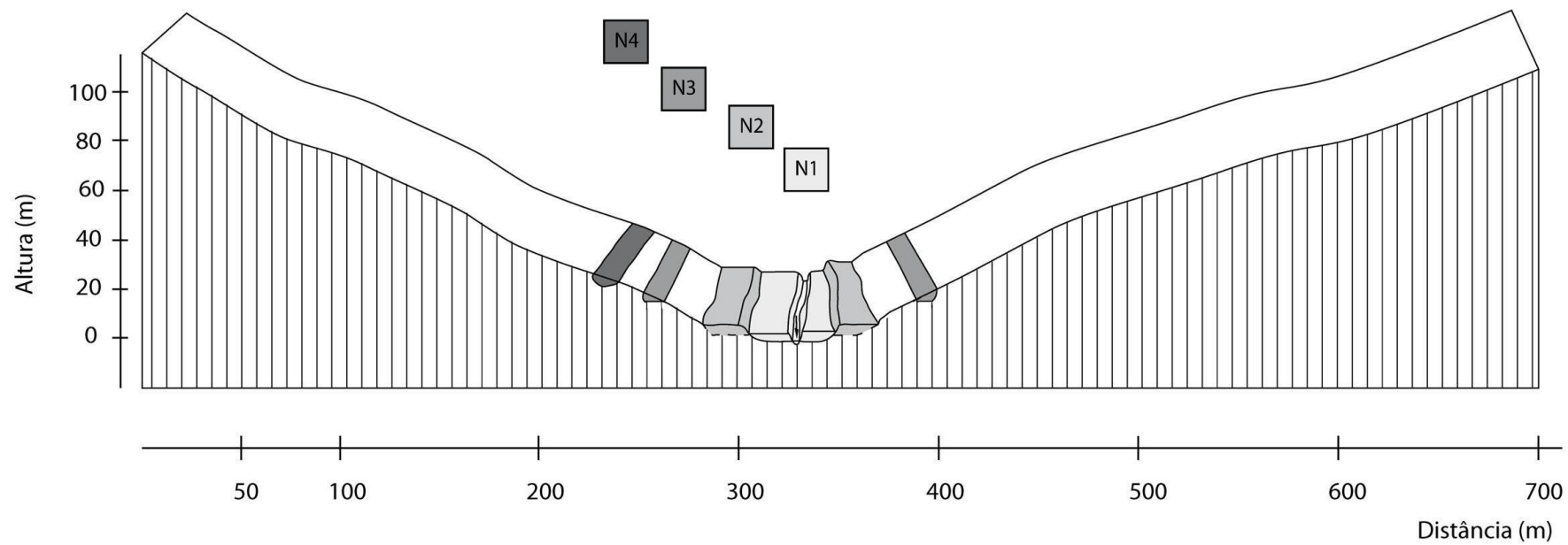


Figura 71: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio dos Bagres.

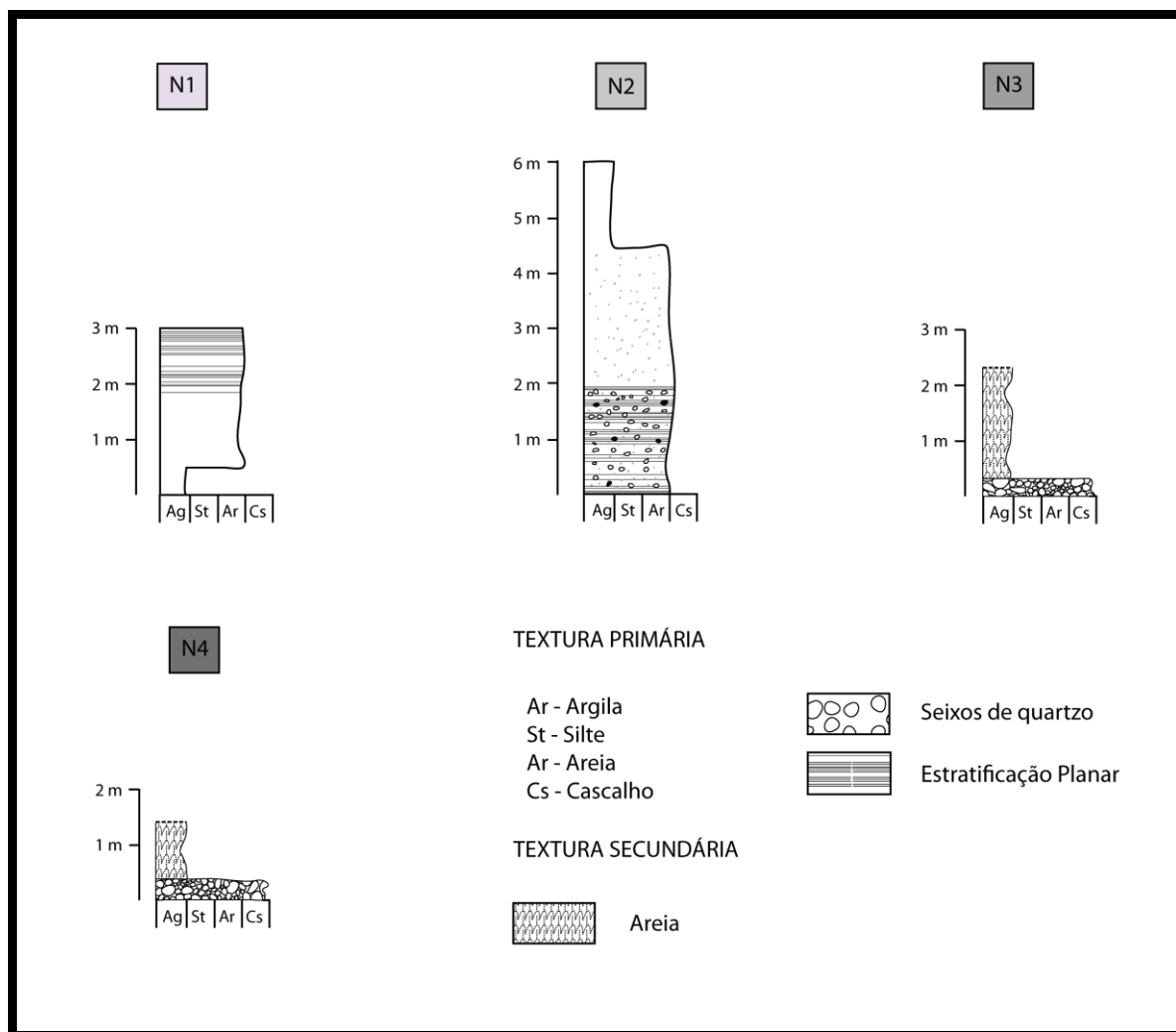


Figura 72: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Trecho B do Rio dos Bagres.

N4

Foi identificado apenas um depósito do N4, na margem esquerda da porção mais de montante do Trecho B. É possível, entretanto, que seja um nível deposicional pareado, não tendo sido encontrado na margem esquerda devido a seu avançado estado de descaracterização e remoção, ou graças à restrição de acessos na margem oposta. A fácies basal do depósito tem cerca de 40 cm de espessura e encontra-se sobre elúvio cerca de 23 m acima da lâmina d'água. É composta por seixos de quartzo arredondados a subangulosos. O comprimento dos clastos varia entre 1 cm e 20 cm. Não ocorrem granocrescência e estruturas. A fácies superior é composta por material argilo-arenoso maciço. A espessura dessa camada é de cerca de 1 m (Figura 73), embora não seja possível afirmar que toda ela corresponda à deposição aluvial (pode haver contribuições posteriores de depósitos coluviais, bem como poderia tratar-se de uma fácies aluvial originalmente mais espessa, que foi erodida).



Figura 73: N4 do Trecho B do Rio dos Bagres, no qual os seixos aluviais encontram-se sobre veio de quartzo e elúvio de gnaíse.

N3

O N3 é um nível deposicional pareado, que ocorre escalonado em relação ao N4. Sua sequência deposicional é caracterizada por fácies basal de seixos de quartzo, arredondados a subangulosos, mal selecionados, com até 20 cm de comprimento, depositados sobre elúvio. Essa fácies tem espessura de aproximadamente 30 cm. A base dos depósitos dista entre 10 m e 18 m da lâmina d'água, sendo que essa altura aumenta em direção ao baixo curso (Figura 66). Estabelecendo transição abrupta com a fácies basal, tem-se uma fácies argilo-arenosa, com cerca de 2 m de espessura, mas cuja origem, como no N4, pode não ser completamente aluvial. O contexto dos depósitos de ambos os níveis nas vertentes favorece que eles sejam afetados por processos de coluvionamento, como é visível em alguns de seus perfis nos quais a camada de seixos apresenta-se deformada, acompanhando a declividade da vertente (Figura 74).

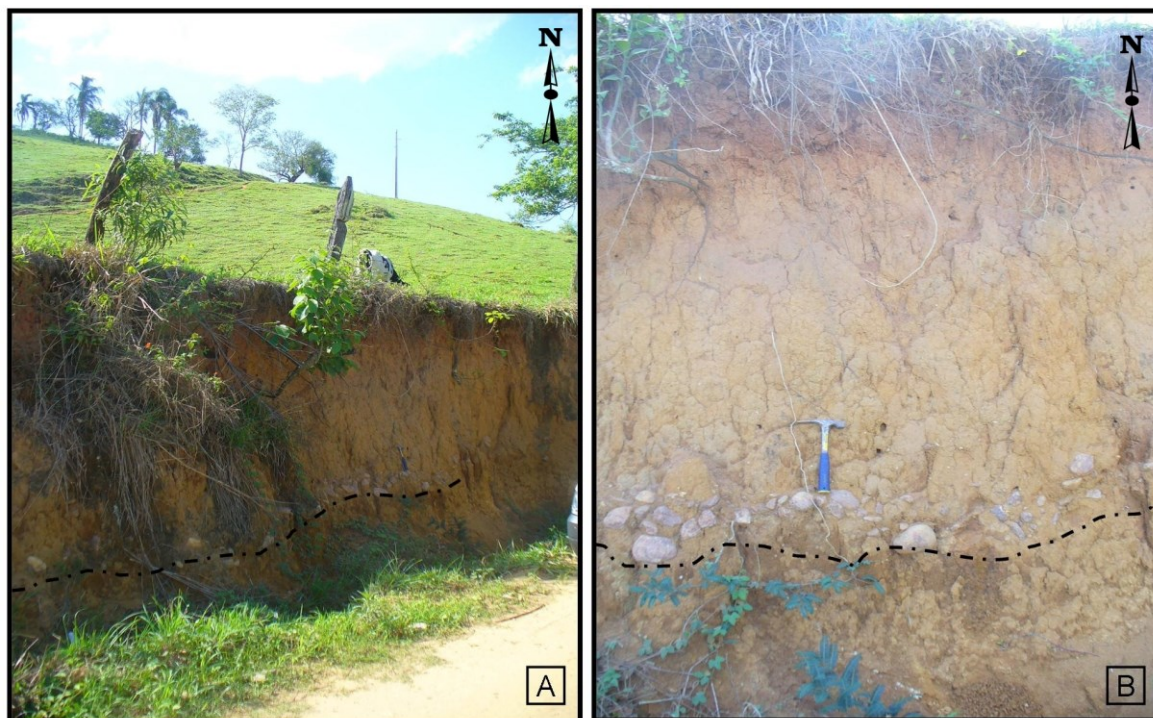


Figura 74: N3 do Trecho B do Rio dos Bagres. Em A, depósito descaracterizado em relação à sua morfologia original. Em B, destaque da fácies basal de seixos.

N2

O N2 corresponde a um nível de terraço de expressiva extensão lateral ao longo de grande parte do Trecho B do Rio dos Bagres. Ocorre em ambas as margens e trata-se de um pacote cujo topo encontra-se cerca de 10 m acima da lâmina d'água. Seus depósitos ocorrem, frequentemente, distantes do canal atual e recobertos por vegetação. Por esse motivo, são raros os locais onde é possível visualizá-los em perfil. Nesses locais, observa-se que sua base dista cerca de 4 m da lâmina d'água. Trata-se de fácies arenosa com espessura de cerca de 1 m, com ocorrência de grânulos e pequenos seixos de quartzo e rochas ígneas máficas, depositada sobre elúvio. Ocorrem estratificações planares. Sobre ela, tem-se fácies argilosa maciça, de espessura variável (Figura 75).

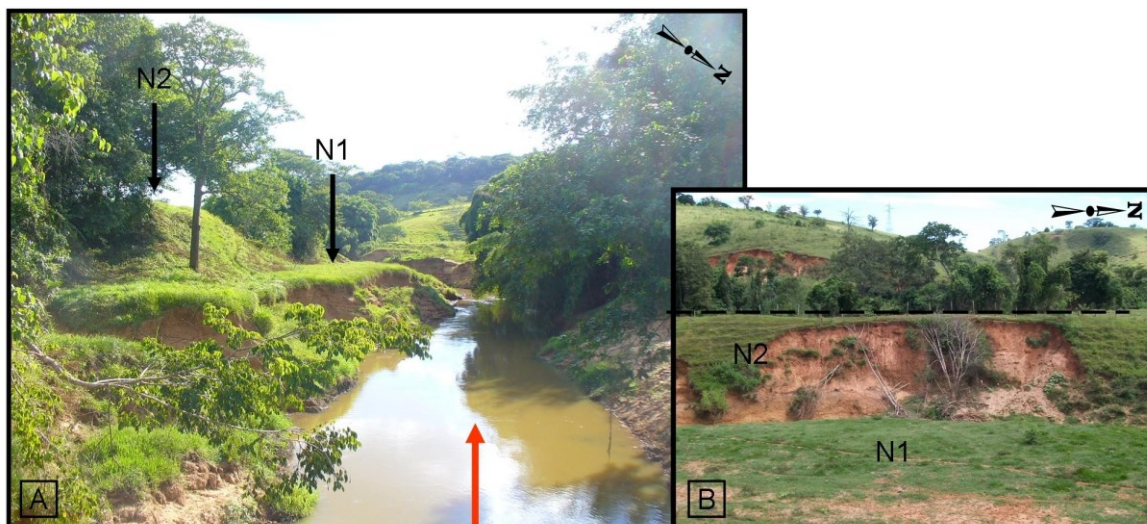


Figura 75: N2 do Trecho B do Rio dos Bagres. Em A, disposição do nível no vale. Em B, sequência deposicional.

N1

O nível de planície tem, em média, 3 m de espessura. É composto, em sua base, por material argiloso, recoberto por camada arenosa algumas vezes maciça, mas frequentemente com ocorrência de estratificação planar.

Um perfil estratigráfico diferenciado da planície ocorre logo à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira, à montante do distrito de Dom Silvério (Figura 76). Nesse trecho do vale, a sequência deposicional da planície apresenta uma fácies basal de seixos, que marca um encaixamento recente do canal. O topo da camada de seixos encontra-se a cerca de 40 cm da lâmina d'água, enquanto a base não pôde ser identificada (calha aluvial). Ocorrem seixos de quartzo, granito e gnaiss, subarredondados a subangulosos, heterométricos. Ocorrem seixos com até 20 cm de diâmetro, mas também são frequentes os grânulos. Não há granocrescência. A transição entre essa fácies e a fácies de finos que a ela se sobrepõe é abrupta. A camada de finos é semelhante à descrita em outros trechos do vale, embora menos espessa: nesse ponto, ela alcança cerca de 1 m de espessura, apenas (Figura 76).

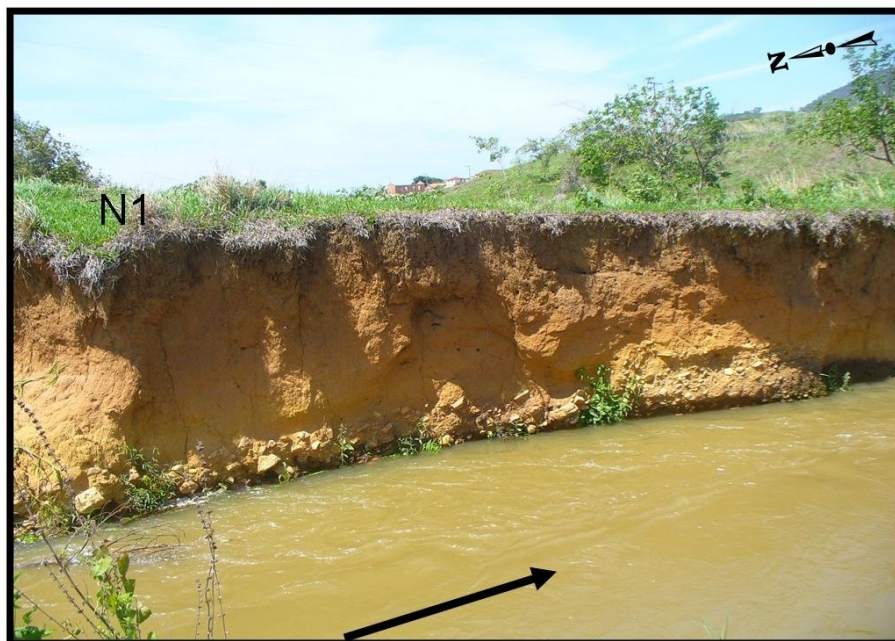


Figura 76: N1 do alto curso do Rio dos Bagres. A camada de seixos visível acima da lâmina d'água é encontrada apenas nesse trecho do vale, à montante do distrito de Dom Silvério, logo à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira.

5.1.7 Rio Pomba

O Rio Pomba, canal em estudo do qual todos os demais são afluentes, tem suas cabeceiras situadas à montante da sede do município de Santa Bárbara do Tugúrio, a aproximadamente 1200 m de altitude. Sua confluência com o Rio Paraíba do Sul se dá no município de Cambuci, no estado do Rio de Janeiro, a 60 m de altitude. A confluência dos cursos d'água ocorre na porção de jusante da ZCRPS. Este estudo, entretanto, limitou-se ao alto e médio curso do canal, até poucos quilômetros à jusante da sede municipal de Cataguases. O Rio Pomba drena a área de estudo em direção principal W-E, atravessando, portanto, todas as principais unidades geológicas e geomorfológicas da área. Por esse motivo, e devido à sua extensão, os contextos litológicos, estruturais e geomorfológicos drenados pelo Rio Pomba serão descritos detalhadamente para cada um de seus trechos.

Na Figura 77 é apresentada a disposição longitudinal dos níveis deposicionais aluviais abandonados. Os perfis-síntese dos depósitos são apresentados na Figura 78.

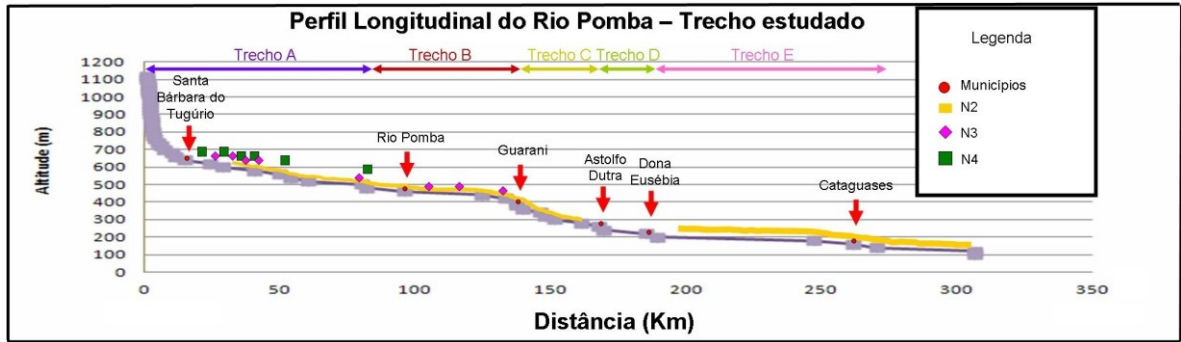


Figura 77: Perfil longitudinal do Rio Pomba e distribuição longitudinal dos níveis deposicionais 2, 3 e 4 (N2, N3 e N4).

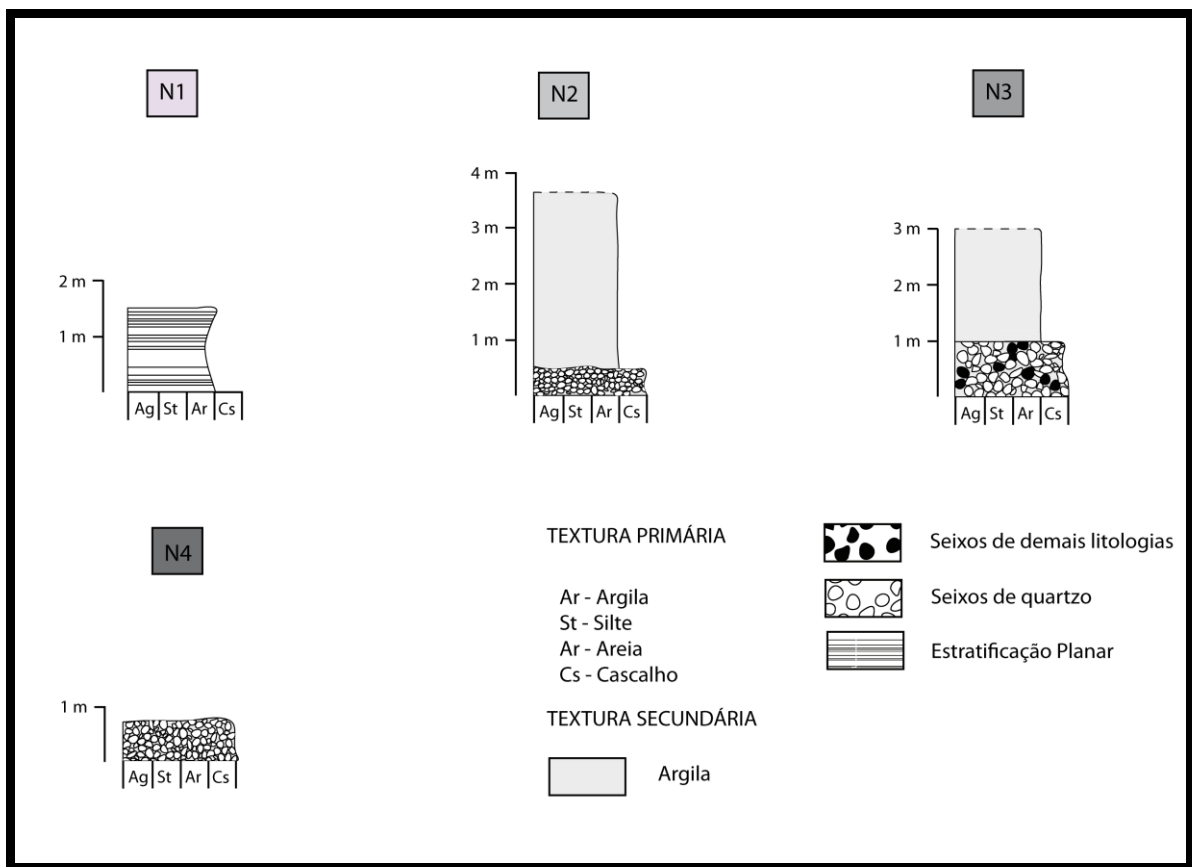


Figura 78: Perfis-síntese das sequências deposicionais dos níveis identificados no Rio Pomba.

Trecho A do Rio Pomba

O que delimita e caracteriza o Trecho A do Rio Pomba, além da disposição e características de seus depósitos aluviais, é sua direção principal de drenagem (W-E, condicionada estruturalmente) e as pequenas e sucessivas alterações dessa direção, pelas quais o canal passa entre suas cabeceiras e a confluência do Ribeirão Espírito Santo. Embora não haja falhas de direção SW-NE mapeadas, as inflexões da drenagem podem ter controle estrutural, ou origem geomorfológica a partir de processos de captura fluvial. Nesse trecho, o canal drena o Planalto de Campos das Vertentes, modelado sobre rochas dos complexos Mantiqueira e Mercês. Nos trechos de alteração da direção principal da drenagem, o vale apresenta-se estreito e com depósitos aluviais com estratigrafia ou disposição no vale diferenciados daqueles comumente encontrados no Trecho A. Por esse motivo, será descrita, a princípio, a organização geral desse trecho do vale, e, em seguida, seus trechos de inflexão da drenagem e os depósitos aluviais neles contidos.

Quatro níveis de deposição fluvial são identificados no Trecho A do Rio Pomba (Figura 79), sendo um deles correspondente à sua dinâmica atual (N1), um nível de terraço (N2) e dois níveis fluviais já descaracterizados (N3 e N4).

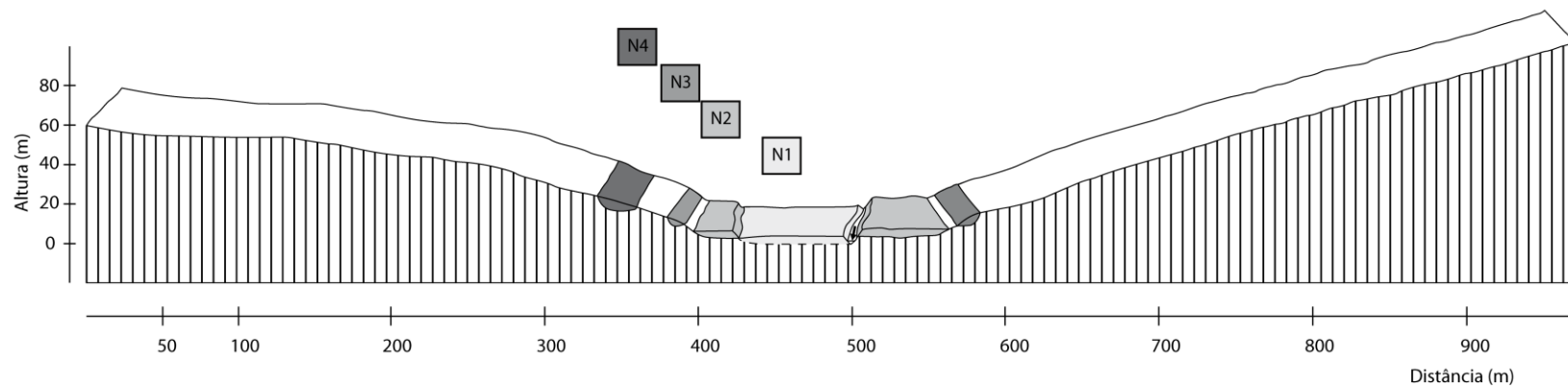


Figura 79: Perfil transversal síntese do Trecho A do Rio Pomba.

N4

O N4 foi encontrado apenas na margem direita do canal. Este não deve, entretanto, ser considerado um nível deposicional isolado: pode ser um nível pareado, mas cuja identificação na margem esquerda fica prejudicada pela menor disponibilidade de acessos e a dificuldade de identificação desse nível deposicional na ausência de cortes na vertente. Na margem direita, sua ocorrência é frequente, embora muitas vezes seus depósitos tenham sido remobilizados por processos de coluvionamento.

A base dos depósitos, assentada sobre elúvio, está cerca de 15 m acima da lâmina d'água e corresponde a uma fácies de seixos de quartzo, arredondados a subarredondados, relativamente bem selecionados, de comprimento médio entre 10 e 15 cm. Os clastos são suportados entre si e a espessura média dessa fácies é de 70 cm. Nos perfis encontrados, a fácies fina que, provavelmente, foi depositada sobre esta fácies basal de seixos, foi erodida, ou misturada a depósitos coluvionares que se sobrepuseram aos seixos (Figura 80).



Figura 80: N4 do Trecho A do Rio Pomba depositado sobre elúvio. Fácies de seixos movimentada por processos de coluvionamento e fácies fina pouco espessa.

N3

Esse nível deposicional é pareado e a base de seus depósitos está cerca de 5 m acima da lâmina d'água. A fácies basal apresenta seixos mal selecionados depositados sobre elúvio. Os seixos de quartzo são arredondados a subarredondados, sendo que em alguns perfis desse nível deposicional são encontrados seixos de gnaiss subangulosos a subarredondados. O

comprimento médio dos clastos é de 10 cm, embora ocorram matacões esparsos de quartzo. Os clastos se suportam e essa fácies tem cerca de 1 m de espessura. Em transição abrupta com a fácies basal, tem-se fácies maciça areno-argilosa. Em alguns dos perfis do N3, essa fácies foi erodida, ou encontra-se recoberta por colúvio. Nos perfis em que ela aparece parcialmente preservada, chega aos 2 m de espessura (Figura 81).

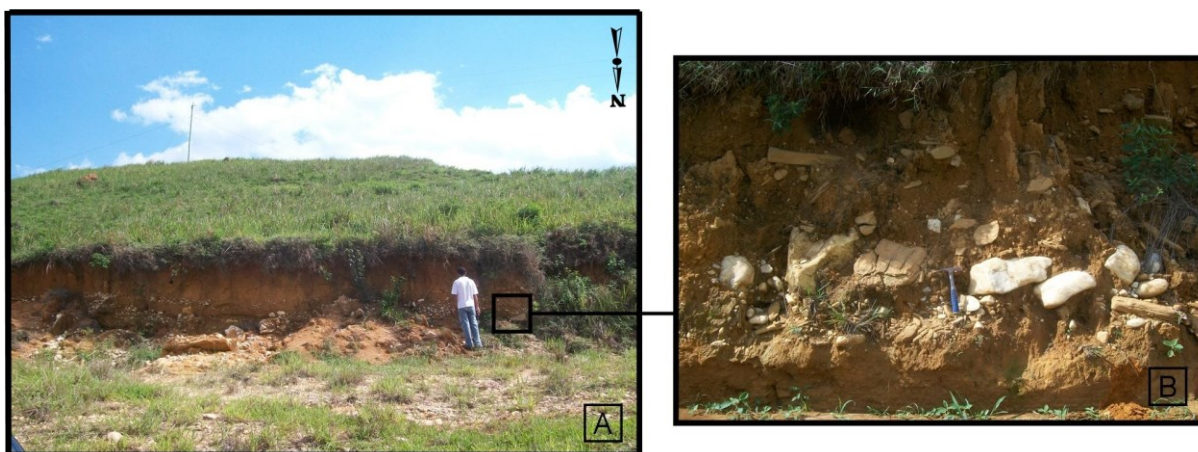


Figura 81: N3 do Trecho A do Rio Pomba. Em A, depósito descaracterizado de sua morfologia original. Em B, zoom da fácies basal, com ocorrência de matacões.

N2

O N2 é um nível de terraço pareado, que apresenta base depositada sobre elúvio, cerca de 3 m acima da lâmina d'água. Porém, em alguns trechos, o encaixamento posterior à deposição do N2 foi maior e a base dista verticalmente até 6 m da lâmina d'água (Figura 77). Depósitos desse nível deposicional ocorrem, algumas vezes, às margens do canal, onde é possível visualizá-los em perfil. Outras vezes, ocorrem como patamares lateralmente distantes do Rio Pomba, inteiramente recobertos por vegetação. A fácies basal, de espessura aproximada de 50 cm, é composta por seixos de quartzo arredondados a subangulosos, de comprimento médio de 10 cm. Ocorrem matacões esparsos, mas observa-se maior grau de seleção na fácies basal do N2 que na do N3, sendo este, inclusive, um dos critérios para diferenciar níveis de deposição fluvial entre os quais o encaixamento do canal foi pequeno. A fácies superior, que estabelece transição abrupta com a fácies basal, é composta por material areno-argiloso maciço. A espessura dessa fácies é bastante variável ao longo desse trecho do vale, podendo ultrapassar 3 m (Figura 82).

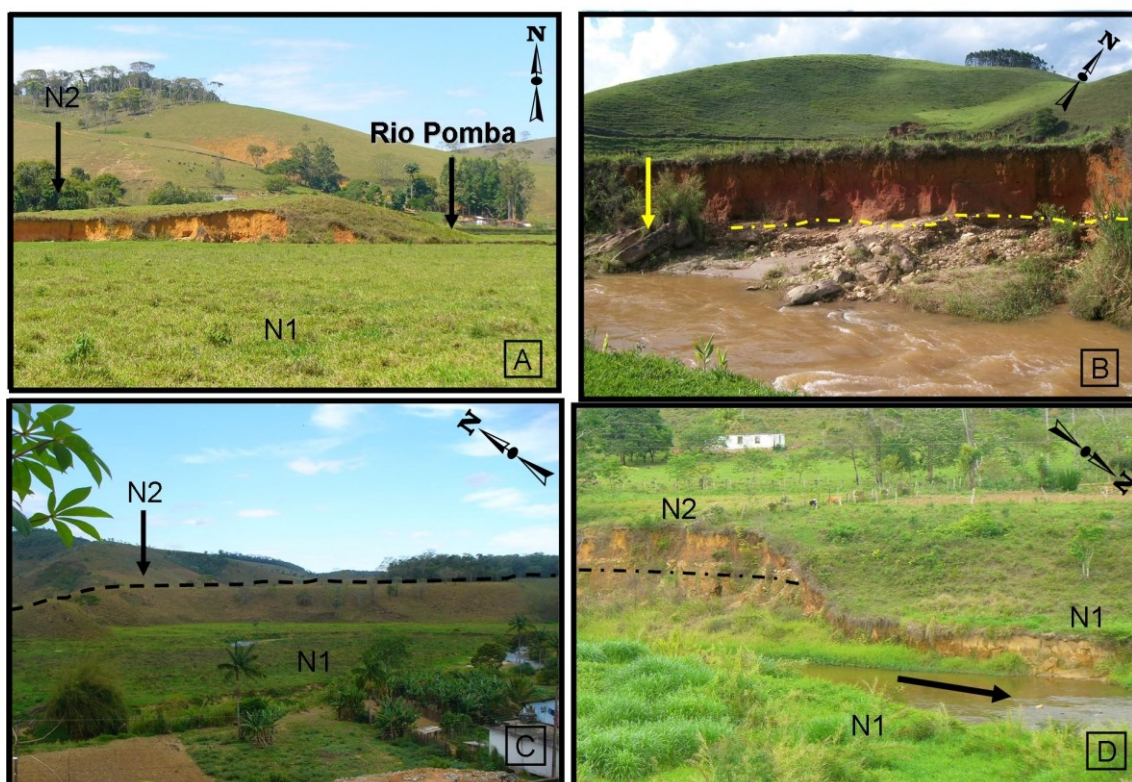


Figura 82: N2 do Trecho A do Rio Pomba. Em A, disposição de depósito pouco espesso de N2 em relação ao N1. Em B, visão do da sequência deposicional. A seta amarela indica afloramento do substrato rochoso. Em C, N2 mais espesso e lateralmente distante do curso d'água. Em D, N2 com fácies basal de seixos sobre a linha tracejada. A seta indica o sentido do fluxo.

N1

Os depósitos do N1, amplos ao longo de praticamente todo o Trecho A, apresentam espessura variável ao longo desse trecho do vale. Nos perfis mais espessos, alcançam os 2 m e são compostos por material arenoso, por vezes estratificado (estratificação planar) (Figura 83).



Figura 83: N1 do Trecho A do Rio Pomba. Depósito amplo, em trecho meandrante do canal. A seta indica o sentido do fluxo.

Nos trechos de inflexão da drenagem, nos quais houve captura do alto curso do Rio Pomba por seus próprios afluentes, o vale é bastante encaixado, diferenciando-se do vale seco, o qual apresenta abertura semelhante aos demais trechos. Nos vales secos, é possível encontrar depósitos do N4, indicando que as capturas ocorreram posteriormente à sua deposição. Nos trechos de inflexão do vale, a planície apresenta fácies de seixos, indicando um encaixamento recente nesses pontos, e os depósitos do N3 apresentam fácies de seixos muito espessas, alcançando mais de 2 m de espessura (Figura 84).

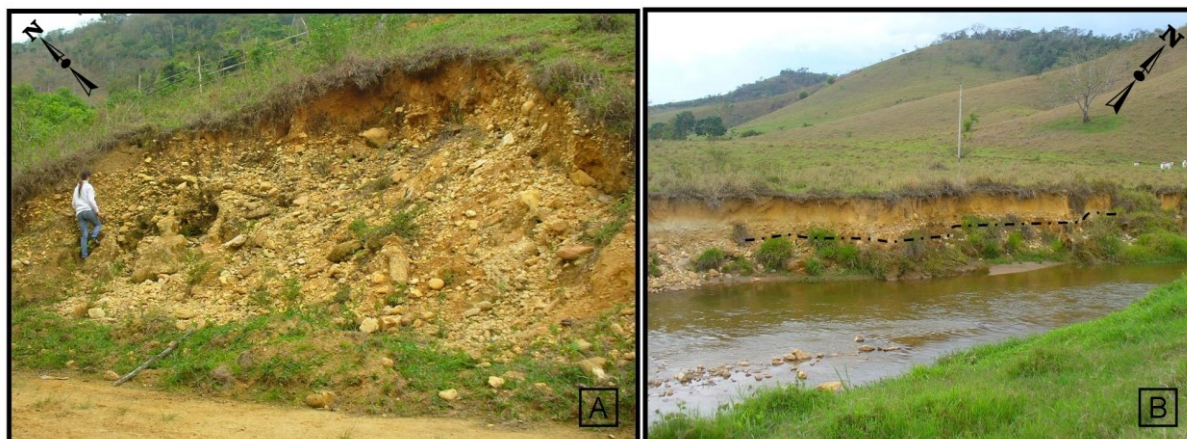


Figura 84: Sequências deposicionais identificadas nos trechos de inflexão da drenagem. Em A, depósito de N2 com camada de seixos espessa. Em B, depósito N1 com fácies basal de seixos.

Trecho B do Rio Pomba

O Trecho B se inicia na confluência do Ribeirão Espírito Santo com o Rio Pomba. Parte do Trecho B drena áreas do Planalto de Campos das Vertentes e a porção mais de jusante desse trecho já pertence à Depressão. Esse trecho do vale drena, sobretudo, rochas do Complexo Mantiqueira, com exceção de sua porção mais de montante, na qual o canal drena rochas do Complexo Mercês. Na porção central do Trecho B, o Rio São Manuel conflui com o Rio Pomba.

Quatro níveis deposicionais aluviais são identificados nesse trecho do vale (Figura 85), sendo um deles a planície (N1), dois níveis de terraço (N2 e N3) e um nível deposicional retrabalhado por processos de vertente (N4).

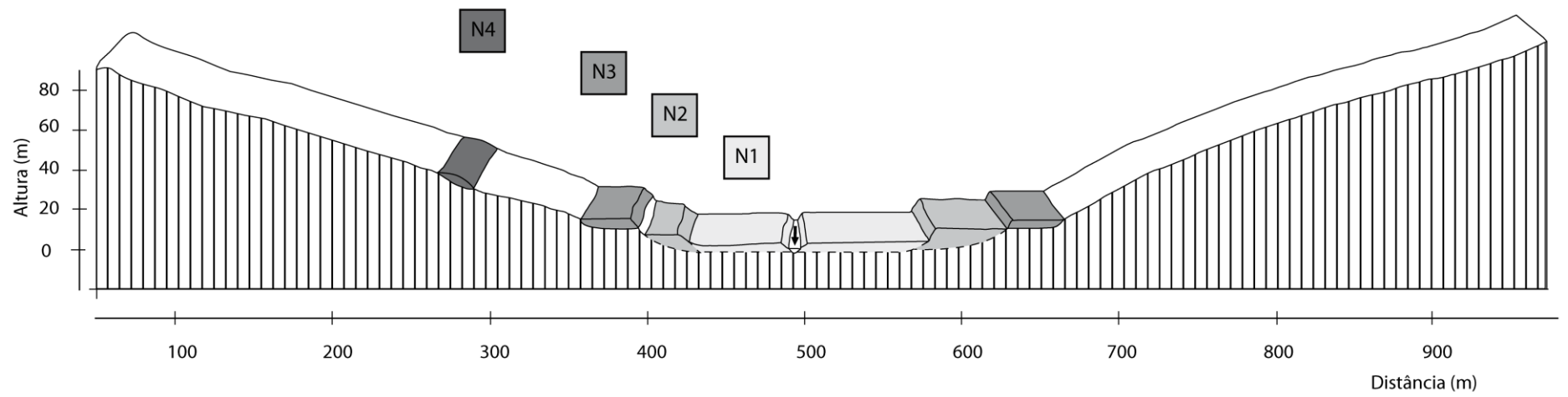


Figura 85: Perfil transversal síntese do Trecho B do Rio Pomba.

N4

O N4 foi encontrado apenas uma vez, na margem direita do canal. A fácies basal de seixos do depósito, assentada sobre elúvio, encontra-se, no mínimo, 30 m acima da lâmina d'água. O depósito pertence atualmente a um contexto de alta vertente, o que aumenta as possibilidades de que outros perfis desse nível deposicional tenham sido destruídos, mas possibilita também que outras ocorrências não tenham sido identificadas simplesmente devido à ausência de cortes nas vertentes. Por esse motivo, não é possível afirmar ser, o N4, um nível deposicional isolado.

Sua fácies basal, de espessura aproximada de 50 cm, é composta por seixos de quartzo arredondados, de comprimento médio de 5 cm. Há abundância de matriz areno-argilosa, que suporta os seixos. Não é possível afirmar que a camada depositada sobre a fácies basal de seixos, composta por sedimentos areno-argilosos, seja parcial ou completamente de origem aluvial.

N3

O N3 é um terraço pareado, cuja base dista, em média, 10 m da lâmina d'água. A fácies basal da sequência deposicional é composta por seixos de quartzo depositados sobre elúvio. Os seixos apresentam grau de arredondamento variando de arredondados a subangulosos e seu comprimento médio é de 5 cm. Um perfil referente ao N3 apresenta matacões na fácies basal. É possível, entretanto, que tais matacões tenham sido fornecidos por afluente do Rio Pomba, uma vez que os matacões são subangulosos (indicando menor tempo de exposição ao transporte fluvial ou menor eficiência deste para o desgaste do clasto). O perfil em questão encontra-se próximo a uma confluência e à jusante dos demais perfis descritos referentes a esse nível deposicional (os quais apresentam fácies basal melhor selecionada). A fácies superior do N3, que estabelece transição abrupta com a fácies basal, é composta por sedimentos argilo-arenosos a areno-argilosos. Trata-se de uma fácies maciça, de espessura variável, que alcança os 3 m. (Figura 86)

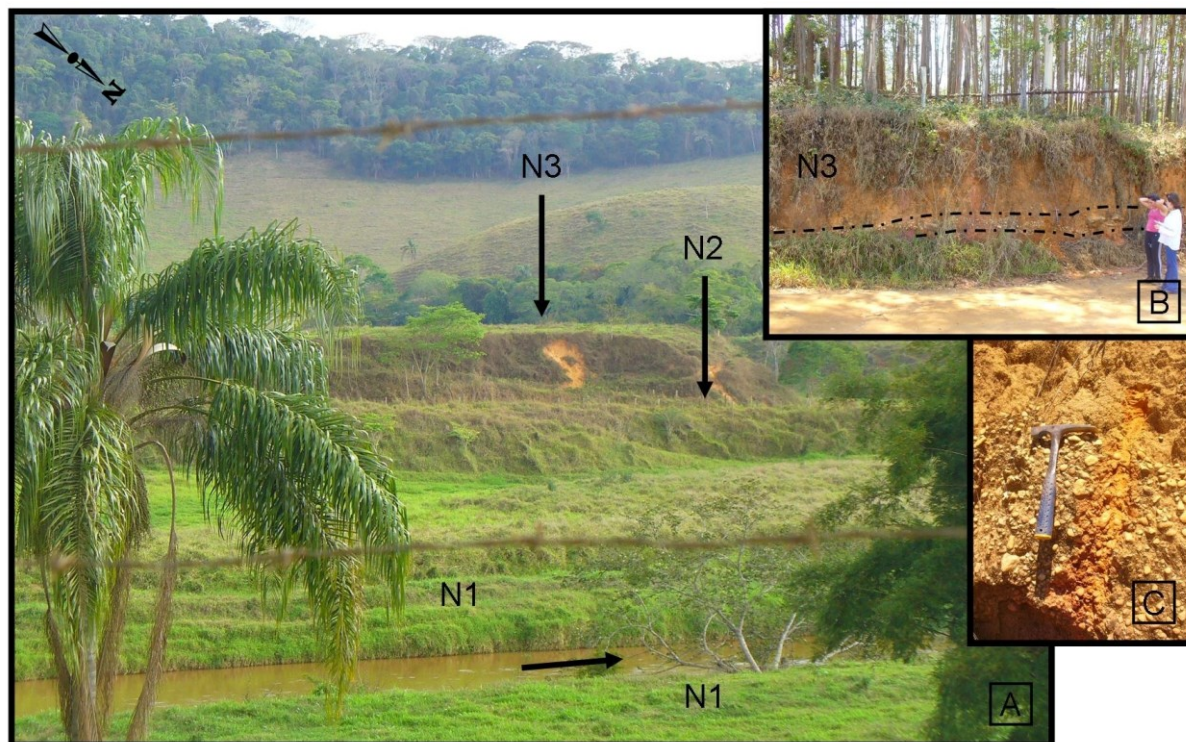


Figura 86: N3 do Trecho B do Rio Pomba. Em A, disposição dos níveis aluviais na margem esquerda. A seta indica a direção do fluxo. Em B, fácies basal de seixos da sequência deposicional do N3 entre os limites tracejados. Em C, destaque para o alto grau de seleção dessa fácies.

N2

O N2 é, também, um terraço pareado e recorrente ao longo do Trecho B do Rio Pomba. Em nenhum momento é possível visualizar seus depósitos em perfil, uma vez que está sempre recoberto por vegetação e não ocorre às margens do canal. Sua base e fácies basal, portanto, não foram identificadas. A porção superior dos depósitos é composta por sedimentos arenargilosos, de espessura mínima de 2 m. O topo do patamar dista, em média, 9 m da lâmina d'água (Figura 87).



Figura 87: N2 do Trecho B do Rio Pomba. N1 submerso devido a barramento antrópico à jusante.

N1

A planície nesse trecho do Rio Pomba não difere significativamente da planície do Trecho A. A espessura dos depósitos, entretanto, é maior (de 3 m, em média), bem como tornam-se mais amplos nesse trecho do vale (Figura 88).



Figura 88: N1 amplo e pouco espesso em trecho de canal raso e meandrante.

Trecho C do Rio Pomba

Nesse trecho, o Rio Pomba drena rochas dos Complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, que estabelecem contato a partir de falhas de empurrão. Provavelmente é graças ao controle estrutural propiciado por essas falhas que o canal sofre inflexão para NE, em trecho de difícil acesso, aproveitado para construção de PCHs. O vale apresenta topografia suave, com desnível topo-talvegue relativamente pequeno, ampla planície e depósitos do N2 menos recorrentes que nos trechos A e B. Não são identificados depósitos do N3, nem registros de níveis deposicionais mais antigos (Figura 89).

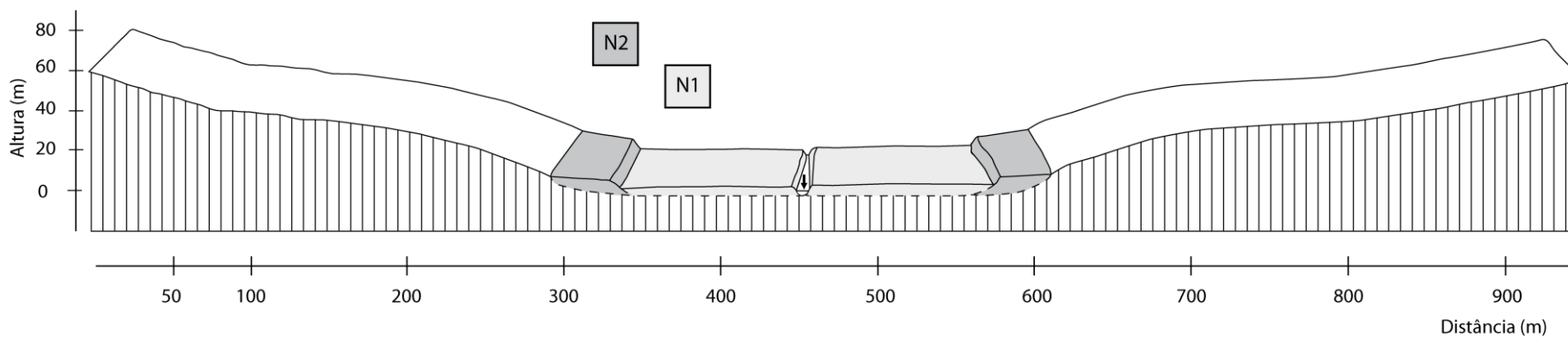


Figura 89: Perfil transversal síntese do Trecho C do Rio Pomba.

N2

O N2 nesse trecho do vale não se diferencia do observado no Trecho B, não ocorrendo em perfil e, portanto, não possibilitando a identificação da base e fácies basal dos depósitos. O topo do patamar dista, em média, cerca de 7 m da lâmina d'água.

N1

As características da planície se mantêm, ocorrendo apenas uma diminuição de sua extensão lateral.

Trecho D do Rio Pomba

O Trecho D tem início na confluência do Rio Paraopeba com o Rio Pomba. Nesse trecho, o vale do Rio Pomba drena rochas do Complexo Juiz de Fora e da Megassequência Andrelândia, e atravessa estruturas que, a princípio, não exercem controle sobre a direção de sua drenagem. Geomorfologicamente, o Trecho D corresponde à passagem do Rio Pomba pela Serra da Boa Vista, denominada “Horst da Serra da Boa Vista” em mapeamento geológico (NOCE *et al.*, 2003). É nessa porção do vale que ocorre a confluência do Rio Xopotó.

O canal apresenta sequência de poços e corredeiras muito mais frequentes, com formação de ilhas e afloramento do substrato rochoso na calha. A topografia dessa área é mais acidentada: as vertentes são mais íngremes e o desnível topo-talvegue é maior (Figura 90). O fundo de vale torna-se mais estreito nesse trecho, com planície (N1) menos ampla e sem ocorrência de terraços ou níveis deposicionais descaracterizados (Figura 91). As características da planície não diferem daquelas observadas no Trecho C.



Figura 90: Vale do Rio Pomba no Trecho D. Observar a maior declividade das vertentes quando comparada à dos trechos C e E, nos quais o relevo é mais suavizado.

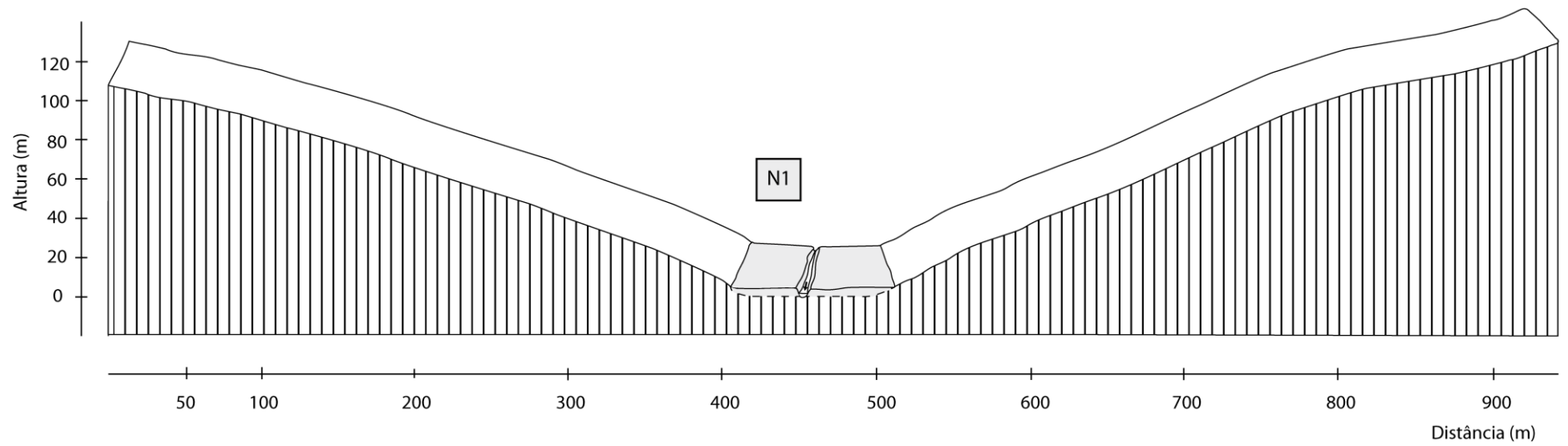


Figura 91: Perfil transversal síntese do Trecho D do Rio Pomba.

Trecho E do Rio Pomba

Nesse trecho, o vale do Rio Pomba volta a apresentar topografia suave, com morros baixos e vertentes longas. O fundo de vale torna a ser aberto, com planície ampla e patamar do N2 amplo e espesso, embora pouco recorrente. No Trecho E, o canal drena rochas da Megassequência Andrelândia (Figura 92).

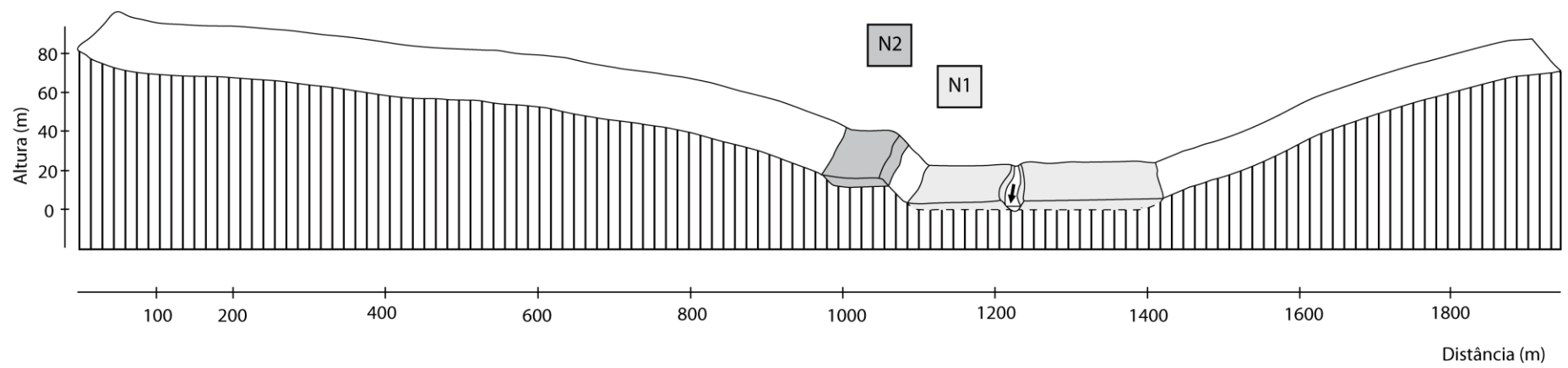


Figura 92: Perfil transversal síntese do Trecho E do Rio Pomba.

N2

Os depósitos do N2 ocorrem com pouca frequência em ambas as margens nesse trecho do vale. Sua base dista cerca de 10 m da lâmina d'água, sendo identificada apenas em um perfil (normalmente, o N2 corresponde a um patamar recoberto por vegetação, horizontalmente distante do canal). A fácies basal da sequência deposicional, assentada sobre elúvio, é composta por seixos de quartzo arredondados a angulosos, cujos comprimentos variam entre 5 e 15 cm. Essa fácies tem aproximadamente 30 cm de espessura. Em transição abrupta com essa fácies basal, ocorre fácies de cerca de 40 cm de espessura composta por pequenos seixos arredondados e bem selecionados de quartzo, cujos comprimentos médios são de 1 cm. A fácies superior, de sedimentos argilosos amarelo-avermelhados, é maciça e tem em média 3 m de espessura (Figura. 93).

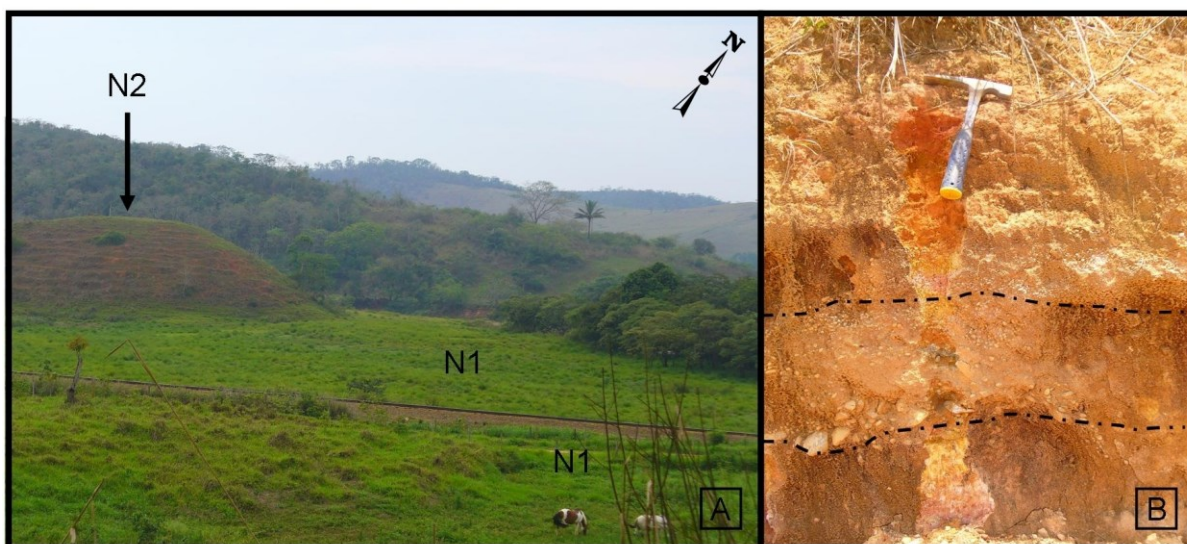


Figura 93: N2 do Trecho E do Rio Pomba. Em A, depósito recoberto por vegetação. Em B, sequência deposicional com fácies basal de seixos limitada pelas linhas tracejadas.

N1

A planície apresenta espessura variável nesse trecho do vale: ora o canal apresenta-se encaixado na planície, que alcança até os 3 m de espessura, ora não há desnível entre a lâmina d'água e o topo da planície (Figura 94).

Nos trechos nos quais ocorre encaixamento do canal, a planície é composta por sedimentos arenosos, muitas vezes maciços.



Figura 94: N1 pouco espesso no Trecho E do Rio Pomba. Vale amplo, com morros baixos e vertentes suaves.

5.2 Canais fluviais atuais: morfologia e aspectos deposicionais de leito.

Os cursos d'água estudados apresentam, predominantemente, padrão meandrante. Por vezes, trechos dos vales possuem controle estrutural e, nestes, o canal torna-se retilíneo, inclusive com alternância de poços e corredeiras. Controle estrutural sobre o padrão de drenagem acontece, por exemplo, no Trecho A do Rio Pomba e Trecho B do Rio dos Bagres.

Sequências de corredeiras ocorrem, entretanto, não apenas em função de controle estrutural, mas também nas porções dos cursos d'água de elevado gradiente, associadas à escarpa da Serra da Mantiqueira, que individualizam os Trechos A e B do Ribeirão Espírito Santo, Rio São Manuel e Rio dos Bagres; ou concentradas nos trechos D dos rios Xopotó e Pomba. A localização de trechos de corredeira nos vales estudados é apresentada na Figura 95. Foram considerados ambientes de corredeira aqueles de relativa alta energia e caráter erosivo, gerados em calhas rochosas, ou, algumas vezes, em calhas detríticas (seixos e matacões).

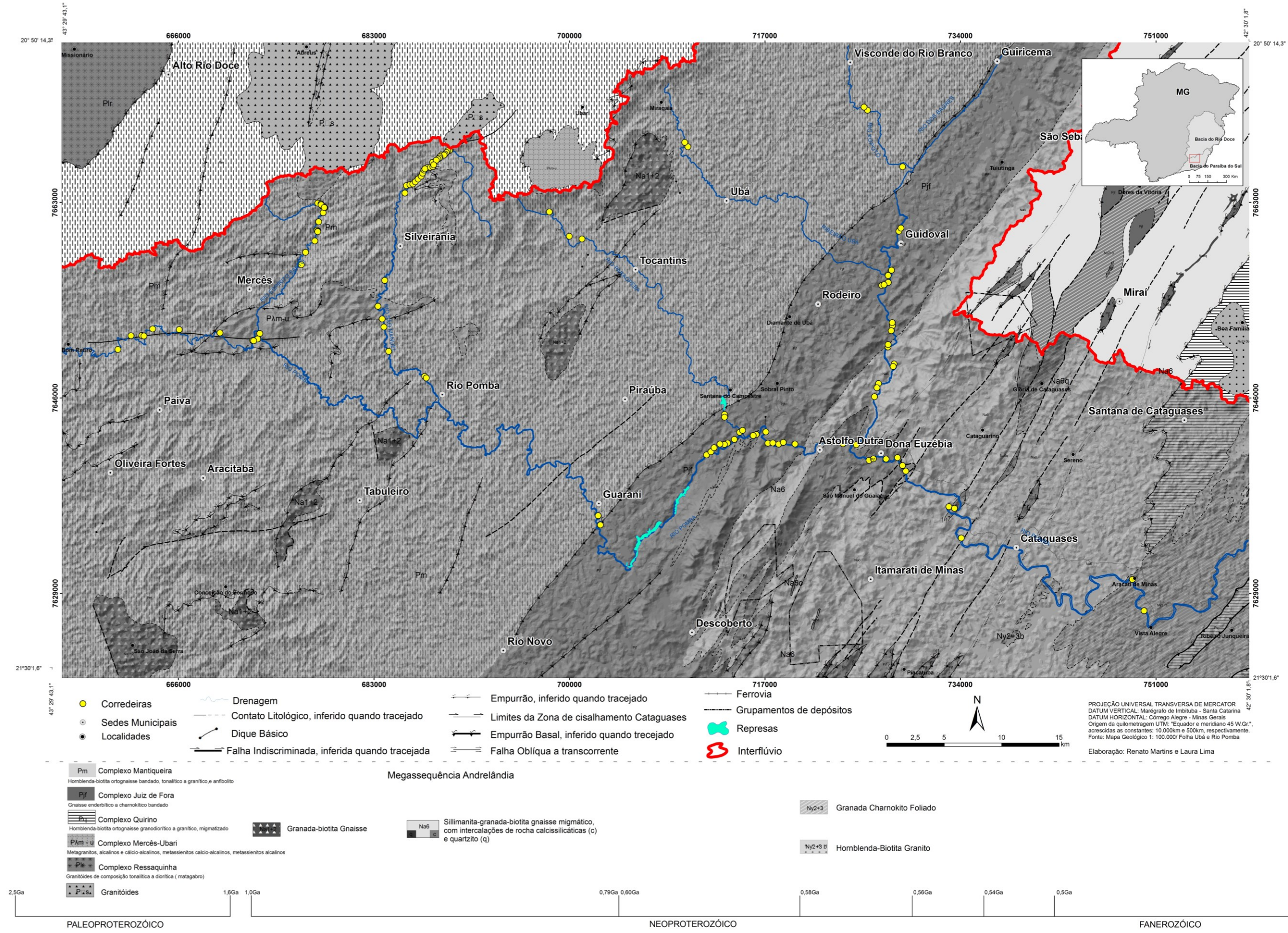


Figura 95: Localização dos trechos de corredeira.

É importante ressaltar que, no caso do Rio São Manuel e Rio dos Bagres, o trecho de elevado gradiente no qual o curso d'água drena a escarpa da serra apresenta controle estrutural. Já no Ribeirão Espírito Santo, não é identificado controle estrutural em nenhuma porção do vale e o trecho de elevado gradiente se associa somente ao processo de captura fluvial, conforme será discutido no capítulo seguinte.

Nos trechos D dos rios Xopotó e Pomba ocorrem corredeiras em diferentes litologias, não associadas àquelas mais resistentes, o que denotaria um controle litológico. A maior parte das corredeiras não está associada às estruturas mapeadas e se dispõem, inclusive, em trechos das calhas tanto paralelos (Rio Pomba à montante de Astolfo Dutra) como perpendiculares (Rio Pomba à jusante de Astolfo Dutra) e oblíquos (Trecho D do Rio Xopotó) à direção principal das estruturas (NE-SW). O represamento do Rio Pomba em seu Trecho C, entre Guarani e Astolfo Dutra, provavelmente recobre trechos de corredeira, uma vez que o gradiente do curso d'água é elevado nessa porção do canal (Figura 77). No restante da área, as corredeiras são raras, sobretudo nos trechos B do Rio Paraopeba, Ribeirão Ubá e Rio Xopotó.

Em função de interferências antrópicas, o Ribeirão Ubá apresenta, em todo o Trecho A, fluxo rápido. Segundo depoimentos de moradores da zona rural do município homônimo, houve alteração na velocidade do fluxo nesse trecho após a canalização do curso d'água no centro da cidade. Os moradores relatam a diminuição da profundidade do canal e a homogeneização da velocidade do fluxo. Segundo um dos relatos, há cerca de 50 anos, afogamentos no Trecho A do Ribeirão Ubá eram frequentes. Atualmente, a profundidade do curso d'água não excede 1 m em períodos de vazão normal.

Os segmentos meandantes da rede de drenagem são caracterizados, sobretudo nos trechos A dos canais estudados, pela deposição de areia e seixos em barras de pontal. Sobretudo no Rio São Manuel e Ribeirão Ubá, essas feições, bem como as barras de canal, são frequentes e bem desenvolvidas, indicando um intenso fornecimento de areia e seixos para esses cursos d'água. As feições deposicionais de calha desses dois cursos d'água serão descritas com maior detalhe, uma vez que a dinâmica deposicional de ambos apresenta diferenças com relação aos demais canais estudados.

Em diversos setores do Trecho A do Ribeirão Ubá ocorrem barras arenosas (sobretudo de pontal) e barras de seixos (Figura 96). No alto curso, as barras são compostas por seixos de 10 a 30 cm (os maiores) e de 3 a 5 cm (os menores), de quartzo (predominantemente), gnaisse, granito e rochas ígneas máficas, subarredondados a subangulosos. Os clastos de gnaisse,

sobretudo os matacões, apresentam-se bem arredondados e bastante intemperizados (friáveis, por vezes). Cabe ressaltar que esse clastos não são originados somente do desmanche de níveis fluviais antigos, uma vez que estes apresentam clastos unicamente de quartzo. Os seixos e matacões de granito, gnaiss e rochas ígneas máficas refletem a dinâmica atual do ribeirão. Na porção de jusante do Trecho A, os seixos tornam-se unicamente de quartzo, melhor selecionados, com comprimentos inferiores aos identificados à montante. No Trecho B, não foram identificadas barras arenosas e de seixos.

No Trecho A, o Ribeirão Ubá apresenta predominantemente calha aluvial, composta por 1 m ou mais de material arenoso, sendo pontuais os trechos nos quais o canal drena o substrato rochoso. Já no Trecho B, afloramentos rochosos às margens do canal tornam-se mais comuns.



Figura 96: Feições de leito do Trecho A do Ribeirão Ubá. Em A, barra arenosa de pontal. Em B, barra arenosa com estratificação planar e fácies de grânulos e pequenos seixos. Em C, barra de canal. Em D, barra de seixos, com ocorrência de clastos de quartzo, gnaiss e granito.

No Trecho B do Rio São Manuel, poucos episódios de inundação depositam barras arenosas de mais de 1 m de espessura. Nestas, observa-se estratificações e discordâncias erosivas

(Figura 97). A ocorrência de seixos de comprimentos superiores a 5 cm em meio às fácies arenosas denotam alta competência do canal.

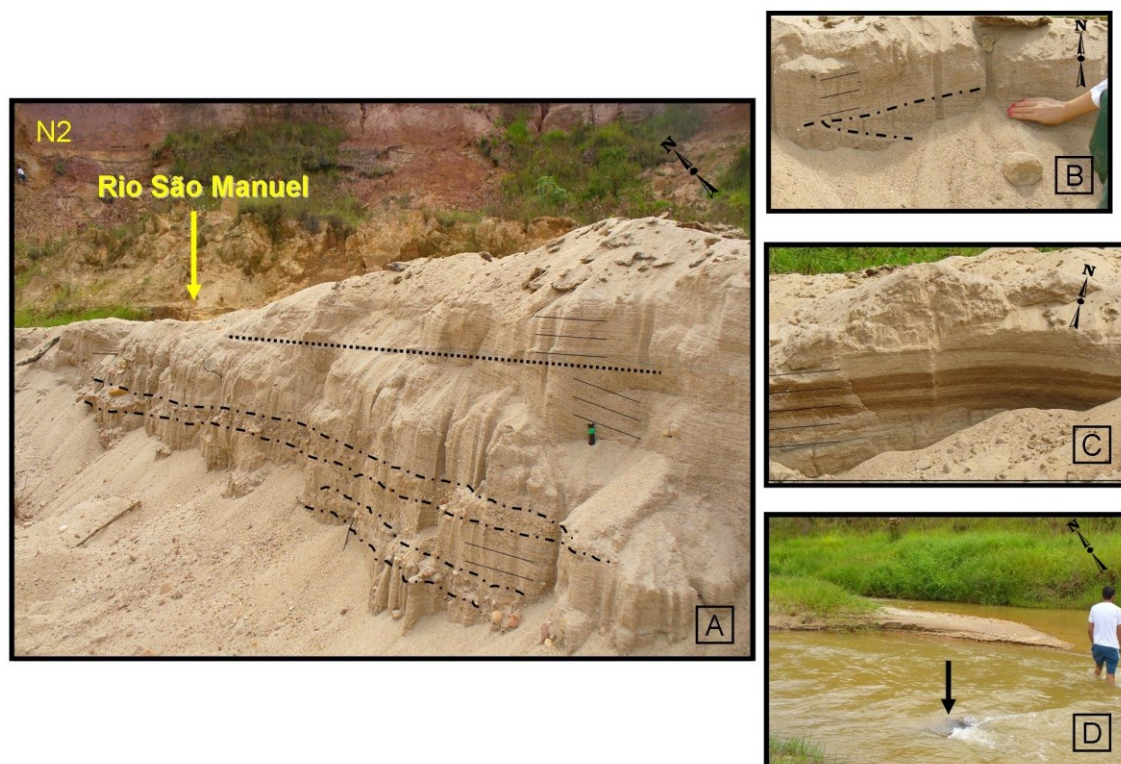


Figura 97: Feições de leito do Rio São Manuel. Em A, barra arenosa estratificada (estratificações planares de areia e seixos) e discordância erosiva. Em B, destaque estratificações cruzadas. Em C, estratificações planares. Em D, barra de canal à montante de pequena corredeira sobre rocha.

Os rios dos Bagres e Paraopeba apresentam barras arenosas, de pontal e de seixos menos expressivas e concentradas, sobretudo, próximas ao sopé da Serra da Mantiqueira. Nos rios Xopotó e Pomba, embora haja barras arenosas ao longo dos trechos A, B e C e elas sejam, por vezes, espessas, essa feição não é recorrente ao longo do canal como acontece no Rio São Manuel e no Ribeirão Ubá.

Os trechos A do Ribeirão Espírito Santo, Rio São Manuel e Rio dos Bagres apresentam interferências antrópicas em suas calhas. Por isso, não foram identificadas feições deposicionais de leito nesses trechos.

5.3 Datações dos depósitos aluviais: resultados e análise crítica

A escolha dos vales que teriam seus depósitos fluviais datados, bem como a de quais níveis seriam amostrados, levou em consideração a contribuição que o conhecimento da idade de determinado nível deposicional traria para compreensão da evolução do modelado de toda a área de estudo. Dessa maneira, questões de importância local, para a compreensão de um só vale, foram deixadas em segundo plano, para que questões regionais fossem priorizadas.

Um vale pertencente a cada setor da área de estudo foi escolhido para a coleta de amostras para a datação. Os vales cuja morfologia indica possível ocorrência de captura fluvial foram escolhidos em detrimento de seus análogos, uma vez que processos de captura alteram expressivamente as características morfológicas das vertentes e que, tratando-se de uma área de interflúvio entre duas grandes bacias hidrográficas brasileiras (Rio Doce e Rio Paraíba do Sul), tais processos podem ser frequentes e relevantes para a compreensão da evolução do relevo regional (CHEREM, 2009; RAPOSO e SALGADO, 2010; CHEREM *et al.*, 2012). Portanto, o vale do Rio São Manuel foi escolhido em detrimento do vale do Ribeirão Espírito Santo, e o vale do Rio dos Bagres, em detrimento do vale do Rio Xopotó. Para a escolha entre os canais pertencentes à porção central da área de estudo, cujos altos cursos drenam o Planalto de Campos das Vertentes e baixos cursos drenam a Depressão do Rio Pomba, considerou-se mais relevante o vale no qual ocorreu maior alteração de capacidade e competência do canal entre períodos deposicionais consecutivos. Por esse motivo, o Ribeirão Ubá foi escolhido para a datação de seus depósitos, em detrimento do Rio Paraopeba, já que a morfologia de ambos os vales não apresentam indícios da ocorrência recente de capturas fluviais.

Já a escolha dos perfis a serem datados foi baseada nos seguintes critérios: representatividade do perfil em relação aos demais do mesmo nível deposicional; e características dos depósitos, buscando-se sempre o perfil onde ficasse facilitada a coleta e houvesse maior probabilidade de que a LOE fornecesse a idade da deposição fluvial (sem que fosse influenciada por eventos posteriores, como possíveis coluvionamentos). Os pontos nos quais foram coletadas as amostras são apresentados na Figura 98 e as idades obtidas são apresentadas na Tabela 1.

Algumas amostras foram coletadas em áreas de cabeceiras de cursos d'água na bacia do Rio Doce, visando corroborar e balizar o tempo máximo para a ocorrência de supostos processos de captura fluvial nos vales dos rios São Manuel e dos Bagres. Uma vez que foram coletadas duas amostras de depósitos de planícies de inundação nos trechos B do Rio São Manuel e Rio

dos Bagres, essas amostras foram denominadas conforme sua localização, uma em relação à outra, como “planície de montante” ou “planície de jusante”.

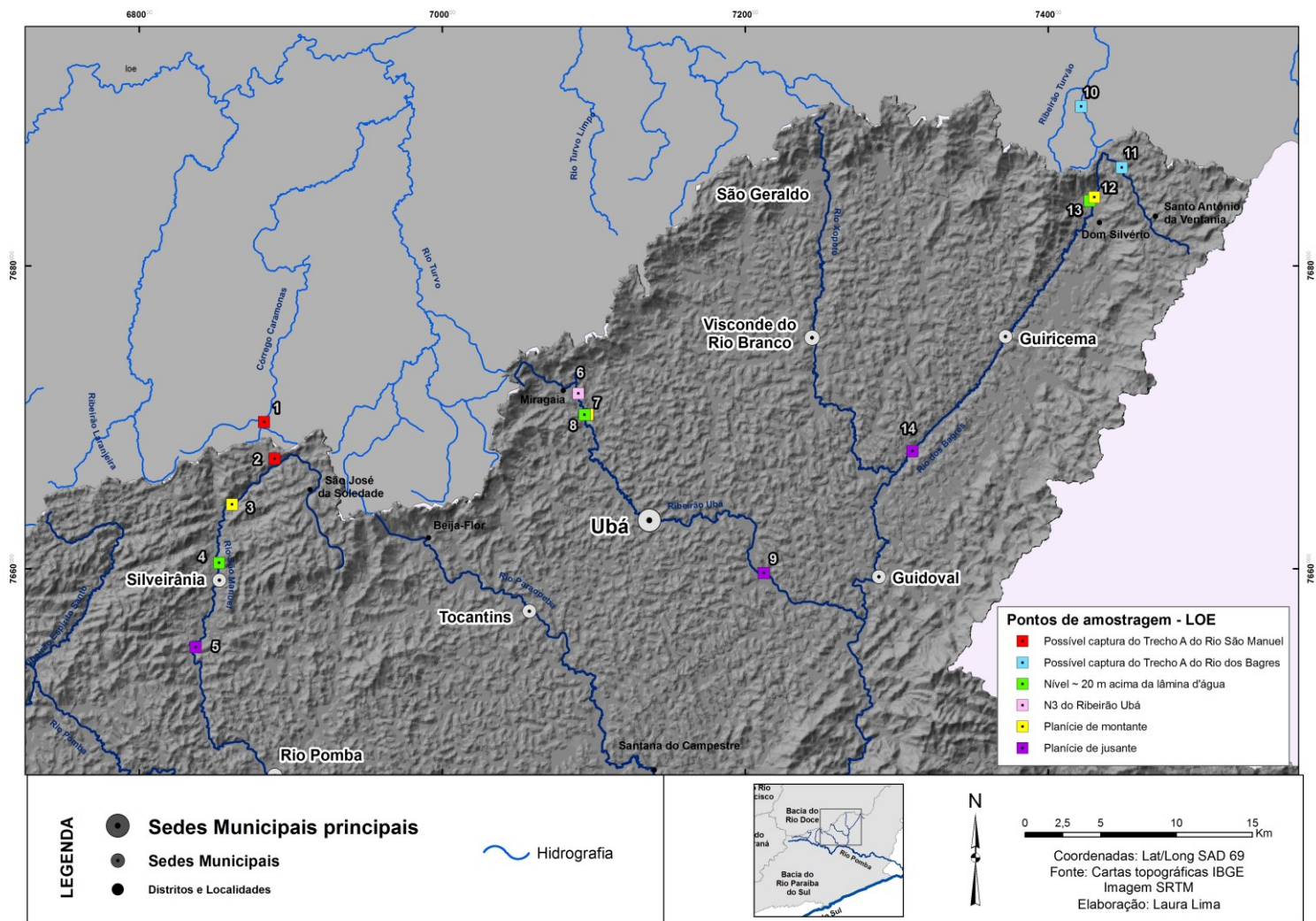


Figura 98: Localização dos perfis coletados para datação via LOE.

Tabela 1: Nível deposicional, concentrações de Th (Tório), U (Urânio) e K (Potássio), dose anual, dose acumulada, idade e desnível do ponto de coleta para a lâmina d'água.

Amostra	Depósito	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose Anual (μGy/ano)	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)	Desnível do ponto de coleta para o rio atual (m)	Desnível da base do nível para o rio atual (m)
1	Córrego Caramonas (Paleocontinuação do Trecho A do Rio São Manuel).	13,464 \pm 0,485	5,611 \pm 0,112	0,570 \pm 0,083	3.200 \pm 150	88,5	27.000 \pm 2.500	~11	~11
2	Afluente do Trecho A do Rio São Manuel (Paleo- continuação do Trecho A do Rio São Manuel).	20,742 \pm 0,747	5,611 \pm 0,518	0,086 \pm 0,012	3.300 \pm 200	36,4	10.800 \pm 1.200	~10	~10
3	Planície de montante (N1) do Trecho B do Rio São Manuel.	13,317 \pm 0,479	4,202 \pm 0,087	1,400 \pm 0,203	3.750 \pm 200	61,0	16.000 \pm 1.500	2,5	1,5
4	N4 do Trecho B do Rio São Manuel.	10,715 \pm 0,386	3,356 \pm 0,642	0,405 \pm 0,059	2.300 \pm 250	37,5	16.000 \pm 2.000	~20	~20
5	Planície de jusante (N1)	14,144 \pm 0,509	5,193 \pm	0,067 \pm	2.700 \pm 270	13,3	4.900 \pm 550	1,2	nenhum

	do Trecho B do Rio São Manuel.		0,869	0,010					
6	N3 do Ribeirão Ubá.	8,334 ± 0,300	2,581 ± 0,151	0 ± 0	1.550 ± 60	18,3	11.800 ± 1.000	5	4
7	Planície de montante (N2) do Ribeirão Ubá.	9,341 ± 0,336	2,936 ± 0,671	0,444 ± 0,064	2.200 ± 250	3,3	1.500 ± 250	0,7	nenhum
8	N4 do Ribeirão Ubá.	20,030 ± 0,721	6,835 ± 2,077	0,019 ± 0,003	3.500 ± 250	48,8	13.800 ± 1.600	~20	~20
9	Planície de jusante (N2) do Ribeirão Ubá.	14,716 ± 0,530	3,157 ± 1,054	0,236 ± 0,034	2.400 ± 300	15,0	6.000 ± 750	1	1
10	N2 do Córrego da Taboa (Paleocontinuação do Trecho A do Rio dos Bagres).	7,412 ± 0,267	1,374 ± 0,065	0,067 ± 0,010	1.230 ± 50	11,0	9.000 ± 800	1	nenhum
11	N2 do Trecho A do Rio dos Bagres.	10,359 ± 0,373	3,223 ±	0,719 ±	2.600 ± 300	7,3	2.800 ± 400	1,2	nenhum

			0,741	0,104					
12	Planície de montante (N1) do Trecho B do Rio dos Bagres.	16,375 ± 0,589	8,288 ± 1,304	0,444 ± 0,064	4.000 ± 450	6,8	1.700 ± 200	0,8	0,5
13	N4 do Trecho B do Rio dos Bagres.	8,827 ± 0,318	2,235 ± 0,676	0,576 ± 0,083	2.100 ± 250	6,0	2.800 ± 400	~20	~20
14	Planície de jusante (N1) do Trecho B do Rio dos Bagres.	6,328 ± 0,228	2,093 ± 0,925	0,148 ± 0,021	1.400 ± 100	4,3	3.000 ± 500	0,7	nenhum

Em uma análise preliminar das idades obtidas, os resultados referentes à planície de montante do Trecho B do Rio São Manuel (amostra 3) e ao N4 do Trecho B do Rio dos Bagres (amostra 13) chamam a atenção por diferenciarem-se muito das idades obtidas para depósitos análogos nos outros vales.

No caso da amostra 3, sua idade está, aparentemente, superestimada, em comparação com as idades obtidas para as amostras 7 e 12 (planícies de montante do Ribeirão Ubá e do Rio dos Bagres, respectivamente). Idades superestimadas podem decorrer do fato de os sedimentos não terem sido expostos suficientemente à luz solar no período anterior à sua deposição. Sallun e Suguio (2007) observaram superestimação das idades em sedimentos do Alogruppo Alto Rio Paraná datados por LOE. Esses autores atribuem a superestimação da idade da amostra à alta concentração de finos em suspensão no curso d'água responsável pelo transporte dos sedimentos datados. No caso da amostra 3, entretanto, o depósito, predominantemente arenoso, não parece corresponder a um curso d'água de elevada turbidez. A proximidade da escarpa pode ter favorecido um curto transporte fluvial dos sedimentos na fração areia, o que levaria ao zeramento parcial do sinal luminescente previamente adquirido pelos grãos de quartzo.

No caso da amostra 13, sua idade está, aparentemente, subestimada, em comparação às obtidas para as amostras 4 e 8 (N4 do Rio São Manuel e do Ribeirão Ubá, respectivamente), o que pode ter sido ocasionado pelo retrabalho dos sedimentos já em contexto de vertente (processos pedogenéticos ou de coluvionamento).

Há, entretanto, bastante sincronia entre as idades obtidas para as demais planícies de montante, para as planícies de jusante e para os demais níveis distantes verticalmente cerca de 20 m da lâmina d'água. Isso possibilitaria, a princípio, tomar-se qualquer dessas idades por coerentes, uma vez que as evidências de campo e a congruência regional entre os resultados são os melhores balizadores para um parecer crítico a respeito dos dados laboratoriais. Entretanto, se as planícies, sobretudo as de jusante, foram datadas corretamente, assumir como corretas as idades de quaisquer dos níveis 20 m distantes da lâmina d'água implica em aceitar taxas de encaixamento extremamente altas desde o período de deposição desses níveis mais velhos até o momento inicial de deposição das planícies. Para o Rio São Manuel, a taxa de encaixamento posterior à deposição do N4 seria de $1,11 \text{ mm a}^{-1}$ – ou 20 m em 18.000 anos (já que 18.000 anos é a idade máxima do N4 do Trecho B do Rio São Manuel, considerando-se a margem de erro apresentada). Para o Ribeirão Ubá, a taxa de encaixamento seria de 1,29

mm a⁻¹ – ou 20 m em 15.400 anos (já que 15.400 anos é a idade máxima do N4 do Trecho A do Ribeirão Ubá, considerando-se a margem de erro apresentada). Em regiões andinas, (bacia do alto Rio Beni), foram encontradas taxas de encaixamento próximas, e, inclusive, menores que estas, a saber, variando entre 0,04 e 1,35 mm a⁻¹, com valores médios e modais de 0,42 ± 0,29 e 0,2-04 mm a⁻¹, respectivamente (SAFRAN *et al.*, 2005). Obviamente, não é esperado, para a área de estudo, um comportamento semelhante ao de regiões orogênicas.

As idades obtidas por LOE podem ser influenciadas por interferências posteriores nos depósitos, como coluvionamentos ou pedogênese, que levariam à subestimação da idade da deposição aluvial. Por isso, depósitos mais recentes são menos sujeitos a erros, uma vez que se apresentam frequentemente mais bem preservados que aqueles encontrados em um contexto de encosta. Os depósitos de planície que foram datados apresentavam fácies arenosa bastante propícia para a aplicação do método (ricos em cristais de quartzo na fração areia, com estratificações planares preservadas e sem indício de remobilização pós-deposicional). Por outro lado, as chances de comprometimento da datação via LOE de níveis fluviais abandonados na área de estudo são aumentadas, por tratar-se de uma região de clima úmido e bastante propensa a processos de coluvionamento.

Os resultados motivaram o questionamento ao laboratório responsável pelas datações sobre a possibilidade de subestimação da idade das amostras 4 e 8, referentes ao N4 do Rio São Manuel e ao N4 do Ribeirão Ubá, ou de superestimação da idade da amostra 5, referente à planície de jusante do Rio São Manuel, e da amostra 7, referente à planície de montante do Ribeirão Ubá. Como resposta, o laboratório confirmou a maior possibilidade de subestimação das primeiras e a maior confiabilidade das últimas. Também informou que as amostras 4 e 8 teriam sofrido subestimação das idades devido ao alto valor de dose anual do solo, ao passo que os resultados das amostras 5 e 7 estão bastante coerentes, pois as curvas de LOE estão bastante reprodutivas e os valores de dose anual de ambas são semelhantes.

Por todos esses fatores e diante da aparente impossibilidade de assumir, ao mesmo tempo, tanto as idades das planícies como a dos níveis mais antigos datados como corretas, as idades apresentadas para as planícies (sejam elas de montante ou de jusante, salvo a exceção já citada da planície de montante do Trecho B do Rio São Manuel) foram consideradas confiáveis. Já as idades apresentadas para os níveis localizados 20 m acima da lâmina d'água foram consideradas incorretas.

Quatro amostras foram coletadas visando-se corroborar a ocorrência de capturas fluviais nos vales dos rios São Manuel e dos Bagres, a saber, amostras 1, 2, 10 e 11, respectivamente. Índícios observados nesses vales sugerem a ocorrência de capturas fluviais dos Trechos A dos mesmos e serão descritos e interpretados no capítulo seguinte. Foram datados depósitos fluviais, a princípio, relativos a um mesmo evento deposicional, um deles situado no trecho capturado (amostras 2 e 11) e outro situado no canal fluvial com o qual o trecho capturado estaria conectado até a ocorrência da captura (amostras 1 e 10).

Os resultados obtidos, entretanto, não estiveram de acordo com os esperados, uma vez que os pares de amostras supostamente correspondentes a um mesmo nível deposicional, cuja gênese seria anterior à ocorrência da captura, obtiveram idades bastante diferentes. Quando questionado sobre esses resultados, o laboratório informou que, com relação ao Rio dos Bagres, as amostras 10 e 11 apresentaram valores de dose anual muito diferentes, o que pode prejudicar a coerência dos resultados. Os valores de dose anual foram recalculados pelo laboratório, e os resultados de dose anual, dose acumulada e idade foram mantidos para a amostra 11. Já para a amostra 10, o laboratório obteve novos valores de dose anual, a saber, $3.580 \pm 190 \mu\text{Gy/ano}$. O valor de dose acumulada se manteve, e a nova idade obtida foi de 3.100 ± 300 anos. A partir desses novos dados, é possível afirmar que a datação das amostras 10 e 11 corroboraram a ocorrência de captura fluvial do Trecho A do Rio dos Bagres, já que, segundo as margens de erro, ambos os depósitos podem ter entre 3.100 e 3.200 anos.

Já em relação às amostras 1 e 2, referentes à captura do Trecho A do Rio São Manuel, o laboratório argumentou que as doses anuais são próximas e questionou a possibilidade de retrabalhamento do solo. Em campo, entretanto, não é observada diferença entre o grau de pedogênese dos perfis nos quais as amostras foram coletadas. Embora a datação destas amostras pudesse servir como um argumento a mais para garantir a ocorrência da captura fluvial do Trecho A do Rio São Manuel e para balizar o momento de sua ocorrência, os indícios de campo são suficientes para confirmar a ocorrência dessa captura, seja pela organização da drenagem, tipologia, estratigrafia ou contexto no vale dos depósitos datados. A LOE pode apresentar problemas, sobretudo quando se trata da datação de depósitos fluviais já incorporados ao contexto de vertente, e não se deve, apenas com base em seus resultados, refutar hipóteses levantadas em campo para as quais há fortes indícios geomorfológicos.

6. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

6.1 Interpretação da dinâmica evolutiva dos vales

Nos trechos dos vales situados à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira, as tipologias dos níveis deposicionais, as características dos depósitos e a distribuição espacial dos mesmos permitem correlações entre os níveis identificados nos diferentes vales, não obstante estes possam ter recebidos nomes diferentes devido a especificidades locais. Embora alguns vales apresentem níveis deposicionais não identificados nos demais (como o Ribeirão Ubá, no qual a formação do N1 é bastante recente e associada a interferências antrópicas no canal), em geral os vales apresentam um nível de planície, um nível de terraço e um nível deposicional descaracterizado, cuja base encontra-se entre 10 e 20 m acima da lâmina d'água (essa altura aumenta em direção ao baixo curso). Nos vales pertencentes à porção central e nordeste da área de estudo ocorre, ainda, um nível deposicional mais antigo, completamente erodido nos médios e baixos cursos (Figura 99).

Já nos trechos dos vales localizados à montante da escarpa, a evolução fluvial ocorre de maneira distinta em cada vale, uma vez que varia em função da do tempo decorrido desde a ocorrência da captura fluvial, da efetividade de atuação da escarpa como soleira para as porções à montante, e de fatores locais, como o uso do solo e a construção de barramentos antrópicos para represamento do curso d'água.

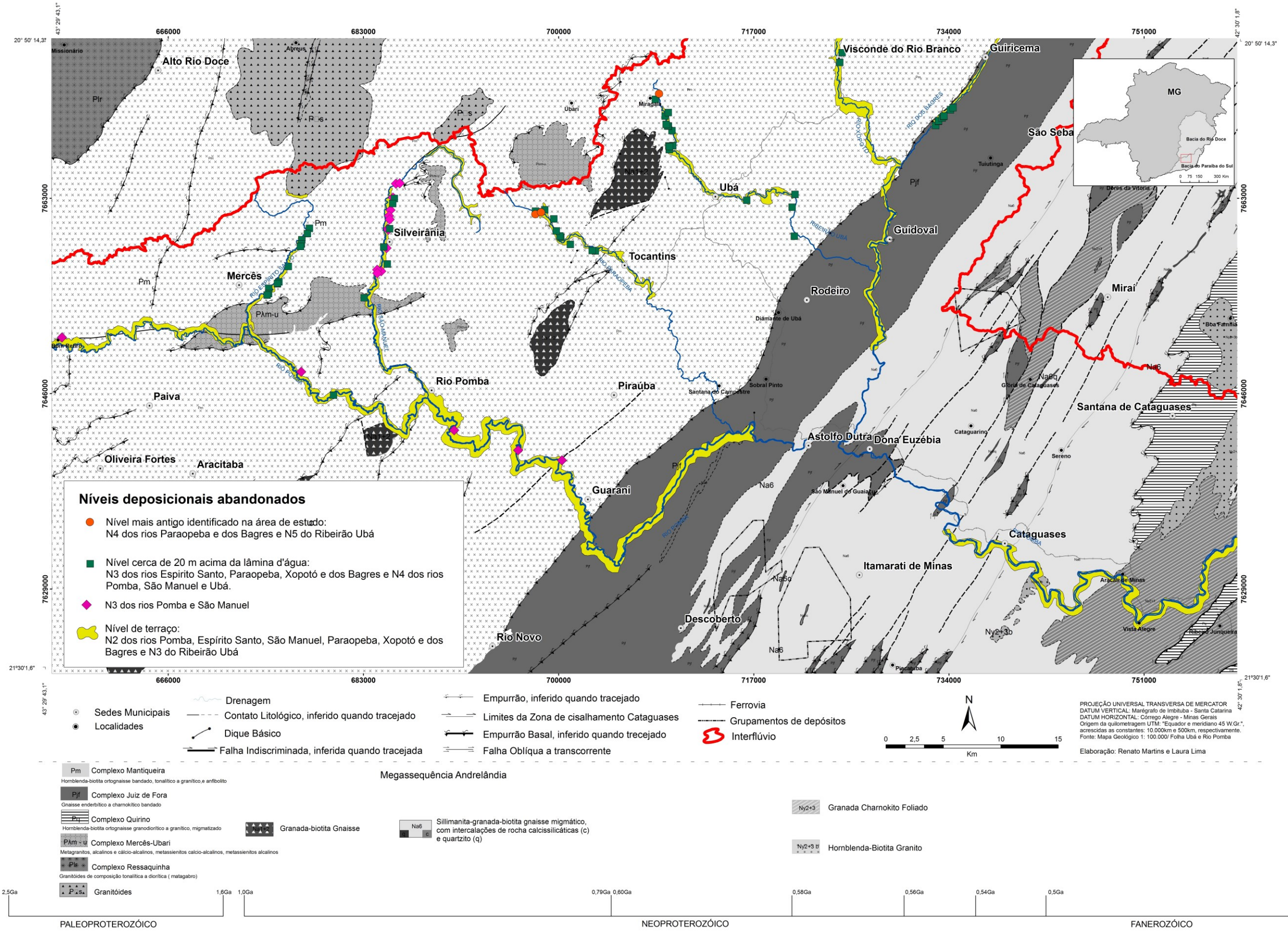


Figura 99: Ocorrência dos níveis deposicionais abandonados à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira.

Na porção oeste da área de estudo, inserida no Planalto de Campos das Vertentes, o Ribeirão Espírito Santo e o Rio São Manuel apresentam, em seus alto/médio cursos, trechos encachoeirados que estabelecem importantes níveis de base locais, capazes de discriminar trechos de evolução fluvial independentes nos canais. A evolução dos Trechos A de ambos os vales parece ser influenciada por processos de captura fluvial, havendo o desvio natural das águas de uma bacia para outra e promovendo a expansão da drenagem captora em detrimento da drenagem capturada. Segundo Bishop (1995), alterações bruscas na direção do canal (*elbow of capture*, ou cotovelos), com ocorrência de trecho de elevado gradiente à jusante do ponto de inflexão do curso d'água, vales secos e interflúvios rebaixados são elementos tipicamente associados aos processos de captura fluvial. Lisboa e Castro (1998), Silva *et al.* (2006), Santos e Oliveira (2008), Oliveira (2010) e Cherem *et al.* (2012) identificaram capturas fluviais em diferentes contextos geomorfológicos do sul e sudeste brasileiros a partir da observação destes elementos geomorfológicos. Embora os indícios sejam mais facilmente identificados no vale do Rio São Manuel, a alta bacia do Ribeirão Espírito Santo fornece, igualmente, evidências da ocorrência de capturas de cursos d'água originalmente pertencentes à bacia do Rio Doce por recuo das cabeceiras dos afluentes do Rio Pomba. Afluentes do alto curso do Ribeirão Espírito Santo apresentam drenagem de mesma direção e sentido oposto à do Trecho B do ribeirão. O trecho encachoeirado do Ribeirão Espírito Santo pode corresponder, de modo análogo ao que ocorre no Rio São Manuel, ao ponto de captura fluvial de canais que, anteriormente, pertenciam à bacia do Rio Doce.

No caso do Ribeirão Espírito Santo, entretanto, não é possível observar um rebaixamento do interflúvio que divide sua bacia da bacia dos afluentes do Rio Doce. A ausência de um vale seco bem preservado sugere um encaixamento significativo da drenagem posterior à captura. Considerando a semelhança entre as litologias drenadas pelos trechos A do Ribeirão Espírito Santo e do Rio São Manuel, o maior encaixamento da drenagem do Trecho A do primeiro indica que o Ribeirão Espírito Santo capturou afluentes do Rio Doce há mais tempo que o Rio São Manuel. A drenagem capturada por este rio ainda está respondendo à alteração do nível de base ocasionada pela captura.

Os níveis deposicionais identificados nos trechos A de ambos os vales não podem, portanto, ser relacionados àqueles identificados nos trechos B. No caso do Ribeirão Espírito Santo, a correlação não é possível porque o trecho de elevado gradiente individualiza a dinâmica dos trechos. Já no Rio São Manuel, além do trecho encachoeirado, é necessário observar que o

nível deposicional mais antigo do trecho A do Rio São Manuel pode ter sido formado enquanto este ainda pertencia à bacia do Rio Doce.

No Trecho A do Ribeirão Espírito Santo, o nível deposicional mais antigo identificado está aproximadamente 11 m acima da lâmina d'água. É possível que depósitos aluviais anteriores à captura fluvial do Trecho A tenham sido erodidos. O encaixamento entre o N3 e o N2 responde a uma fase de aumento de energia da drenagem que possibilitou a incisão do canal, possivelmente associada ao ajuste do curso d'água ao rebaixamento do nível de base. Após esse período, o perfil longitudinal do córrego alcançou certa estabilidade, e houve período deposicional durante o qual foi formado o N2.

A espessura da fácies basal de seixos dos depósitos do N2, bastante superior à dos depósitos do N3, pode indicar um período deposicional mais longo, com características de agradação na calha e elevado fornecimento de seixos pelas vertentes. Cabe ressaltar que, ainda que tenham ocorrido significativas alterações no perfil longitudinal do curso d'água entre ambos os períodos deposicionais (e que, possivelmente, eles foram gerados sob diferentes condições climáticas), em ambos os períodos o curso d'água apresentava competência semelhante, conforme se infere pela ocorrência de clastos de 20 cm de comprimento ou maiores em ambos os níveis deposicionais. Clastos de litologias pouco resistentes ao transporte fluvial são encontrados tanto em depósitos do N3 quanto do N2, o que não foge ao esperado, uma vez que se trata do alto curso do ribeirão.

Desde o início do período deposicional durante o qual o N2 foi formado, o Trecho A do Ribeirão Espírito Santo não esteve submetido a novo período de encaixamento da drenagem: o embutimento da planície pode ter ocorrido devido a uma eficiência do trecho encachoeirado do ribeirão em funcionar como soleira, associada a alterações na vazão do canal, que tornou-se incapaz de recobrir o N2.

Alterações recentes da vazão dos canais na Zona da Mata mineira podem ter causas antrópicas, uma vez que a região é ocupada há séculos. Além das crescentes demandas hídricas que se refletem em captações diretas nos canais, a região teve sua cobertura vegetal bastante alterada pela ocupação humana, e a substituição de floresta estacional semidecidual por pastagens pode ocasionar, inclusive, alterações da dinâmica hídrica subsuperficial, com consequente diminuição do número de nascentes ou comprometimento dos seus fluxos.

O Trecho B do Ribeirão Espírito Santo apresenta encaixamento posterior à deposição do N3 progressivamente maior em direção ao baixo curso, o que indica uma evolução do vale

predominantemente a partir de erosão remontante no período subsequente à deposição desse nível. Observa-se, entretanto, que a base do N2 encontra-se cerca de 2 m acima da lâmina d'água em todo o Trecho B do vale.

A regularidade do encaixamento posterior à deposição do N2 pode ter sido ocasionada por uma regularização do perfil longitudinal do canal durante a fase erosiva que escalonou o N2 em relação ao N3. Graças a essa regularização, o pulso de encaixamento posterior se propagou regularmente por todo o Trecho B. No presente, trata-se de um trecho do canal no qual a velocidade do fluxo é bastante regular, com ocorrência apenas esparsa de pequenas corredeiras, comumente sobre seixos e matacões. As características da dinâmica atual do Trecho B do ribeirão corroboram tratar-se de um canal cujo perfil longitudinal encontra-se já bastante regularizado, conforme a Figura 10.

A espessura dos depósitos do N2 no Trecho B destaca-se, sobretudo se comparada à espessura da planície (N1). Os depósitos do N2 alcançam os 10 m de espessura. Embora não tenha sido possível descrever detalhadamente suas fácies, uma vez que são raros os locais onde os depósitos não estejam recobertos por vegetação, não há indícios para supor que o Ribeirão Espírito Santo tenha apresentado, em um passado geológico recente, vazão suficiente para recobrir uma planície tão espessa. Tal suposição mostra-se ainda mais inadequada considerando-se o umedecimento holocênico, que favoreceria um aumento de vazão no presente, ainda que potencialmente prejudicado por interferências antrópicas. Atualmente, o canal depende de episódios esporádicos de inundação para recobrir a planície em seu baixo curso, cuja espessura é de cerca de 3 a 4 m. Nesse trecho do vale, é observada a incipiente formação de um nível de planície embutida. A partir desses indícios, associados à ocorrência de fácies de seixos na planície que denotam encaixamento recente da drenagem em outros trechos do canal, é possível supor que o evento deposicional atual, responsável pela gênese da planície, não ocasionará a formação de depósitos tão espessos quanto os do N2: antes disso, o curso d'água abandonará o N1 por meio do embutimento de um novo nível ou por meio do encaixamento. Diante do exposto, o N2 parece ter sido gerado por processos de agradação da calha e posterior incisão do ribeirão no alúvio. Atualmente, no entanto, o canal drena o substrato ou sedimentos recentes, associados ao N1, já tendo finalizado o período de incisão nos depósitos do N2.

Em termos de alteração da capacidade ou competência do canal em seus diferentes períodos deposicionais, a maior ocorrência de matacões nos perfis do N3 localizados próximo ao

trecho encachoeirado demonstra uma incapacidade de transporte dos mesmos para jusante naquele período. A ocorrência de matacões arredondados nos perfis do N1 localizados, inclusive, no baixo curso do canal, apontaria para um possível aumento de competência do canal quando da deposição desse nível. Em todos os níveis deposicionais do Trecho B ocorrem perfis nos quais há seixos de litologias pouco resistentes ao transporte fluvial, como o gnaisse. A morfologia da bacia hidrográfica do ribeirão parece favorecer a preservação destes seixos na calha até que esta seja abandonada por período subsequente de incisão da drenagem: os clastos seriam transportados apenas pelos afluentes do Ribeirão Espírito Santo, normalmente de pequeno comprimento, sendo depositados próximo ao ponto de confluência, ainda preservados e já subarredondados.

No vale do Rio São Manuel, a datação do depósito de afluente do Trecho A do Rio São Manuel (amostra 2) e do depósito estratigraficamente semelhante e relativamente análogo em termos de situação no contexto do vale de um canal pertencente à bacia do Rio Doce (Córrego Caramonas) (amostra 1) teve por objetivo corroborar a hipótese da ocorrência de processo de captura fluvial desse vale. Segundo essa hipótese, o Trecho A do Rio São Manuel era, no passado, afluente do Córrego Caramonas e pertencia, portanto, à bacia do Rio Doce. Os depósitos não apresentaram idades próximas, o que corroboraria a hipótese do Trecho A ter sido capturado por um então afluente com alto potencial erosivo do Trecho B, posteriormente à deposição do nível fluvial datado. Ainda assim, diante das feições identificadas nesse vale por sensoriamento remoto e em trabalhos de campo, não se deve desconsiderar a possibilidade de erro nos resultados laboratoriais e de veracidade da hipótese evolutiva proposta, uma vez que há diversos indícios que vão ao encontro do que é apresentado na literatura como feições tipicamente originadas por processos de captura fluvial.

Um sistema de falhas ou zona de cisalhamento de direção preferencial NE-SW é conhecido e mapeado exatamente no trecho do curso d'água que apresenta igual direção, e que interliga os trechos cuja orientação é preferencialmente N-S. Essa configuração da rede de drenagem aponta para a possibilidade da evolução fluvial do curso d'água hoje denominado São Manuel ter se dado por meio de um paleo-afluente do que atualmente se constitui no Trecho B do Rio São Manuel. Este afluente estaria encaixado no sistema de falhas ou zona de cisalhamento já citada e o condicionamento estrutural teria favorecido a sua erosão remontante mais acelerada. Desse processo teria resultado o rompimento do interflúvio que, então, dividia as bacias dos rios Doce e Paraíba do Sul. Suceder-se-ia, então, a captura de um antigo afluente do Córrego Caramonas, pertencente à bacia do Rio Doce. Atualmente, esse canal capturado e

o paleo-afluente do Rio São Manuel responsável pela captura fluvial (canal captor) são denominados Rio São Manuel.

O Rio São Manuel em seu Trecho A apresenta três níveis deposicionais, todos eles preservados com relação à morfologia original. No caso do N3, a preservação da morfologia original deve relacionar-se, sobretudo, à amplitude lateral dos depósitos. O encaixamento do Trecho A desde a deposição do nível aluvial mais antigo até o presente é de aproximadamente 10 m, bastante semelhante ao observado no Trecho A do Ribeirão Espírito Santo (11 m). A impossibilidade de visualização da base do N2, bem como da fácies basal da sequência deposicional, impossibilita inferências quanto a alterações na competência do canal entre o período de deposição do N3 e o período de deposição do N2. Também não é possível afirmar um embutimento do N1 no N2, semelhante àquele que ocorre no Trecho A do Espírito Santo. Caso a planície do Trecho A do Rio São Manuel esteja embutida no N1, a evolução desse trecho deve ter se assemelhado bastante em ambos os vales: durante um período erosivo posterior à deposição do N3, a drenagem encaixou cerca de 10 m, e iniciou-se período deposicional referente ao N2. O embutimento das planícies teria causa antrópica, ou associada à ação de soleira dos trechos encachoeirados situados à jusante dos Trechos A. Para tal correlação, entretanto, seria imprescindível identificar a base do N2.

Os depósitos aluviais identificados no Trecho B do vale não indicam alterações na competência do canal possivelmente decorrentes do processo de captura fluvial: todos os níveis apresentam matacões esparsos em seus perfis. A espessura da fácies arenosa dos níveis deposicionais, típica de ambientes de barra de canal e de planície de inundação, é bastante semelhante: em torno dos 3 a 4 m para os níveis 1 e 3. A má preservação dos depósitos do N4, frequentemente erodidos, impossibilita essa comparação. Já o N2 apresenta espessura bastante superior: os depósitos têm em média 15 m de espessura. O N2 difere dos demais, ainda, por não apresentar, em seus depósitos, uma fácies de seixos bem individualizada: os clastos ocorrem esparsos em fácies arenosas ou argilo-arenosas estratificadas e não há uma diminuição ascendente da granulometria das camadas, frequentemente identificada nos depósitos dos demais níveis e dos demais vales. Tais características do N2 sugerem uma gênese dos depósitos a partir de processos de agradação da calha, de maneira semelhante ao que ocorre no Ribeirão Espírito Santo. No caso do N2 do Trecho B do Rio São Manuel, há ainda mais indícios para supor a ocorrência de um evento de agradação, uma vez que os depósitos foram detalhadamente descritos e sua estratigrafia sugere a alternância de processos de acresção vertical e lateral na formação do depósito. A fase de encaixamento posterior à

deposição do N2 foi suficiente para que o canal encaixasse na espessa calha aluvial que havia formado, mas não para que escavasse o substrato rochoso. Se houve encaixamento no substrato entre os eventos deposicionais nos quais foram formados o N2 e o N1, este não ultrapassou os 5 m, uma vez que o N1 encontra-se encaixado ou embutido no N2, e a espessura do primeiro não excede 5 m.

Em termos de dinâmica atual, o canal apresenta alta capacidade de transporte de areia, com ocorrência frequente de barras de pontal nas quais a deposição de mais de 1 m de sedimentos pode ocorrer em poucos episódios de cheia. A expressiva deposição de areia em curtos intervalos de tempo não ocorre apenas nas barras de pontal, ou em demais ambiente de calha: a planície recebe agradação rápida, conforme se pode inferir pela ocorrência de galocha localizada a mais de 2 m da lâmina d'água e completamente preenchida e recoberta por areia aluvial. Mesmo nos trechos onde a planície encontra-se com mais de 2 m de espessura, o canal continua a construí-la, sendo muito incipiente a formação de um novo nível de planície embutida.

A ocorrência, em vários trechos da planície, de clastos de litologias pouco resistentes ao transporte fluvial (o que não ocorre nos depósitos mais antigos, nos quais todos os clastos são de quartzo) pode ser explicada por dois processos distintos: alteração da velocidade de transporte dos seixos; e alteração das áreas fontes de seixos para o canal. A aceleração da velocidade do fluxo do Rio São Manuel durante o período deposicional atual em comparação à dos pretéritos favoreceria a preservação de clastos de granito e gnaisse. Submetidos a um transporte mais rápido e contínuo, os seixos não estariam estacionados na calha por longos períodos, sofrendo intemperismo, mas, não necessariamente, arredondamento. Uma vez que os seixos de granito e gnaisse identificados na planície apresentam-se arredondados ou subarredondados, eles devem ter sido transportados por distâncias consideráveis, mas durante um intervalo de tempo menor, o que garantiria sua preservação. Outra hipótese seria um fornecimento recente de seixos por afluentes do Rio São Manuel (normalmente pouco extensos, graças à morfologia da bacia hidrográfica) e sua deposição relativamente próxima ao ponto de confluência do afluente, o que possibilitaria um menor transporte do seixo na própria calha do canal principal. Desse modo, ficaria facilitada a preservação de clastos de litologias mais frágeis que o quartzo, como o granito e o gnaisse. Se durante a deposição do N2 e anteriormente os seixos eram fornecidos apenas pela escarpa da Mantiqueira, o longo transporte dos mesmos ao longo da calha do Rio São Manuel seria o responsável pelo completo desgaste de quaisquer outras litologias que não o quartzo. O fornecimento de seixos

por afluentes apenas durante o período atual de deposição pode indicar uma recente desestabilização das vertentes na bacia, possivelmente decorrente de uma dinâmica de encaixamento da drenagem a que o canal principal esteve ou está submetido e que estaria se propagando em seus afluentes. A ocorrência de fácies de seixos visíveis sobre a lâmina d'água em vários trechos da planície do Trecho B, bem como a ocorrência de corredeiras em calha rochosa distribuídas ao longo desse trecho do vale, se constituem em mais indícios dessa fase atual de encaixamento a que o canal está submetido.

O afloramento de rocha às margens do canal, indicando um encaixamento recente do mesmo, não apresenta distribuição regular de montante para jusante: ocorrem, alternados, trechos que denotam encaixamento recente da drenagem e trechos nos quais o canal flui sobre alúvio e a planície é composta inteiramente por sedimentos finos (não aflorando a fácies de seixos, geneticamente associada ao ambiente fluvial de leito). Essa alternância aponta para uma possível evolução recente do canal a partir de rompimento de pequenas soleiras e consequente regularização do perfil longitudinal do Rio São Manuel em seu Trecho B, possivelmente motivados por dinâmica recente de encaixamento da drenagem. Tal evolução resultaria em trechos de maior encaixamento recente alternados com trechos aparentemente estabilizados, e em um canal de fluxo normal, meandrante, no qual as corredeiras não são abundantes. A planície, no médio/baixo curso, tem idade aproximada de 4.900 anos, durante os quais o curso d'água migrou lateralmente e construiu ampla e espessa planície. A regularização da calha a partir do rompimento de pequenas soleiras pode ocorrer desde o período inicial de deposição da planície ou ser mais recente.

Os depósitos aluviais de níveis abandonados do Trecho B do Rio São Manuel não favorecem interpretações sobre a propagação de pulsos de encaixamento do canal. Os desníveis entre suas bases e a lâmina d'água não variam significativamente ao longo do vale e os depósitos do N3 e do N4 ocorrem lateralmente distantes do canal, não favorecendo uma estimativa precisa da altura de suas bases em relação ao curso d'água. Ainda assim, se houvesse grande diferença entre a altura da base dos depósitos na porção de montante do Trecho B em comparação com o baixo curso do canal, sem dúvida esta diferença teria sido percebida, conforme ocorreu no Ribeirão Espírito Santo. O Rio São Manuel deve ter apresentado, portanto, um encaixamento mais similar ao longo de todo o Trecho B durante os três eventos erosivos a que esteve submetido desde a deposição do N4.

Já os canais que drenam a porção central da área de estudo (Rio Paraopeba e Ribeirão Ubá) não apresentam níveis de base locais tão significativos quanto aqueles encontrados no Ribeirão Espírito Santo e no Rio São Manuel: seus perfis longitudinais são predominantemente côncavos e não há, a princípio, indícios de que as gêneses de seus depósitos de diferentes trechos dos vales sejam atribuídas a eventos diferentes de encaixamento da drenagem. A bacia de ambos os cursos d'água apresenta interflúvios próximos à escarpa da Serra da Mantiqueira. Portanto, não parece ter ocorrido captura fluvial recente de afluentes do Rio Doce por esses canais ou por seus afluentes.

Se houve rearranjo recente da drenagem na bacia do Rio Paraopeba, esta ocorreu pelo processo de decapitação (*beheading*), devido à organização da rede de drenagem dos canais pertencentes à bacia do Rio Doce opostos pelo interflúvio aos afluentes do Rio Paraopeba. Nos processos de decapitação, o recuo do interflúvio é mais lento que nos processos de capturas fluviais (BISHOP, 1995) e o aumento da vazão do canal que ganha área se dá mais gradualmente.

No Rio Paraopeba, a diferença de altura em relação à lâmina d'água dos depósitos do N3 ao longo do Trecho A sugere que o encaixamento da drenagem responsável pelo escalonamento dos níveis 2 e 3 se propagou de jusante para montante, em resposta a alguma alteração ocorrida em seu baixo curso, ou mesmo no Rio Pomba. O trecho de elevado gradiente no baixo curso do Rio Paraopeba (Figura 33) poderia ter impedido que pulsos de encaixamento do Rio Pomba se propagassem para o médio e alto cursos do Rio Paraopeba. Nesse caso, o fornecimento de energia para a drenagem, condicionando o escalonamento dos níveis 2, 3 e 4, poderia ter origem nesse próprio trecho encachoeirado (que seria mais expressivo no passado, e estaria sendo suavizado continuamente). Entretanto, a existência de níveis deposicionais cerca de 20 m acima da lâmina d'água em todos os vales estudados sugere um condicionante regional para o encaixamento da rede de drenagem, que se propagou por toda a área de estudo, sem interferências significativas de estruturas ou condicionantes locais (conforme será discutido no capítulo seguinte).

Após a formação do N2, novos pulsos de encaixamento parecem se propagar de maneira mais homogênea ao longo do vale, conforme indicado pela distribuição homogênea de trechos da planície nos quais há afloramento de fácies de seixos, onde o canal drena o embasamento rochoso. Os depósitos do N2 do Rio Paraopeba se assemelham ao do Ribeirão Espírito Santo e ao do Rio São Manuel: trata-se de pacote espesso (até 10 m de espessura), no qual a

disposição das fácies indica alternância de processos de acreção vertical e lateral. Sua gênese também estaria associada, portanto, à agradação da calha.

Na fácies basal da sequência deposicional do N1 ocorrem seixos de granito, não observados em níveis deposicionais abandonados. A preservação de clastos de litologias pouco resistentes ao intemperismo pode ser explicada por uma maior proximidade da área fonte, ou por menor capacidade do canal de fragmentá-los. Como no Rio São Manuel, os afluentes do Rio Paraopeba podem ter iniciado um processo de fornecimento de seixos ao canal principal, em decorrência de alterações em sua dinâmica. Tais alterações podem ter ocorrido em resposta ao período erosivo responsável pela incisão do Rio Paraopeba na calha aluvial que havia se formado durante a deposição do N2. Esse evento erosivo pode ter desestabilizado as vertentes e alterado as calhas dos afluentes do alto curso do Rio Paraopeba, fazendo com que os seixos de granito por eles transportados se mantivessem preservados nos depósitos do N1. A frequência com que a fácies basal de seixos do N1 é observada sobre o substrato rochoso às margens do canal sugere que esse novo nível deposicional não vai alcançar a espessura do anterior.

Embora o N4 apresente matacões arredondados de quartzo, indicando alta energia do canal, a escassez de seus depósitos dificulta as interpretações acerca da competência do curso d'água nesse período. Já os depósitos do N3 apresentam clastos de mais de 20 cm de diâmetro ao longo de todo o Trecho A, não restando dúvidas sobre a capacidade do Rio Paraopeba de transportá-los. Não é possível, entretanto, inferir se houve uma diminuição da competência do canal durante a deposição do N2, uma vez que são raros os perfis nos quais é possível visualizar a base de seus depósitos. No período atual, não há dúvidas de que a competência do Trecho A é menor do que durante a deposição do N3, uma vez que os seixos do N1 são sempre menores e melhor selecionados.

Uma estabilidade do nível de base do Rio Paraopeba justificaria a amplitude de sua planície no Trecho B e a abundância de feições de meandros abandonados identificáveis em seu baixo curso. O meandramento do canal durante longo período de tempo (indicado pela amplitude dos depósitos do N1 e pela abundância de meandros abandonados no Trecho B do Rio Paraopeba) teria levado à erosão dos depósitos do N2. Fragmentos só permaneceram preservados na porção de montante do Trecho B, onde a amplitude da planície é inferior à do baixo curso do canal. O trecho de elevado gradiente, nas proximidades de sua confluência

com o Rio Pomba (Figura 33), pode ser responsável pela estabilização do nível de base, impedindo que episódios de incisão do Rio Pomba remontem para o Paraopeba.

Observa-se, também no Ribeirão Ubá, uma escassez de depósitos aluviais abandonados no Trecho B, o que aponta para a aparente existência de motivos regionais para a erosão dos mesmos nesse trecho dos vales. A ocorrência de terraços residuais (bem como do N4, no caso do Ribeirão Ubá) nas porções de montante dos trechos B descartam a possibilidade de os níveis aluviais abandonados terem sido formados apenas nos trechos A dos cursos d'água, e confirmam a expressividade dos processos de migração lateral dos canais no baixo curso, por meio dos quais foi possível a completa remoção dos terraços. A configuração do Trecho B indica, pela amplitude do fundo de vale, um longo período de estabilização do nível de base corroborado pela datação da planície de jusante (amostra 9, aproximadamente 6.000 anos B.P.) sendo a planície mais velha datada⁴⁰. Essa estabilização do nível de base teria possibilitado o meandramento do canal até que este conseguisse construir tão ampla planície e destruir os depósitos do N3. Um encaixamento recente de cerca de 1,5 m é observado em diversas porções do Trecho B, nos quais o substrato aflora nas margens.

Em diversos aspectos, a evolução do Ribeirão Ubá parece ter se assemelhado bastante à do Rio Paraopeba. Ambos evoluíram a partir de pulsos de encaixamento vindos de jusante, responsáveis pelo escalonamento dos níveis deposicionais mais antigos identificados. No alto curso do Ribeirão Ubá, o desnível entre a base do N4 e a lâmina d'água é inferior ao observado nas demais porções do vale, e o N5 é encontrado apenas nas porções mais de montante do Trecho A (Figura 41). Um perfil diferenciado do N4 é encontrado no Trecho B, com fácies basal de seixos não horizontalizada. A morfologia do depósito sugere sua remobilização por falhamento. Entretanto, não foi encontrado plano de falha que corroborasse essa possibilidade. A base do depósito (elúvio de gnaiss) permitiria a formação e preservação de um plano, caso o falhamento fosse o responsável pelo retrabalhamento do depósito. Embora não reste dúvidas que a disposição das fácies desse perfil não corresponda à deposição aluvial original, não é simples supor eventos posteriores capazes de gerar a morfologia observada. Sucessões de *slumps* não permitiriam a inclinação observada nos diferentes trechos da fácies de seixos, bem como *slides* consecutivos manteriam as porções fragmentadas da camada de seixos relativamente paralelas ao plano de deposição aluvial.

⁴⁰ A idade de 16.000 ± 1.500 anos B.P. apresentada para a amostra 3, correspondente à planície de montante do Rio São Manuel, foi considerada incorreta pelos motivos já expostos no capítulo 5.3.

Ainda que o divisor hidrográfico da bacia do Ribeirão Ubá esteja interiorizado em relação à escarpa da Serra da Mantiqueira, este curso d'água, como o Rio Paraopeba, não parece ter promovido capturas fluviais recentes. Se estas ocorreram, sem dúvida o Ribeirão Ubá não capturou canais extensos nem amplas bacias de drenagem como fizeram o Ribeirão Espírito Santo e o Rio São Manuel. Por esse motivo, não seria de se esperar que houvesse um aumento de competência do Ribeirão Ubá no período recente, uma vez que não há condicionante que lhe favoreça o aumento da vazão ou da energia.

Diferentemente do que se observa no Ribeirão Espírito Santo e no Rio São Manuel, no Ribeirão Ubá houve uma diminuição da competência do canal ao longo do tempo, uma vez que no N5 e no N4 são encontrados seixos grandes e matacões, enquanto nos níveis mais recentes ocorrem apenas seixos pequenos e grânulos. O depósito do N3 localizado mais à montante é o único que apresenta fácies basal de seixos. Esta apresenta seixos e matacões arredondados de quartzo, de até 1 m de comprimento. O bom arredondamento dos matacões de quartzo denota uma competência do alto curso do Ribeirão Ubá muito superior à atual. Esse perfil do N3 foi datado (amostra 6) e tem idade aproximada de 11.800 anos. Portanto, durante o Pleistoceno tardio, a escarpa da Serra da Mantiqueira fornecia clastos para o canal, e este tinha competência suficiente para transportá-los e arredondá-los. O fornecimento de clastos pelas vertentes se mantém no alto curso do Ribeirão Ubá (conforme indicam, na calha, os seixos e matacões de granito, gnaiss e rochas ígneas máficas não advindos do desmanche de níveis aluviais mais antigos, uma vez que estes só contêm seixos de quartzo). Atualmente, entretanto, o canal é incapaz de transportá-los para o baixo curso, bem como não é suficientemente eficiente para arredondá-los e desgastar os seixos de litologias menos resistentes. Por isso, estes são depositados em barras de seixos no Trecho A, nas quais ocorrem seixos e matacões de quartzo, granito e gnaiss, frequentemente subarredondados, sendo raros os clastos bem arredondados.

Apenas os seixos menores ocorrem na porção mais de jusante do Trecho A, ainda assim, apenas como uma das fácies dos depósitos do N1: a calha, nessa porção do Trecho A, é predominantemente arenosa. No baixo curso, o encaixamento recente do canal nem mesmo é marcado pela ocorrência de seixos nas margens, havendo apenas fácies arenosa depositada diretamente sobre a rocha, o que denota uma incompetência do canal para transportar maiores granulometrias para seu baixo curso.

Embora o aumento recente da competência do Ribeirão Ubá não fosse esperado, uma vez que o curso d'água não capturou canais da bacia do Rio Doce recentemente, a perda de competência do Ribeirão Ubá também não seria esperada, uma vez que, durante a deposição do N3, as condições climáticas possivelmente eram mais úmidas que as atuais (BARROS, *et al.*, 2011). A perda de vazão e energia em período recente pode ser explicada por duas razões: perda de área de contribuição devido à captura das mesmas por drenagens vizinhas; ou interferências antrópicas, que tenham alterado o regime do canal. A primeira hipótese parece refutável, uma vez que não há indícios da ocorrência de feições tipicamente associadas a processos de captura fluvial identificáveis por carta topográfica ou imagens de satélite. Como tal captura, se houvesse ocorrido, seria bastante recente (posterior à deposição do N3, de 11.800 anos), seria de se esperar que as feições decorrentes desse processo de rearranjo da drenagem estivessem preservadas, o que não se observa. Interferências antrópicas podem justificar a diminuição da vazão, já que a substituição de floresta estacional semidecidual por pastagens e plantações pode interferir na dinâmica subsuperficial da água, reduzindo o número de nascentes e comprometendo a manutenção de vazões maiores durante os períodos secos do ano.

Os depósitos do N3 descritos no Trecho A via de regra não apresentam fácies basal de seixos, nem é possível identificar a base dos depósitos. A sequência deposicional do N3 indica uma gênese a partir de agradação da calha (semelhante ao já descrito e discutido em relação aos rios Espírito Santo, São Manuel e Paraopeba). O evento erosivo posterior à deposição do N3 possibilitou ao canal erodir toda a calha aluvial que havia sido formada, ou grande parte dela. Encaixamento no substrato foi raro no Trecho A, já que só se observa o substrato rochoso na calha uma vez. Nas margens, o substrato só aflora no alto curso, possivelmente associado a rompimentos de pequenas soleiras.

Outro aspecto de destaque do Ribeirão Ubá diz respeito ao processo de abandono do nível de planície mais antigo (N2) e criação de um novo patamar de planície embutida (N1), em desenvolvimento apenas no Trecho A. Em seu alto curso, o ribeirão teria tido menos tempo ou menor capacidade de abertura recente do vale. A planície (N2) de montante datada (amostra 7) tem cerca de 1.500 anos, o que indica que, enquanto os depósitos desse nível já estavam em formação no Trecho B, o Trecho A permanecia em dinâmica erosiva. A deposição no N2 no Trecho A somente teria tido início cerca de 4.000 anos após ter se iniciado no Trecho B (amostra 9). Uma vez que os depósitos do N2 têm a mesma espessura (aproximadamente 4 m) em todo o vale, as taxas de deposição dos sedimentos que compõem o N2 teriam sido mais

elevadas no Trecho A, que atualmente também apresenta dinâmica deposicional acelerada e formação de feições de leito.

A diminuição holocênica da vazão do Trecho A pode explicar sua incapacidade de agradar, com frequência, o patamar de planície relativo ao N2. Disso decorre a formação de um novo patamar, embutido, que responde às inundações frequentes do ribeirão, mas que são incapazes de recobrir a planície original. Segundo depoimentos de moradores da zona rural de Ubá, o abandono do N2 e a formação do N1 foram acelerados pela canalização do ribeirão, no centro da cidade. Após essa interferência antrópica, o canal teria encaixado na própria calha aluvial, e recoberto o N2 cada vez menos frequentemente. Desse quadro decorreu a formação do N1. A rápida construção do N1 (cujas espessuras são de, em média, 2 m) seria possível em virtude da elevada carga sedimentar que o Ribeirão Ubá recebe. Nesse contexto, Duarte *et al.* (2010) identificaram intenso voçorocamento na margem direita do canal, controlados estruturalmente (direção WNW-ESE).

Os canais inseridos na Depressão do Rio Pomba apresentam, entre si, significativas diferenças no tocante a fatores que influenciam suas evoluções. O vale do Rio dos Bagres apresenta controle estrutural e há indícios da ocorrência de captura fluvial, por este canal, de um curso d'água anteriormente pertencente à bacia do Rio Doce. Tais indícios não são observáveis no vale do Rio Xopotó. Ainda assim, semelhanças são perceptíveis entre ambos, a exemplo da morfologia apresentada pelo trecho A do Rio Xopotó e pela porção de montante do trecho B do Rio dos Bagres: ambos os trechos apresentam fundo de vale amplo e regularizado pela deposição aluvial (atual ou pretérita) próximo ao sopé da escarpa da Mantiqueira.

No caso do Rio Xopotó, um aspecto importante diz respeito à discordância entre o regime atual (vazão do canal e características da planície) e o depósito aluvial abandonado do Trecho A. Nessa porção do vale, o curso d'água apresenta cerca de 1 m de largura e aproximadamente 50 cm de profundidade, além de planície pouco espessa. Os depósitos do N2 são responsáveis pela amplitude e suavização da maior parte do fundo do vale, sendo esse muito mais amplo que a planície. Tratam-se de depósitos de mais de 5 m de espessura, os quais não poderiam ser recobertos pela drenagem atual, ainda que o canal não tivesse sofrido nenhum encaixamento posterior às suas deposições. As características do N2, N1 e do canal atual indicam uma perda de vazão e energia em período recente. Conforme ocorre no Ribeirão Ubá, esta perda poderia ser explicada por alterações climáticas; por perda de área de contribuição devido à captura de antigos afluentes do alto curso do Rio Xopotó por drenagens

vizinhas; ou por interferências antrópicas. Alterações climáticas levariam ao aumento da vazão dos cursos d'água no presente, uma vez que as condições climáticas atuais são as mais úmidas do Quaternário tardio (BARROS *et al.*, 2011). A perda de afluentes por capturas parece refutável, já que, no vale do Rio Xopotó, também não há indícios da ocorrência de feições tipicamente associadas a esses processos. Se houvessem ocorrido capturas, seriam bastante recentes (posteriores à formação do N2, cuja idade supõe-se ser Holocênica, relativamente sincrônica ao N2 do Ribeirão Ubá). Portanto, seria de se esperar que as feições decorrentes do processo de captura estivessem preservadas, o que não se observa. A interferência antrópica, entretanto, parece um forte fator de influência na dinâmica atual dos canais da Zona da Mata mineira, já que houve, conforme já mencionado, significativa alteração da cobertura vegetal, que passou de floresta estacional semidecidual para, sobretudo, gramíneas destinadas a pastagens. Tal alteração na cobertura vegetal interfere na dinâmica das nascentes, contribuindo para a diminuição de suas vazões ou mesmo, extinguindo-as. Se somada a essa alteração do uso e ocupação do solo, há também a interferência direta no curso d'água a partir de desvios ou para captação de água, a perda de vazão torna-se ainda mais expressiva.

No Trecho B do Rio Xopotó, onde a vazão é consideravelmente maior graças à contribuição de vários afluentes, o N2 ainda é recoberto pelos episódios mais severos de inundação. O N1 encontra-se muito mais desenvolvido, com maior espessura, e maior amplitude lateral. Não é possível assegurar se, no Trecho B, o embutimento do N1 no N2 é completo ou parcial. A identificação de depósitos do N3 nesse trecho do vale pode ter sido favorecida pela abertura de perfis nas vertentes para a construção civil.

No Trecho C, no qual ocorre apenas planície ampla e espessa, com ocorrência do N1 e do N2, a ausência de depósitos do N3 pode se dever à erosão dos mesmos graças ao meandramento do canal, culminando em uma maior abertura do fundo de vale. O Trecho C do Rio Xopotó tem abertura do fundo de vale semelhante à do Ribeirão Ubá e do Rio Paraopeba, indicando que este curso d'água também esteve submetido por longo tempo a um nível de base local relativamente estável, que permitiu-lhe meandrar e formar amplos depósitos de planície. Entre os trechos C e D, o curso d'água apresenta pequeno trecho encachoeirado, que pode atuar como nível de base local e impedir a propagação de eventos erosivos do Rio Pomba para as porções do Rio Xopotó situadas à montante desse trecho. Semelhante ao que ocorre no Rio Paraopeba, entretanto, a atuação desse trecho como nível de base local deve ser recente, uma vez que é possível relacionar o N3 de ambos os vales, bem como estes com o N3 do Ribeirão

Espírito Santo e com o N4 do Rio São Manuel e Ribeirão Ubá. Já no Trecho D, ao drenar as Serras da Zona da Mata Mineira (PROJETO RADAMBRASIL, 1983), o Rio Xopotó apresenta vale em V, fundo de vale estreito com N1 menos desenvolvido e ausência de depósitos do N2 e do N3. A não preservação de níveis fluviais antigos e a pequena abertura do vale podem ser consequências de uma incisão da drenagem mais rápida e contínua nesse trecho, sem períodos de estabilização local do nível de base suficientes para o meandramento do canal e a formação de depósitos amplos e espessos. A abundância de trechos da calha em corredeira nessa porção do vale aponta para uma dinâmica de encaixamento recente da drenagem.

Não é possível fazer inferência sobre aumento ou diminuição da capacidade ou competência do Rio Xopotó ao longo do tempo, uma vez que há poucos perfis de seus níveis deposicionais, e estes não se dispõem transversalmente no vale.

O Rio dos Bagres, assim como o Ribeirão Espírito Santo e o Rio São Manuel, apresenta feições associadas a processos de captura fluvial (Figura 65). O Trecho A pertencia à bacia do Rio Doce e foi incorporado à bacia do Paraíba do Sul graças à erosão remontante do Trecho B do Rio dos Bagres, o qual rompeu o interflúvio que dividia ambas as bacias. A captura fluvial alterou o nível de base local do Trecho A, o que normalmente culmina em um período erosivo pronunciado, seguido de uma relativa regularização do perfil longitudinal do canal. No Rio dos Bagres, nem mesmo um período bem marcado de incisão da drenagem é observado: os níveis deposicionais aluviais apresentam embutimento total ou parcial. Cherem *et al.* (2012) classificaram a captura do Trecho A do Rio dos Bagres como uma captura em estágio inicial, na qual o vale do canal capturado preserva suas cotas altimétricas originais, ainda sendo morfologicamente contínuo ao trecho não capturado. A incisão fluvial restringe-se à calha fluvial e é de 2,5 m em relação ao topo da planície (CHEREM *et al.*, 2012).

Os depósitos aluviais abandonados no Trecho A são anteriores à captura, a qual, segundo as datações das amostras 10 e 11, tem idade máxima de 3.200 anos. A deposição dos níveis 2 e 3 no Trecho A diz respeito, portanto, à evolução da bacia do Rio Doce. Convém ressaltar que a alteração abrupta no gradiente pela qual o rio passa ao drenar a escarpa da Serra da Mantiqueira condiciona, ainda atualmente, processos fluviais diferentes à montante e à jusante da escarpa. Portanto, o N1 do Trecho A também não possui relação com nenhum nível deposicional do Trecho B.

Posteriormente, o Trecho A encaixou apenas na porção mais próxima ao ponto de captura. É possível que esse encaixamento se propague por todo o Trecho A, embora o represamento do canal logo à montante da escarpa da Serra da Mantiqueira possa tornar mais lento o encaixamento local do curso d'água, bem como a capacidade do encaixamento se propagar para montante.

No sopé da escarpa da Serra da Mantiqueira, a ruptura de declive favorece a deposição dos sedimentos fornecidos pelas vertentes. Nesse trecho, o fundo de vale é amplo, o canal é meandrante e ocorrem barras de seixos compostas por clastos de quartzo, granito e gnaisse, predominantemente subarredondados. Uma vez que os níveis deposicionais abandonados apresentam somente seixos de quartzo no Rio dos Bagres e no Ribeirão Ubá, o fornecimento de seixos pelas vertentes permanece, sobretudo nas proximidades da serra. A porção mais de montante do Trecho B assemelha-se bastante ao Trecho A do Rio Xopotó. Como nessa porção do Rio dos Bagres não são identificados afloramentos do substrato na calha, é possível que o elevado fornecimento de sedimentos pela escarpa tenha propiciado um entulhamento local do fundo de vale. Este processo influenciaria o meandramento do canal nesse trecho, o que não é observado no baixo curso do canal (segmento retilíneo devido ao controle estrutural).

O padrão predominantemente retilíneo do Rio dos Bagres está associado ao sistema de falhas de empurrão responsáveis pelo cavalgamento das rochas do Complexo Juiz de Fora sobre rochas do Complexo Mantiqueira. O entalhe controlado estruturalmente é diferenciado do padrão dos demais cursos d'água que, igualmente, drenam ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Esse condicionamento estrutural pode estar associado, inclusive, à captura fluvial desencadeada por esse curso d'água: o aproveitamento das linhas de falha pelo sistema de drenagem, associado ao elevado gradiente do curso d'água na escarpa, teria favorecido o encaixamento e a erosão remontante do canal até que ele atravessasse o interflúvio e se conectasse com um curso d'água que, até então, pertencia à bacia do Rio Doce. No Trecho B, o encaixamento da drenagem responsável pelo escalonamento dos níveis deposicionais foi maior no baixo curso. O aumento da altura da base dos depósitos do N3 em relação à lâmina d'água que se observa no baixo curso do canal, associado à preservação de depósitos do N4 apenas na porção mais à montante do Trecho B, indicam que os eventos erosivos foram iniciados, provavelmente, no Rio Xopotó. A escassez de ocorrências de depósitos do N2 às margens do canal impossibilita inferências sobre uma possível regularização do encaixamento posteriormente a esse evento deposicional. É possível que a base do N2 apresente altura em

relação à lâmina d'água semelhante em todo o vale, mas a impossibilidade de visualizá-la diversas vezes compromete as interpretações.

O encaixamento atual do curso d'água parece mais homogêneo ao longo de todo o Trecho B. Afluentes de ambas as margens, na confluência com o Rio dos Bagres, ou poucos metros à montante, apresentam-se drenando o substrato em corredeiras, havendo, por vezes, desnível de até 1 m entre a lâmina d'água do afluente logo à montante da corredeira e a lâmina d'água do Rio dos Bagres. Entretanto, no sopé da Serra da Mantiqueira parece estar havendo um recente rejuvenescimento. A planície, de idade aproximada de 1.700 anos, apresenta uma fácies de seixos exposta nas margens, o que denota um encaixamento do alto curso não identificado em nenhum outro trecho à jusante. Como no Ribeirão Ubá, no Trecho B do Rio dos Bagres ocorrem seixos na fácies basal dos depósitos da planície apenas nas proximidades da escarpa, embora sejam identificados seixos na calha em alguns pontos ao longo do Trecho B. Embora a maior parte da calha nesse trecho do vale seja arenosa (devido à baixa competência do canal para transportar seixos para o médio e baixo curso), nos trechos onde há seixos, estes iriam compor a fácies basal dos depósitos da planície caso houvesse encaixamento recente do canal.

A dimensão dos seixos encontrados na sequência deposicional da planície não difere da dimensão daqueles encontrados nas sequências deposicionais dos níveis 3 e 4. Entretanto, no período de deposição N3 o canal conseguia transportar os seixos para o baixo curso: são identificados depósitos do N3 com fácies basal de seixos e matacões (raros) ao longo de todo o Trecho B.

O Rio dos Bagres difere dos demais canais estudados da porção central e nordeste da área, por não apresentar um trecho do vale no qual os depósitos aluviais abandonados tenham sido erodidos por meandramentos (Figura 66). O condicionamento estrutural do baixo curso do canal impede sua migração e garante a preservação de remanescentes de todos os níveis deposicionais identificados no Trecho B, com exceção do N4 que, conforme já mencionado, ocorre apenas na porção mais de montante do Trecho B.

No Rio Pomba, poucos depósitos aluviais são encontrados em seus trechos C e D. Ainda assim, pela disposição dos depósitos do N4 e do N3 nos trechos A e B, é possível inferir uma maior taxa de encaixamento posterior à deposição desse nível à jusante, uma vez que a altura da base dos depósitos torna-se menor quanto mais no alto curso estes se encontram. A dificuldade de visualização da sequência deposicional do N2 no Trecho B deixa dúvidas

quanto à formação, nesse trecho do Rio Pomba, de um nível deposicional a partir de processos de agradação da calha, conforme ocorre nos afluentes estudados pertencentes às porções oeste e central da área de estudo. Embora a visualização da sequência deposicional do N2 nesse trecho do vale seja imprescindível para a afirmação de que processos de agradação ocorreram tanto nos afluentes como no canal principal, a semelhança regional dos fundos de vale sugere uma gênese semelhante dos depósitos. Além disso, é difícil supor fatores que levariam à formação de depósitos a partir da agradação das calhas em afluentes do Rio Pomba com características de vazão, energia e gradiente tão distintas, se o mesmo processo não ocorresse no canal principal.

No Trecho A, no qual a visualização da base do N2 é possível e esta dista cerca de 3 m da lâmina d'água, o controle estrutural da drenagem pode justificar um diferente comportamento desse trecho em relação ao Trecho B. O Trecho A apresenta uma particularidade em relação aos demais canais que têm controle estrutural: pequenas capturas internas, por subafluentes do próprio Trecho A, fizeram o canal abandonar a falha em diversos pequenos trechos. Essas capturas foram posteriores à deposição do N4, uma vez que depósitos desse nível são identificados nos vales secos. Para que subafluentes do Rio Pomba tivessem condições de capturar o canal principal, é necessário que este estivesse em cotas altimétricas superiores à de seus subafluentes, e que estes tivessem energia suficiente para romper os interflúvios que delimitavam o vale e promover a captura. As cotas altimétricas superiores do canal principal possivelmente se associam a soleiras, as quais o curso d'água rompeu ou das quais se desviou desde a deposição do N4: atualmente, o Trecho A apresenta perfil longitudinal sem grandes convexidades (Figura 77). Os afluentes que promoveram as capturas podem, ainda, apresentar igualmente controle estrutural, embora nessa porção do vale não haja falhas de direção NE-SW mapeadas.

O controle estrutural ao qual a maior parte do Trecho A ainda está submetido, associado ao elevado gradiente das cabeceiras do canal, pode favorecer a captura de cursos d'água pertencentes à bacia do Rio Grande (bacia do Rio Paraná). Porções do planalto do Rio Grande pertencem à bacia do Rio Pomba, e feições como cotovelos de captura indicam que estas foram capturadas em escala de tempo recente.

Não obstante a vazão do canal tenha sido aumentada em decorrência das capturas, sua competência não parece ter sido substancialmente alterada: embora depósitos do N3 tenham clastos maiores que os do N4, no N2 a competência do canal parece ter tornado a diminuir, e,

na planície, nem mesmo são observados seixos. A dinâmica atual do Trecho A demonstra elevada competência do canal, com transporte e rearranjo de barras de seixos em poucos episódios de inundação. Essa dinâmica, entretanto, parece associar-se mais às interferências antrópicas às quais o vale esteve e está submetido (sobretudo referentes à alteração no uso do solo) que a processos naturais de aumento de vazão do curso d'água em decorrência de capturas fluviais.

Excetuando-se os primeiros 20 km do canal, correspondentes às cabeceiras, o Trecho C é aquele que apresenta gradiente mais elevado. Embora esse trecho possa impedir a propagação de eventos erosivos para as porções do vale à montante (devido à sua extensão e magnitude), a impossibilidade de visualização da base dos depósitos do N2 no Trecho B compromete essa afirmação. Os depósitos do N1, possivelmente embutidos no N2, e nos quais não se observa fácies de seixos, corroboram a estabilidade das porções do vale à montante do Trecho C. O elevado gradiente deste trecho foi aproveitado para construções de PCHs, o que reforça a atuação desse trecho do vale como soleira para os trechos A e B.

O Trecho D do Rio Pomba se assemelha ao mesmo trecho do Rio Xopotó. Em ambos, o vale torne-se estreito, o canal apresenta corredeiras abundantes e não são identificados depósitos aluviais abandonados. Todas essas feições, associadas às características das vertentes e comparadas às feições observadas nos demais trechos dos vales, indicam que os rios Xopotó e Pomba originaram passagens epigênicas nas Serras da Zona da Mata Mineira. A concentração das corredeiras nos trechos D de ambos os vales possibilita, ainda, questionamentos sobre a movimentação recente (holocênica) de blocos, uma vez que canais com a vazão e energia dos rios Pomba e Xopotó possivelmente conseguiriam regularizar seus perfis longitudinais e eliminar pequenas soleiras em um intervalo de tempo relativamente curto. No Trecho E, o vale aberto, com amplos depósitos de planície e terraço, o canal meandrante e a escassez de corredeiras corroboram que as características do Trecho D se devem a fatores locais relacionados à movimentação de blocos e a processos de epigenia, e não à propagação de eventos erosivos iniciados à jusante.

6.2 Influências tectônicas sobre a dinâmica fluvial regional

Nos trechos dos vales situados à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira, é possível correlacionar níveis deposicionais dos diferentes vales, conforme já discutido. Essa correlação

é possível graças às suas tipologias, às características dos depósitos e à distribuição espacial dos mesmos, não obstante os níveis possam ter recebidos nomes diferentes devido a especificidades locais, conforme já apresentado. A ocorrência de níveis relacionáveis entre os vales, a semelhança na morfologia de trechos de vales distintos e a evolução proposta para os mesmos indicam a propagação regional de eventos erosivos e deposicionais.

Nos vales dos rios Paraopeba, Ubá e dos Bagres, os depósitos mais antigos permaneceram preservados apenas nas proximidades da escarpa da Serra da Mantiqueira. As características das sequências deposicionais, a altura da base dos depósitos em relação à lâmina d'água (entre 20 e 25 m) e a distribuição dos mesmos em relação aos demais níveis identificados nos vales possibilitam correlacioná-los. É possível que depósitos com características semelhantes ocorram também no Rio Xopotó. Entretanto, neste vale foi mais rara a identificação de depósitos aluviais em contexto de vertente, o que possivelmente deve-se à escassez de acessos ou ao elevado grau de coluvionamento das vertentes. Portanto, é possível que os eventos deposicionais que geraram o N5 do Ribeirão Ubá e o N4 dos Rios Paraopeba e dos Bagres ocorreram em toda a porção central e nordeste da área de estudo, não tendo sido identificados no vale do Rio Xopotó pelos motivos mencionados. A remoção dos depósitos nos médios e baixos cursos dos canais indica que também os eventos erosivos posteriores tiveram magnitude semelhante em toda a mencionada porção da área.

No Ribeirão Espírito Santo e no Rio São Manuel não são identificados perfis correlacionáveis a esse evento deposicional, o que pode ser explicado pela incorporação destes vales à bacia do alto Rio Pomba após a formação desse nível mais antigo. Entretanto, uma vez que no Rio Pomba também não foram identificados depósitos relativos a esse evento, existe ainda a possibilidade de que toda a porção sudoeste da área de estudo tenha se conectado à porção central e nordeste após esse evento deposicional. O elevado gradiente do Trecho C do Rio Pomba, à jusante do ponto de inflexão da drenagem, parece estar associado ao processo de captura fluvial responsável por esse rearranjo da drenagem, conforme será discutido posteriormente.

Níveis deposicionais cujas bases estão até 20 m acima da lâmina d'água e cujos depósitos são frequentes nos trechos B do Ribeirão Espírito Santo e Rio São Manuel, trechos A do Rio Paraopeba e Ribeirão Ubá, e trechos B do Rio Xopotó e Rio dos Bagres parecem corresponder, igualmente, a um evento deposicional de alcance regional, correlativo ao N4 do

Rio Pomba. Neste, o N4 é encontrado, no Trecho B, com base cerca de 30 m acima da lâmina d'água.

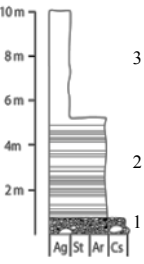
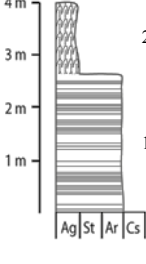
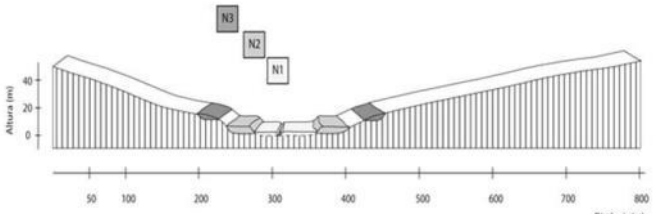
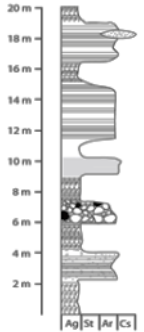
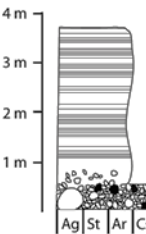
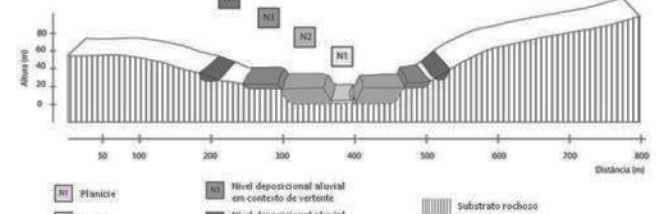
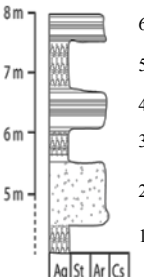
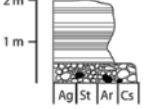
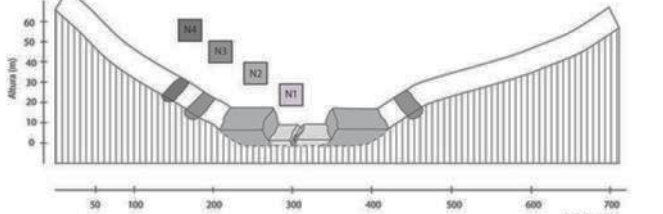
A formação regional desses depósitos com características semelhantes (fácies basal de seixos de quartzo com espessura média de 40 cm, presença de matacões esparsos frequentemente subarredondados com fácies superior podendo apresentar contribuições coluviais), bem como a propagação, também regional, de evento erosivo posterior (por meio do qual a drenagem encaixou cerca de 20 m), indicam a ausência de fatores locais relevantes o suficiente para comandar a dinâmica erosiva e deposicional da área durante o período. A ocorrência de soleiras em alguns vales, por exemplo, poderia diferenciar a evolução dos mesmos, o que não se observa. Ou seja: entre o evento deposicional mais antigo do qual ainda se tem remanescentes na área de estudo e o evento seguinte, houve, portanto, uma alteração na rede de drenagem que permitiu ao último o alcance da porção oeste da área, não influenciada pelo evento deposicional mais antigo. Essa alteração corresponde à captura fluvial dos trechos A e B do Rio Pomba por seu Trecho C. A maior vazão do Rio Pomba pode justificar um maior encaixamento da drenagem posterior à deposição do N4, processo que também pode ter ocorrido como resposta da drenagem à captura fluvial dos trechos A e B pelo Trecho C do curso d'água.

Em todos os vales (exceto o do Rio dos Bagres) é possível observar ou inferir a existência de um nível formado a partir de agradação da calha. Os depósitos são espessos (entre 10 e 20 m de espessura) e correspondem ao N2 do Ribeirão Espírito Santo e rios São Manuel, Paraopeba e Xopotó, e ao N3 do Ribeirão Ubá. A espessura dos depósitos indica gênese a partir de agradação da calha, uma vez que os cursos d'água não teriam vazão suficiente para formar pacotes com essa espessura, especialmente em um período mais seco que o atual. As sequências deposicionais observadas em todos esses vales corroboram essa afirmação, dada a alternância entre fácies tipicamente geradas por acresção lateral e as geradas por acresção vertical. A figura 100, embora expressivamente sintética (uma vez que apresenta perfis estratigráficos síntese de cada vale nos trechos à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira, não discriminando por trecho do vale), ilustra a semelhança entre os depósitos gerados por acresção lateral e vertical nos diversos vales, bem como a expressiva diferença entre estes e as planícies. No Rio Xopotó, os depósitos do N2 ainda são recobertos em episódios esporádicos de inundação, o que pode se dever à vazão do canal, superior à dos demais cursos d'água mencionados e à menor espessura dos depósitos do N2: cerca de 5 m, em média. A exceção do Rio dos Bagres pode ser decorrente do controle estrutural e da orientação do curso d'água,

paralela às principais estruturas regionais. No Rio Pomba, é possível que os depósitos do N2 do Trecho B se assemelhem aos demais já descritos, embora no Trecho A, onde é possível visualizar sua sequência deposicional, trate-se de pacote pouco espesso e sem indícios de gênese a partir de processos de agradação da calha. O controle estrutural do Trecho A, associado aos pequenos processos de capturas fluviais que ocorreram nessa porção do vale, pode ser responsável pelo constante encaixamento da drenagem no mesmo.



Legenda dos perfis estratigráficos

Curso d'água	Terraço (N2) – Perfil estratigráfico síntese, tipologia e descrição faciológica (da base para o topo)	Planície (N1) – Perfil estratigráfico síntese, tipologia e descrição faciológica (da base para o topo)	Perfil transversal síntese do vale
Ribeirão Espírito Santo	<p>Nível deposicional escalonado em relação ao N3. Fácies basal sobre elúvio, distante verticalmente cerca de 2 m da lâmina d'água.</p> <p>1- Fácies composta por seixos de quartzo (predominantes) e granito (esparços), arredondados a subangulosos, mal selecionados, comprimento médio de 5 cm, suportados entre si. Espessura da fácies: 70 cm.</p> <p>2- Fácies arenosa estratificada (estratificação planar), com presença de grânulos. Espessura de aproximadamente 5 m.</p> <p>3- Fácies superior argilosa maciça, de cerca de 4 m de espessura.</p> <p>Trata-se de um pacote aluvial de cerca de 10 m de espessura.</p> 	<p>Nível deposicional escalonado em relação ao N2.</p> <p>2 Base sob a lâmina d'água.</p> <p>1- Fácies arenosa com estratificação planar, com cerca de 3 m de espessura.</p> <p>2- Fácies argilo-arenosa maciça, com cerca de 1 m de espessura.</p> <p>Trata-se de um pacote aluvial de cerca de 4 m de espessura</p> 	 <p>Legend: N1 Planície, N2 Terraço, N3 Nível deposicional aluvial em contexto de vertente, Substrato rochoso.</p>
Rio São Manuel	<p>Nível deposicional escalonado em relação ao N3. Base sob a lâmina d'água ou lateralmente recoberta pela planície.</p> <p>1- Fácies argilo-arenosa maciça de cerca de 2 m de espessura.</p> <p>2- Fácies arenosa estratificada com presença de grânulos, de cerca de 2,5 m de espessura.</p> <p>3- Fácies argilo-arenosa maciça de cerca de 1,5 m de espessura.</p> <p>4- Fácies composta por seixos de quartzo (predominam) e granito (esparços), arredondados a subangulosos, com comprimento médio de 10 cm, com ocorrência de matações (raros), de até 25 cm de comprimento. Os clastos se tocam, e a matriz é arenosa. Espessura da fácies: cerca de 1 m.</p> <p>5- Fácies argilo-arenosa maciça de cerca de 1,5 m de espessura.</p> <p>6- Fácies areno-argilosa maciça de cerca de 1,5 m de espessura.</p> <p>7- Fácies argilosa maciça de cerca de 1 m de espessura.</p> <p>8- Fácies arenosa estratificada de cerca de 3,5 m de espessura.</p> <p>9- Fácies argilo-arenosa maciça de cerca de 2 m de espessura.</p> <p>10- Fácies arenosa estratificada com presença de lentes de grânulos, de cerca de 2,5 m de espessura.</p> <p>11- Fácies argilo-arenosa maciça de cerca de 1 m de espessura.</p> <p>Trata-se de um pacote aluvial de até 20 m de espessura.</p> 	<p>Nível deposicional embutido no N2.</p> <p>Fácies basal sob a lâmina d'água.</p> <p>1- Fácies composta por seixos arredondados a subangulosos de quartzo (predominam), gnaisse e granito (esparços), mal selecionados, com comprimentos alcançando 30 cm e expressiva ocorrência de grânulos. Os clastos se tocam, e a matriz é arenosa. Espessura da fácies: cerca de 0,5 m.</p> <p>2- Fácies arenosa estratificada de cerca de 3 m de espessura.</p> <p>Trata-se de um pacote aluvial de espessura variando entre 3 e 4 m.</p> 	 <p>Legend: N1 Planície, N2 Terraço, N3 Nível deposicional aluvial em contexto de vertente, Substrato rochoso.</p>
Rio Paraopeba	<p>Nível deposicional escalonado em relação ao N3. Fácies basal sobre elúvio, distante verticalmente cerca de 1 m da lâmina d'água. Depósitos recobertos por vegetação, o que impossibilita a visualização das fácies basal e intermediárias.</p> <p>1- Fácies argilo-arenosa maciça de cerca de 0,5 m de espessura.</p> <p>2- Fácies areno-siltosa maciça de cerca de 1 m de espessura.</p> <p>3- Fácies argilo-arenosa maciça de cerca de 0,5 m de espessura.</p> <p>4- Fácies arenosa estratificada de cerca de 0,8 m de espessura.</p> <p>5- argilo-arenosa maciça de cerca de 1 m de espessura.</p> <p>6- Fácies arenosa estratificada de cerca de 0,5 m de espessura</p> <p>Trata-se de um pacote aluvial de até 9 m de espessura.</p> 	<p>Nível deposicional escalonado em relação ao N2.</p> <p>Fácies basal sobre substrato rochoso, distante verticalmente até 30 cm da lâmina d'água.</p> <p>1- Fácies composta por seixos de quartzo (predominantes) e granito (esparços), arredondados a subangulosos, mal selecionados, com comprimento entre 2 e 20 cm, suportados entre si. Espessura da fácies: cerca de 0,5 m</p> <p>2- Fácies arenosa estratificada de cerca de 1 m de espessura.</p> <p>Trata-se de um pacote aluvial de cerca de 2 m de espessura</p> 	 <p>Legend: N1 Planície, N2 Terraço, N3 Nível deposicional aluvial em contexto de vertente, Substrato rochoso.</p>

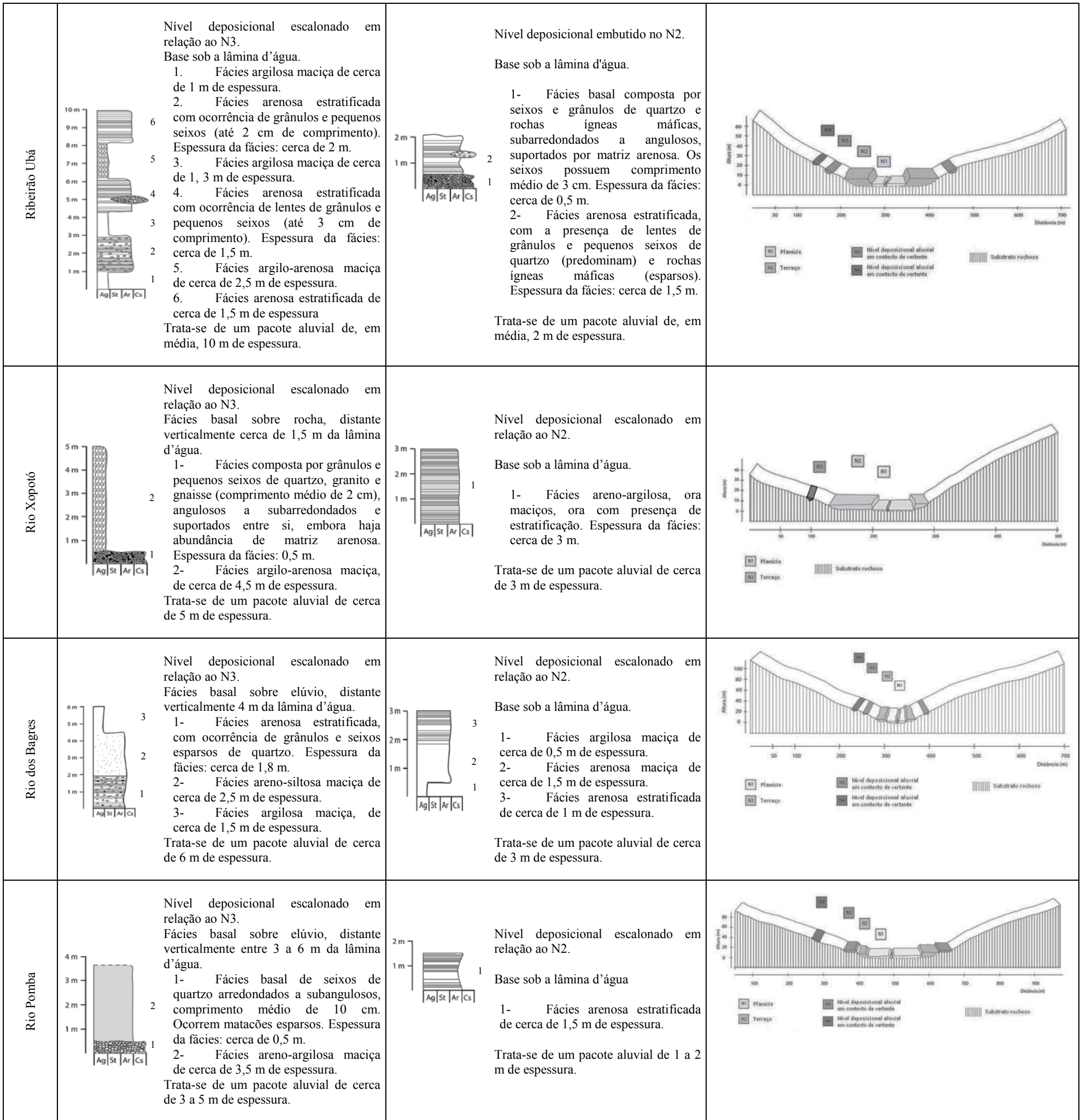


Figura 100: Descrição síntese dos depósitos fluviais de terraço gerados por agradação da calha e dos depósitos de planície em cada vale estudado, nos trechos à jusante da escarpa da Serra da Mantiqueira.

A agradação regional das calhas pode ocorrer devido à atuação de uma soleira no canal principal, que favoreça a agradação no mesmo e em seus afluentes. Para que o Rio Xopotó e o Rio Paraopeba fossem afetados pela soleira, esta deveria situar-se à jusante de suas confluências, ou seja: no Trecho D ou Trecho E do Rio Pomba. Esses trechos, entretanto, não apresentam indícios de entulhamento da calha. Diante da impossibilidade de que apenas uma soleira no canal principal tenha ocasionado o entulhamento dos vales à montante, deve-se aventar a possibilidade de soleiras terem se estabelecido no Rio Pomba (Trecho B), Rio Paraopeba e Rio Xopotó, de modo que os demais cursos d'água estudados também fossem afetados.

Fatores locais, como controle litológico da incisão da drenagem, dificilmente ocasionariam a formação sincronizada de soleiras capazes de gerar agradação regional das calhas superiores aos 15 m. A origem das soleiras estaria relacionada, portanto, a movimentações tectônicas, possivelmente próximas ao contato entre os complexos Mantiqueira ou Juiz de Fora, embora não necessariamente por meio de reativação da falha de empurrão que estabelece o contato entre ambos.

Indícios de movimentações tectônicas recentes no Horst da Serra da Boa Vista (NOCE *et al.*, 2003) também são fornecidos pela concentração de corredeiras nos trechos D dos rios Xopotó e Pomba. Conforme já discutido, essas corredeiras correspondem a pequenas irregularidades na calha, que geram convexidades no perfil longitudinal dos canais por vezes pequenas, da ordem de 1 a 2 m. Considerando-se que nos trechos B e C desses cursos d'água ocorrem corredeiras esparsas, e que a alternância de poços e corredeiras é mais frequente em altos cursos fluviais (Montgomery e Buffington, 1997), onde o gradiente é maior e os canais transportam carga de leito mais grosseira (portanto com maior capacidade de abrasão), a concentração observada de corredeiras em leitos rochosos nos trechos D dos rios Xopotó e Pomba apresenta-se como relativamente anômala. Diante do regime fluvial e do poder erosivo dos fluxos em seus trechos D, seria de se esperar que já houvesse ocorrido a regularização das calhas caso houvesse uma estabilidade tectônica local no Holoceno. O alto curso do Ribeirão Ubá, com vazão consideravelmente menor que os rios Pomba e Xopotó em seus trechos D (embora com maior gradiente), encaixou cerca de 4 m durante os últimos 11.800 anos (\pm 1.000), conforme a datação da amostra 6, correspondente ao N3 do Ribeirão Ubá. Não é simples, portanto, supor motivos para que os baixos cursos dos canais principais da área de estudo não conseguissem atingir o pequeno encaixamento necessário para a eliminação das

corredeiras no mesmo intervalo de tempo. A manutenção da irregularidade das calhas parece, portanto, ter motivação tectônica bastante recente.

Entretanto, a ascensão desse bloco (ou desses blocos, embora a princípio não haja indícios para supor que o Horst da Serra da Boa Vista se comporte como blocos distintos) não parece ter se iniciado apenas no Holoceno. Caso o início fosse recente e precedido por uma quiescência desse bloco em relação aos limítrofes, os trechos D dos rios Xopotó e Pomba não teriam vales estreitos (inclusive mais estreitos que em seus trechos A). Em caso de relativa quiescência do bloco durante eventos deposicionais pretéritos, os cursos d'água teriam gerado amplas planícies, como ocorre nos demais vales estudados e nesses próprios vales, em outros trechos; e os depósitos aluviais abandonados ainda estariam preservados, possivelmente como terraços. A morfologia dos vales sugere, portanto, que, nos trechos citados, os períodos erosivos predominam há mais tempo e estariam associados à movimentação do horst (ainda que não contínua), e não à propagação de eventos erosivos iniciados à jusante (no vale do Rio Paraíba do Sul, por exemplo). Corroboram para tal hipótese o fato do Trecho E do Rio Pomba ter vale aberto e planície e terraço amplos, não denotando constante submissão a eventos erosivos. Cabe ressaltar que o padrão morfológico dos cursos d'água na passagem pelo Horst não é retilíneo e não há evidências cartográficas da existência de lineamentos antigos controlando a abertura do corte epigênico. A figura 101 ilustra a disposição dos trechos das calhas em corredeira, e o depósito aluvial predominantemente responsável pelo preenchimento dos fundos de vale, nos casos de vales abertos. Embora a dimensão dos terraços e planícies não esteja representada em escala, a figura ilustra a diferença no modelado dos fundos de vale na passagem pelo Horst da Serra da Boa Vista, em trechos nos quais é expressiva a concentração das corredeiras.

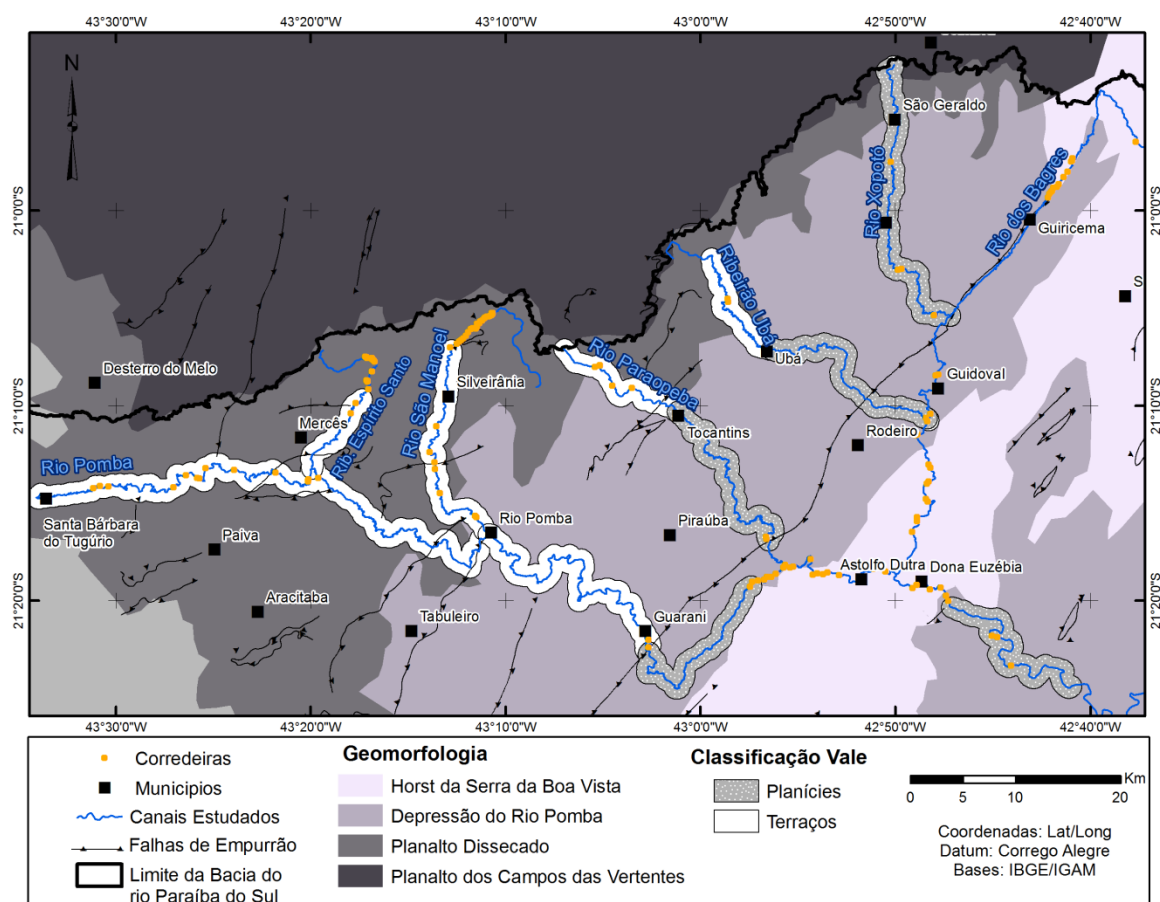


Figura 101: Distribuição dos depósitos aluviais de fundo de vale nos trechos nos quais o fundo de vale é amplo; e dos trechos de calha em corredeira nas principais unidades do relevo regional (elaboração: Laura Lima)

O escalonamento dos níveis deposicionais identificados parece ter ocorrido a partir de pulsos de encaixamento da drenagem, acompanhando a dinâmica tectônica de movimentação diferencial de blocos. A tipologia dos níveis (frequentemente pareados e sem indícios de ocorrência de níveis isolados) e o desnível entre as bases de níveis deposicionais sequenciais (frequentemente superior a 10 m) corroboram o escalonamentos a partir de eventos erosivos descontínuos. A incisão contínua dos cursos d'água ocasionada pela epirogênese positiva a que toda a plataforma brasileira está submetida tende a gerar pequeno encaixamento entre níveis deposicionais subsequentes, ou níveis deposicionais isolados.

Houve três eventos erosivos de alcance regional bastante pronunciados, responsáveis pelo escalonamento dos níveis deposicionais identificados. O primeiro, que atingiu somente a porção central e nordeste da área, foi responsável pelo abandono do nível mais antigo identificado, do qual só restaram remanescentes nos altos cursos dos rios Paraopeba, Xopotó e dos Bagres. O segundo atingiu também a porção oeste da área e foi responsável pelo

abandono dos níveis atualmente identificados a cerca de 20 m da lâmina d'água (mas cuja altura diminui em direção às cabeceiras). O terceiro foi responsável pela incisão dos canais nas calhas aluviais que haviam formado durante a deposição de seus N2 (no caso do Ribeirão Ubá, N3).

Embora a propagação de eventos erosivos desencadeados no baixo curso do Rio Pomba, ou mesmo no vale do Rio Paraíba do Sul, pudesse ser cogitada como motivadora dos períodos erosivos, a dinâmica tectônica de blocos locais poderia se sobrepor a quaisquer eventos ocorridos à jusante. A tectônica vigente no Trecho D do Rio Pomba pode influenciar os períodos erosivos e deposicionais em toda a área de estudo e é possível que tenham ocorrido deslocamentos durante todo o intervalo de tempo a que este estudo remonta. Entretanto, para que os eventos erosivos se propagassem por toda a área e causassem incisão superior a 10 m nos altos cursos dos canais, durante esses eventos deve ter havido estabilidade tectônica, permitindo a incisão da drenagem desde o Trecho D do Rio Pomba em direção às cabeceiras.

Em estudo sobre os campos de tensões neotectônicas na ZCRPS, Silva e Limeira Mello (2011) observaram correlações entre eventos tectônicos ocorridos na ZCRPS e aqueles propostos para o RCSB e para outras áreas de estudo, sendo datados desde o Mioceno até o presente (Figura 102).

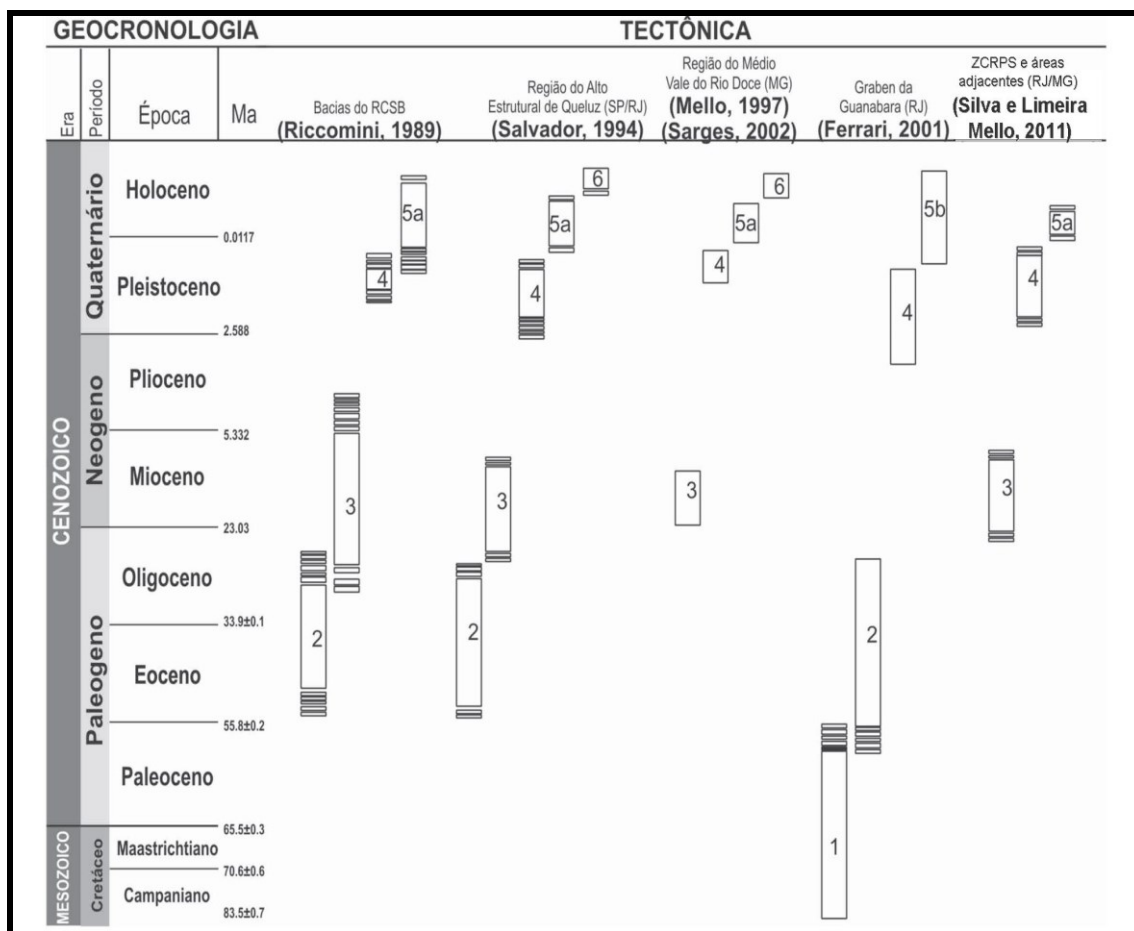


Figura 102: Quadro de fases tectônicas cenozóicas no Sudeste do Brasil segundo diferentes autores. 1. Transcorrência sinistral E-W; 2. Distensão NW(NNW)-SE(SSE); 3. Transcorrência sinistral E-W; 4. Transcorrência dextral E-W; 5a. Distensão NW(WNW)-SE(ESE); 5b. Distensão E-W; 6. Compressão E-W.

Fonte: Silva e Limeira Mello (2011), modificado de Mello e Ferrari (2003).⁴¹

Saadi (1993) atribui parte da movimentação do RCSB ao Pleistoceno, considerando a existência de vales suspensos e depósitos aluviais deformados tectonicamente em toda a Serra

⁴¹ Trabalhos relacionados na Figura 102:

RICCOMINI, C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 304 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

SALVADOR, E. D. *Análise tectônica do vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. 1994. 129 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

MELLO, C. L. *Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. 1997. 275 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

SARGES, R. R. *Morfologia de lagos da região do médio Vale do Rio Doce, Minas Gerais, e a sua relação com a tectônica quaternária*. 2002. 188 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

FERRARI, A. L. *Evolução Tectônica do Graben da Guanabara*. 2001. 412 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

da Mantiqueira mineira. Hiruma *et al.* (2001) identificaram, no Planalto de Campos do Jordão, regimes de esforços semelhantes aos identificados no RCSB, resultantes da reativação tectônica em zonas de fraqueza pré-cambrianas, como a que existe ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira. Os três regimes neotectônicos superpostos identificados no Planalto de Campos do Jordão evidenciam a continuidade (orientação e idade) dos regimes de esforços identificados em áreas vizinhas, como o vale do Rio Paraíba do Sul e a região do alto estrutural de Queluz, e áreas mais distantes, como o médio vale do Rio Doce (HIRUMA *et al.*, 2001). Salamuni *et al.*, (2004) identificaram movimentações neotectônicas na Bacia de Curitiba também associáveis ao RCSB, e Hartwig e Riccomini (2009) propuseram uma compressão holocênica de direção E-W na Serra dos Órgãos, afirmando que o quadro tectônico estabelecido para a região guarda estreita correlação com os estilos estruturais e superposição de eventos de deformação identificados em outras áreas do sudeste do Brasil.

Considerando-se a distribuição espacial das áreas entre as quais os regimes de esforços foram correlacionados (pertencentes não só à ZCRPS ou ao RCSB, mas à porção sudeste do Brasil), é possível que a área de estudo dessa dissertação tenha estado sujeita a esforços semelhantes e que estes tenham sido alterados concomitantemente com as demais áreas citadas. É possível que a tectônica local que influenciou a dinâmica fluvial da área de estudo se relacione a esses regimes de esforços, tendo variado, segundo Hiruma *et al.* (2001), muito rapidamente durante o Neopleistoceno e Holoceno.

Os depósitos gerados a partir de agradaciação das calhas têm, em média, 11.800 anos (± 1.000), conforme datação da amostra 6 do alto curso do Ribeirão Ubá. Nesse período, a área de estudo parece ter estado sob regime de transcorrência dextral E-W, com ascensão de blocos responsável pelo represamento da drenagem. Segundo Salvador e Riccomini (1995) as mudanças no regime de esforços durante o Holoceno (passando estes a extensionais, com direção WNW-ESE) foram responsáveis pela geração de feições marcantes no relevo no alto estrutural de Queluz, com formação de pacotes sedimentares com espessuras superiores a 30 metros, em *grabens* de direção N-S.

Atualmente, a dinâmica erosiva parece freada pela existência de níveis de base locais representados por pequenas cachoeiras ou trechos encachoeirados na transição do Trecho C para o Trecho D do Rio Xopotó, bem como no Trecho B do Rio Paraopeba, no baixo curso. Os trechos encachoeirados ocorrem em contatos litológicos, estando possivelmente associados à propagação para montante de trecho de elevado gradiente gerado no Rio Pomba. A estabilização do nível de base vem permitindo a esses cursos d'água e ao Ribeirão Ubá

intenso meandramento em seus trechos B, por meio do qual os canais erodem depósitos do N2 e do N3 e formam amplas e espessas planícies.

Duarte *et al.* (2010) atribuem a morfologia das planícies do Rio Pomba e de seus afluentes ao entulhamento dos fundos de vale, processo resultante do aporte sedimentar excessivo oriundo da desestabilização das vertentes. Este aporte é favorecido por interferências antrópicas que agravam a tendência natural de elevado fornecimento sedimentar para a drenagem. Embora a contribuição antrópica para o elevado fornecimento sedimentar às calhas fluviais seja inegável na Zona da Mata mineira (onde o uso do solo inadequado potencializa a susceptibilidade natural aos voçorocamento, por exemplo), os sedimentos fornecidos influenciam fortemente o aumento da espessura das planícies: já a amplitude das mesmas nos Trechos B dos rios Paraopeba e Xopotó e do Ribeirão Ubá exige outro viés de explicação. Os extensos fundos de vale (cerca de 500 m de largura) são mais facilmente correlacionados a estágios de estabilidade do nível de base, os quais permitiriam uma dinâmica de meandramentos e migração lateral dos canais. Tal dinâmica fica evidenciada pela recorrência de meandros abandonados e pelo fato dos depósitos de terraço terem sido removidos nesses trechos do Ribeirão Ubá e do Rio Paraopeba. A contribuição antrópica seria mais relevante, portanto, para explicar a espessura dos depósitos de planície e a formação de feições deposicionais de leito, como as espessas barras arenosas formadas em poucos episódios de inundação no Rio São Manuel, por exemplo.

Embora os fundos de vale do Ribeirão Espírito Santo, Rio São Manuel e trechos A e B do Rio Pomba sejam lateralmente amplos, os cursos d'água não drenem o substrato rochoso em grandes porções de suas calhas e o Trecho C do Rio Pomba apresente elevado gradiente, a porção oeste da área de estudo não apresenta indícios de uma dinâmica atual controlada por soleiras: não há, nesses vales, planícies de amplitude anômala. Ainda são observados amplos patamares de terraços em ambas as margens desses canais, o que não ocorre nos trechos B dos rios Paraopeba e Ubá, e trechos B e C do Rio Xopotó, onde a migração dos canais erodiu depósitos fluviais abandonados. Portanto, embora o Trecho C do Rio Pomba apresente elevado gradiente, este trecho não funciona como soleira para as porções do vale situadas à montante. Ao contrário, a regularização do perfil longitudinal do Rio Pomba, com suavização da declividade do Trecho C, pode ocorrer levando ao encaixamento da drenagem à montante, independentemente de movimentações tectônicas que possam ocorrer no Trecho D do canal. Até que o curso d'água suavize o elevado gradiente do Trecho C, a tendência é que as porções à montante encaixem com relativa constância, caso não ocorram controles litológicos locais.

O elevado gradiente do Trecho C do Rio Pomba não parece ter sido gerado por causas tectônicas, uma vez que as cristas, na margem direita desse trecho, apresentam-se alinhadas, em desacordo com o gradiente do canal e indicando que a tectônica teve intensidade parecida na porção sul e na porção norte do Horst da Serra da Boa Vista. Também não se trata da propagação para montante de um evento de encaixamento da drenagem originado no baixo curso do Rio Pomba. Nesse caso, deveria haver trechos semelhantes nos rios Xopotó e Paraopeba, e os trechos encachoeirados nestes canais são muito inferiores ao Trecho C do Rio Pomba em termos de dimensão longitudinal e desnível vertical. O trecho de elevado gradiente do canal principal parece estar associado, portanto, ao processo de captura fluvial, por meio do qual o Alto Rio Pomba (trechos A e B) foi desviado e integrado à porção central e nordeste da área de estudo (após o evento deposicional mais antigo identificado, que ocorreu apenas na porção central e nordeste da área de estudo, conforme já discutido).

Capturas fluviais de cursos d'água de diferentes ordens hierárquicas e ocorridas em diferentes momentos da evolução da rede de drenagem são relevantes para a configuração hidrográfica regional. Seja pelo aumento de vazão e energia nos canais captadores ou pelo rearranjo na rede de drenagem, as capturas influenciam a propagação de eventos erosivos e deposicionais na área de estudo e colaboram para o avanço da bacia do Rio Pomba sobre as bacias dos rios Doce e Paraná. É possível que influenciem também a expansão da Depressão do Rio Pomba sobre o Planalto de Campos das Vertentes, embora o recuo do interflúvio não esteja necessariamente relacionado com a expansão da depressão.

6.3 A contribuição das capturas fluviais para a evolução recente da rede de drenagem

Embora a semelhança entre as cotas altimétricas dos topos das Serranias da Zona da Mata Mineira (PROJETO RADAMBRASIL, 1983) e dos topos do Planalto de Campos das Vertentes (Figura 5A) possa sugerir uma paleocontinuidade entre ambos os compartimentos morfológicos (assim como a evolução da Depressão do Rio Pomba a partir de processo antigo de captura fluvial e posterior rebaixamento do relevo), processos de epigenia explicam de modo mais consistente a morfologia observada. O Rio Xopotó e o Rio Pomba seriam canais antecedentes e pertencentes a bacias hidrográficas distintas quando a tectônica foi ativada no Horst da Serra da Boa Vista (Figura 103). É possível que a ascensão do bloco tenha sido lenta o suficiente para permitir a incisão da drenagem e a manutenção da posição das calhas dos

cursos d'água, sem barramentos e desvios da drenagem. Cabe destacar que os canais que drenam o Horst da Serra da Boa Vista ao sul do Rio Pomba apresentam vales mais abertos que o deste (Figura 103). Não há evidências para supor evolução distinta dos fundos de vales localizados ao sul do corte epigênico do Rio Pomba: os topos alinhados e nivelados ao longo de todo o horst não denotam dinâmica tectônica distinta entre as porções sul e norte. Sem indicativos de um comportamento diferencial de blocos, a componente litológica pode ser aventada, apesar da ausência de diferenças substanciais no contexto das rochas da unidade.

A erosão remontante de um paleoafluente do Rio Pomba em seu Trecho D teria conseguido romper o interflúvio que dividia a porção oeste da porção central e nordeste da área, possivelmente em decorrência de controle estrutural. Essa captura ocorreu, conforme já discutido, entre os dois eventos deposicionais mais antigos identificados, sendo, portanto, relativamente recente (Pleistoceno tardio).

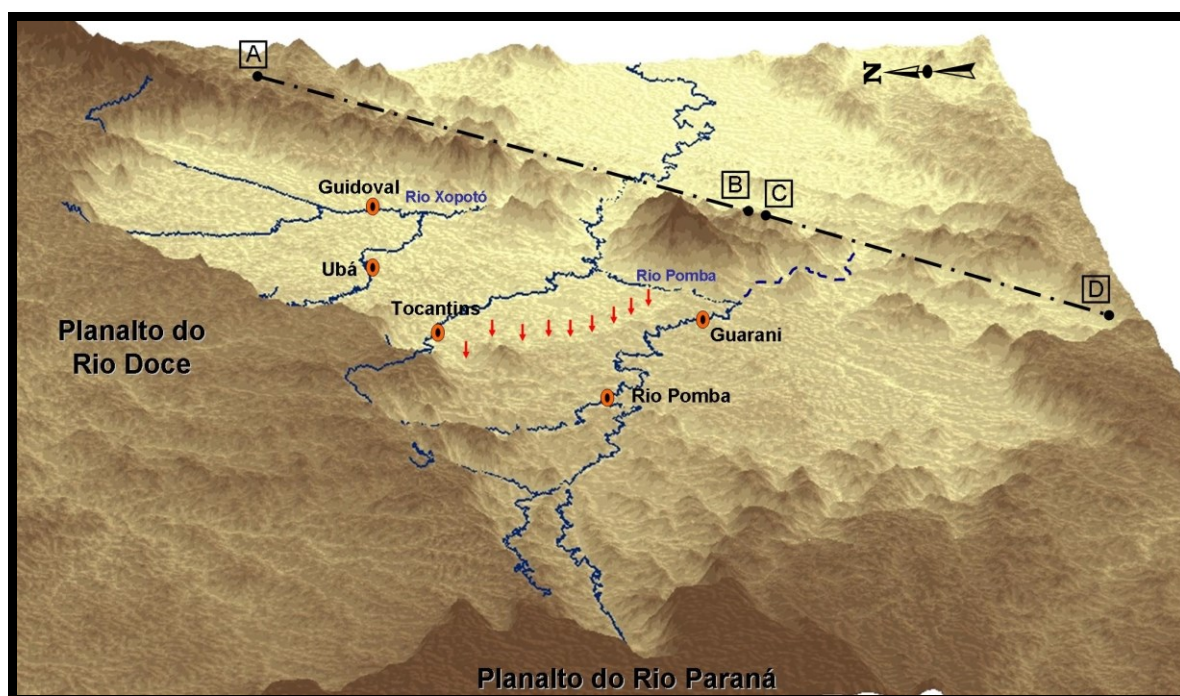


Figura 103: Visão tridimensional da área de estudo. Destaque para o possível paleovale do Rio Pomba antes da captura fluvial (canal tracejado). Observar a maior abertura dos vales no perfil C-D, em comparação ao perfil A-B. As setas vermelhas destacam a diferença altimétrica entre as porções oeste e central da área de estudo.

Atualmente, há indícios de capturas frequentes de cursos d'água pertencentes às bacias dos rios Doce e Paraná por afluentes do Rio Pomba. Raposo e Salgado (2010) identificaram o recuo do divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Pomba e Doce em relação à escarpa da Serra da Mantiqueira (Figura 6). Os autores também verificaram a existência de morros

residuais anteriormente pertencentes ao planalto drenado por afluentes do Rio Doce, e que atualmente são drenados por canais pertencentes à bacia do Rio Pomba. Essas feições foram interpretadas pelos autores como indícios do ganho de área da bacia do Rio Pomba em detrimento da bacia do Rio Doce.

De acordo com Raposo e Salgado (2010), as bacias dos rios Paraíba do Sul e Doce têm seus processos de ganhos e perdas de área regidos muito mais pelo potencial erosivo da drenagem nos interflúvios do que pelo contexto litológico. A evolução do escarpamento está, segundo eles, relacionada à proximidade das cabeceiras de cada uma das bacias em relação ao nível de base oceânico, considerando-se a direção da drenagem e o perfil longitudinal do curso d'água, desde as cabeceiras até o litoral. Essa proposição vai ao encontro da teoria de Summerfield (1991), segundo a qual bacias litorâneas seriam mais agressivas que as continentais. Os autores propuseram que a bacia do Paraíba do Sul, ao fluir diretamente para o litoral, ganha área em relação à do Rio Doce por meio de regressão remontante. Enquanto Valverde (1958) explicou a maior dissecação da bacia do Rio Doce a partir da consideração das cotas altimétricas drenadas por canais opostos pelo interflúvio, Raposo e Salgado (2010) se basearam nos perfis longitudinais dos canais até o oceano. Eles atribuíram, portanto, maior potencial erosivo à bacia do Rio Paraíba do Sul, já que esta flui diretamente para o oceano, ao passo que a bacia do Rio Doce evolui em direção ao continente.

Deve ser considerada, entretanto, a possibilidade de existência de soleiras de relevância regional capazes de atuar como importantes níveis de base. A sua influência minimizaria, portanto, o papel da proximidade do oceano e, conseqüentemente, o poder erosivo dos cursos d'água, contrariando as hipóteses de Valverde (1958) e Raposo e Salgado (2010). Duarte *et al.* (2010) destacam que o substrato geológico da bacia do Rio Pomba apresenta faixas de rochas de direção NE-SW alternadamente caracterizadas por composição predominantemente máfica ou félsica. Segundo os autores, as faixas mais resistentes impõem uma série de soleiras de variadas dimensões, ao passo que as faixas menos resistentes abrigam depressões fluviais relativas e/ou pequenos alvéolos, nos quais ocorrem retenções sedimentares denunciadas por forte entulhamento dos fundos de vales. Nesse contexto, e sabendo-se da influência que o sistema de lagos exerce sobre a drenagem da bacia do Rio Doce, o maior poder erosivo da drenagem na bacia do Rio Paraíba do Sul (indiscutível, tendo em vista o recuo do divisor hidrográfico em direção à bacia do Rio Doce, deslocado em relação à frente de escarpamento) parece ser, mais adequadamente, atribuída a soleiras de importância regional identificáveis em ambas as bacias.

Haveria, ainda, a possibilidade de, independentemente da proximidade com o nível de base geral, a maior agressividade do Rio Pomba e de seus afluentes ser influenciada por reativações tectônicas no médio e baixo Paraíba do Sul, na zona de cisalhamento homônima. Entretanto, soleiras ao longo do curso do Rio Pomba podem retardar ou bloquear o avanço para montante de eventos de encaixamento da drenagem a partir do vale do Paraíba do Sul. O Horst da Serra da Boa Vista ocasiona essa individualização da dinâmica evolutiva do Rio Pomba à montante e à jusante do mesmo.

Um relativo consenso restringe-se, portanto, à idéia de que, nos fronts das escarpas, as cabeceiras de maior energia relativa avançam sobre seus respectivos reversos provocando uma ruptura no perfil de equilíbrio do canal capturado (CHEREM *et al.*, 2012). Na área de estudo, foram observadas evidências de capturas fluviais recentes pelos rios Espírito Santo, São Manuel e dos Bagres. Há indícios, ainda, da captura de cursos d'água pertencentes à bacia do Rio Paraná por afluentes do Rio Pomba não investigados nessa dissertação.

Em processos de captura fluvial, os cursos d'água opostos pelo interflúvio apresentam diferentes direções de drenagem. Nos locais em que cursos d'água opostos pelo interflúvio apresentam mesma direção e sentidos opostos, o rearranjo da drenagem se dá por decapitação dos canais com menor potencial erosivo, um processo no qual o recuo do divisor é mais lento que nas capturas fluviais. Esse parece ser o caso dos rios Paraopeba, Ubá e Xopotó no momento atual. Há, portanto, recuo do divisor hidrográfico e avanço da bacia do Rio Pomba promovido por esses cursos d'água, porém mais lentamente.

O ganho de área de contribuição para um curso d'água favorece o aumento de sua vazão e poder erosivo, contribuindo, portanto, para a incisão da drenagem e para a intensificação dos eventos erosivos nos altos cursos dos canais captadores (à montante e à jusante do ponto exato de captura). Desse modo, as capturas fluviais ocasionam não somente o recuo do divisor hidrográfico e contribuem para o processo de recuo da frente de escarpamento, como favorecem também a expansão da Depressão do Rio Pomba, uma vez que esta é caracterizada como uma área rebaixada e suavizada quando comparada ao Planalto de Campos das Vertentes. Para que porções do planalto adquiram as características morfológicas da Depressão do Rio Pomba, é necessário, portanto, que sejam rebaixadas, e as capturas fluviais podem favorecer a incisão da drenagem.

Nos rios Paraopeba, Ubá e Xopotó, a recente perda de competência dos cursos d'água, possivelmente decorrente de interferências antrópicas na cobertura vegetal da bacia, prejudica

a incisão dos altos cursos. No Rio São Manuel, que desencadeou processo recente de captura fluvial, não há indícios da diminuição atual da competência do fluxo, embora atividades antrópicas também devam ter interferido nos processos geomorfológicos ao longo do vale. O Rio dos Bagres capturou recentemente canais da bacia do Rio Doce, mas como a captura foi posterior ao início da deposição do N1, este não registra efeitos do aumento de vazão. No Rio dos Bagres, a captura do Trecho A ocorreu há menos de 3.200 anos (idade das amostras 10 e 11), durante os quais a drenagem encaixou cerca de 2 m. O represamento do Trecho A para a construção de PCH pode retardar o processo de incisão do alto curso do canal e interferir na hidrodinâmica à jusante da escarpa. Neste caso, o canal possui calha aluvial possivelmente devido à sua pequena vazão e ao elevado fornecimento de sedimentos pelas vertentes.

Embora capturas fluviais tenham significativa influência no recuo de escarpamentos (CHEREM *et al.*, 2012), este recuo ocorre em escala de tempo diferente dos processos fluviais em estudo nessa dissertação. São observados depósitos relativos ao nível deposicional mais antigo do qual a área preserva remanescentes nas proximidades da escarpa (cerca de 1,5 km à jusante da escarpa, no vale do Rio Paraopeba; cerca de 1 km no vale do Ribeirão Ubá e cerca de 0,5 km no vale do Rio dos Bagres). Os registros fluviais indicam, portanto, que após esse evento deposicional o recuo da escarpa foi, obrigatoriamente, inferior a 2 km. Ainda que se tomasse por correta a inferência de que a escarpa recuou apenas 0,5 km desde a deposição do nível mais antigo, as taxas de recuo estariam muito elevadas em comparação com aquelas descritas na literatura. Segundo Moreira *et al.* (2008), na borda de falha da bacia de Resende, o recuo da escarpa ocorre a taxas entre 0,125 a 0,25 km/Ma. Essas taxas são, segundo os autores, bastante próximas às levantadas em outros estudos para algumas regiões dos escarpamentos da costa sudoeste africana e sudeste australiana. Taxas ainda mais baixas foram levantadas por Marent (2011) na Serra do Mar paranaense, sobretudo em sua vertente continental. Fica evidente, portanto, que a escarpa da Serra da Mantiqueira manteve sua posição relativa durante o Quaternário tardio, limitando a expansão da Depressão do Rio Pomba que, na porção nordeste da área, estende-se ao sopé da serra.

O avanço da depressão pode ocorrer em direção à porção oeste da área de estudo, seja por meio de capturas de afluentes do Rio Pomba em seu Trecho B por afluentes do Rio Paraopeba, ou pela incisão da drenagem concomitante a uma futura regularização do perfil longitudinal do Rio Pomba, sobretudo no Trecho C. Conforme mencionado, para que porções do Planalto de Campos das Vertentes se assemelhem à Depressão do Rio Pomba, é necessário que haja um encaixamento da drenagem e posterior suavização do relevo. Portanto, a captura

do Rio Pomba pelo paleoafluente do Rio Paraopeba (que hoje se constitui no Trecho C do Rio Pomba) possibilita que os vales dos rios Espírito Santo e São Manuel encaixem o suficiente para passar a drenar cotas semelhantes às drenadas pelos rios da porção nordeste da área de estudo. A ocorrência de corredeiras esparsas ao longo do Trecho B do Rio São Manuel e o afloramento relativamente frequente do embasamento rochoso nas suas margens corroboram o período erosivo atual do curso d'água, que está regularizando sua calha por meio do rompimento de pequenas soleiras.

Há a possibilidade de os rios Paraopeba e Xopotó conseguirem regularizar seus perfis longitudinais e romper as soleiras que têm freado a propagação de pulsos erosivos atuais para montante antes que o Rio Pomba consiga regularizar o gradiente do Trecho C. Ainda que o Rio Pomba apresente maior vazão e poder erosivo que os rios Paraopeba e Xopotó, o desnível entre os trechos B e D do Rio Pomba é bastante superior ao desnível dos trechos encachoeirados desses seus afluentes. Se assim ocorrer a evolução fluvial desses cursos d'água, as porções central e nordeste da área de estudos poderão responder ao nível de base representado pelo Horst da Serra da Boa Vista antes que o mesmo aconteça com a porção oeste da área. Neste caso, a porção oeste permaneceria em processo de incisão da drenagem enquanto os canais que drenam o restante da área responderiam, possivelmente com migrações laterais e entulhamento das calhas, ao soerguimento do horst, supondo que este permaneça.

Ainda que algumas hipóteses levantadas neste trabalho sejam audaciosas, sobretudo considerando que a região apresenta indícios de neotectônica, a captura do Rio Pomba parece, pelos motivos abordados, ser fundamental para uma possível expansão da Depressão do Rio Pomba em intervalo de tempo mais curto que o necessário para o recuo da escarpa da Serra da Mantiqueira. A expansão da depressão para norte, limitada pela escarpa, é possível apenas na escala temporal de milhões de anos, ao passo que milhares de anos seriam suficientes para que a depressão avançasse em direção à bacia do alto Rio Pomba. Já para a configuração atual da depressão, a dinâmica tectônica parece ter tido papel fundamental, uma vez que o soerguimento de blocos represaria a drenagem, favorecendo o meandramento, a migração lateral dos cursos d'água e a desestabilização das vertentes. Estes processos explicariam a abundância regional de registros de coluvionamento, que contribuem para a suavização do relevo e a configuração da depressão.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As evidências geomorfológicas e a formulação de hipóteses convergem para a proposição da influência decisiva de processos de capturas fluviais e cortes epigênicos na organização espacial da rede de drenagem e da configuração do relevo na área de estudo. Sob influência decisiva da tectônica, o modelado regional vem evoluindo a partir do reordenamento contínuo das artérias hidrográficas, principalmente dos trechos superiores que cortam o interflúvio regional. A reconhecida atividade neotectônica da borda leste brasileira, na região, parece influenciar a organização espacial da drenagem e a individualização de domínios morfológicos. Além das possíveis influências da ativação de macroestruturas regionais, como o Sistema de Rifts da Serra do Mar e os grabens associados, a geomorfologia da área de estudos parece refletir uma dinâmica de pulsos temporais e períodos de estabilidade de estruturas mais localizadas, como o Horst da Serra da Boa Vista.

Os vales apresentam planícies amplas, um nível de terraço espesso e um nível deposicional descaracterizado cuja base dista, em média, cerca de 20 m da lâmina d'água. Nos altos cursos dos canais pertencentes à porção central e nordeste da área foram identificados remanescentes de um evento deposicional mais antigo, após o qual o encaixamento da drenagem deve ter sido de, no mínimo, 30 m. Depósitos de planície são amplos e espessos ao longo dos vales. A disposição dos terraços é restrita aos trechos A dos canais da porção central e da porção nordeste da área, em decorrência da intensa migração lateral que ocorre em seus trechos B, responsável pela remoção dos depósitos abandonados. Níveis deposicionais mais antigos, já incorporados ao contexto de vertente, são mais frequentemente identificados nos altos cursos, onde o posterior encaixamento da drenagem foi menor. Os níveis deposicionais são pareados e escalonados, indicando uma incisão da drenagem em resposta a eventos erosivos descontínuos.

Durante o evento deposicional mais antigo identificado nos altos cursos dos canais que drenam as porções central e nordeste, o Rio Pomba atravessava outro trecho do Horst por meio de passagem epigênica. O vale seco se mantém relativamente preservado, embora tenha havido encaixamento posterior da drenagem de cerca de 100 m. É possível que, antes da captura, a bacia do alto Rio Pomba apresentasse delimitação semelhante à atual, exceto pelo fato do Trecho A do Rio São Manuel ter sido capturado, possivelmente após a captura do Rio Pomba.

Os depósitos correlativos ao primeiro evento deposicional que afetou toda a área de estudo apresentam base cerca de 20 m acima da lâmina d'água. Na maioria dos vales investigados, entre esse evento e o seguinte, houve um encaixamento de cerca de 20 m, que indica que o escalonamento dos níveis foi, possivelmente, decorrente de pulsos tectônicos. Não se deve, contudo, descartar a possibilidade de que o encaixamento regional da drenagem tenha refletido uma estabilização tectônica do horst, que teria permitido que eventos erosivos iniciados no Trecho E do Rio Pomba, no baixo curso do canal ou no vale do Rio Paraíba do Sul se propagassem para montante.

A agradaciação das calhas, evidenciada pelos depósitos do nível imediatamente posterior, é mais facilmente explicada pela existência de soleiras tectônicas nos rios Pomba, Paraopeba e Xopotó. Para que o efeito do represamento parcial da drenagem se refletisse no alto curso do Rio Pomba e em seus afluentes, é necessário que a tectônica tenha ocorrido à montante de seu Trecho C, uma vez que o elevado gradiente deste trecho permitiria que o alto curso do canal continuasse encaixando, mesmo mediante formação de soleira no Trecho C ou à jusante.

Com relação à dinâmica atual, nos canais pertencentes à porção central e nordeste da área predominam os processos de migração lateral e meandramentos, devido à estabilização de seus níveis de base ocasionada por trechos encachoeirados nos baixos cursos. Nos altos cursos, os canais apresentam corredeiras esparsas e as calhas são, predominantemente, aluviais, uma vez que o fluxo não tem competência para transportar significativa parte do material detrítico para jusante. Na porção oeste, os cursos d'água não apresentam meandramentos tão expressivos e há a propagação de eventos erosivos para montante, corroborada sobretudo pela disposição de corredeiras no Rios São Manuel e no Trecho A do Rio Pomba.

O recuo do divisor hidrográfico e conseqüente avanço da bacia do Rio Pomba em direção à bacia do Rio Doce ocorre nas cabeceiras de três dos vales investigados. O recuo da escarpa, com auxílio de capturas fluviais, demanda período de tempo maior, tendo em vista que as taxas de recuo de escarpas são muito baixas em comparação com as taxas de incisão da rede de drenagem. O processo de expansão da Depressão do Rio Pomba, também favorecido por capturas fluviais, requer um intervalo de tempo inferior ao necessário para o recuo da escarpa, embora trate-se de um processo lento, no qual é necessária a incisão da drenagem e a posterior suavização de vertentes e fundos de vale.

Há indícios, ainda, da contribuição da ativação do Horst da Serra da Boa Vista para a configuração da Depressão do Rio Pomba. A estabilização do nível de base local, favorecida pela ascensão do horst (que atua de modo semelhante às soleiras, inibindo a propagação de eventos erosivos à montante), favoreceu a suavização da morfologia da depressão. Quaisquer outras soleiras que demandem alguns milhares de anos para serem rompidas, como é o caso das atualmente observadas nos baixos cursos dos rios Paraopeba e Ubá, podem também favorecer a estabilização do nível de base, o meandramento dos canais e a abertura e suavização dos fundos de vale. A expansão da depressão em direção à alta bacia do Rio Pomba é viável a partir da energia fornecida para o alto curso do canal desde que este foi capturado ou por capturas internas que venham a ocorrer (de afluentes do Rio Pomba em seu Trecho B por afluentes do Rio Paraopeba). Em direção ao norte, essa expansão é limitada espacial e temporalmente pela escarpa da Serra da Mantiqueira.

Mesmo com os riscos e margem de erros inerentes ao método, a datação de sedimentos aluviais via LOE auxiliou a formulação de hipóteses sobre a configuração da rede hidrográfica e do relevo regional. Deste modo, a correlação de níveis e a comparação entre os vales foi facilitada, enriquecendo as interpretações de gabinete e de campo. Diante da utilização ainda pouco frequente da LOE, é válido ressaltar a importância da utilização do método SAR, de modo a reduzir a possibilidade de superestimação das idades. A LOE não é apropriada para a datação de depósitos antigos (descaracterizados) em áreas cujas vertentes apresentam coluvionamentos marcantes, uma vez que a chance do depósito aluvial ter sido remobilizado (e não apenas erodido) não é pequena, comprometendo inteiramente a datação do evento deposicional aluvial.

Ainda que nem todas as idades obtidas tenham sido consideradas plausíveis, aquelas que foram contempladas no trabalho auxiliaram as hipóteses sobre a propagação de eventos deposicionais (jusante para montante) e sobre as condições climáticas vigentes durante os eventos deposicionais. As considerações sobre as condições climáticas correlativas dos níveis abandonados mais recentes e a comparação com o quadro atual das planícies permitiram identificar a tendência regional de redução de vazão dos cursos d'água que não capturaram canais anteriormente pertencentes à bacia do Rio Doce. Tal fenômeno tem, possivelmente, motivações antrópicas, as quais contrariam a atual tendência natural de aumento de vazão dos cursos d'água, considerando-se as condições climáticas bastante úmidas no Holoceno.

A captura de cursos d'água pertencentes à bacia do Rio Doce por afluentes do Rio Pomba reflete a resposta da drenagem às características locais do relevo. A escarpa da Serra da Mantiqueira, por se constituir em um degrau no relevo entre as mencionadas bacias, favorece o potencial erosivo dos cursos d'água que drenam sua vertente oceânica, nos quais o gradiente dos altos cursos é significativamente mais elevado que o dos canais opostos, pertencentes à bacia do Rio Doce. Essa diferença de agressividade dos altos cursos de canais opostos pelo interflúvio é, por vezes, interpretada como decorrente do maior potencial erosivo das bacias litorâneas, quando compradas às continentais (RAPOSO e SALGADO, 2010), conforme proposto por Summerfield (1991). Na área de estudo, o que se observa é uma relativa desconexão entre a drenagem à montante e à jusante do horst, uma vez que movimentações ascendentes no mesmo dificultam a propagação de eventos erosivos iniciados no Trecho E do Rio Pomba ou ainda mais à jusante, e fazem com que o horst se configure em um nível de base local bem marcado no perfil longitudinal dos cursos d'água. Desta forma, a proximidade longitudinal dos afluentes do Rio Pomba com o nível de base oceânico não é a principal responsável pelo alto poder erosivo dos mesmos. A morfologia da escarpa, intensificada pelo processo de avanço da Depressão do Rio Pomba até o sopé da mesma, favorece o elevado gradiente dos canais, que permite que eles tenham energia suficiente para interceptar o interflúvio e capturar afluentes do Rio Doce, ou para decaptá-los. A rede de drenagem, portanto, influencia e é influenciada pelas características do relevo da área, atuando no processo de avanço da bacia do Rio Pomba sobre a bacia do Rio Doce e na expansão da Depressão do Rio Pomba sobre o Planalto de Campos das Vertentes, e sendo influenciada por fatores estruturais, tectônicos e, recentemente, também por fatores antrópicos.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais Acad. Bras. Cienc*, (supl.) 15-26. 1976

ALMEIDA, F.F.M., e CARNEIRO, C.D.R. *Origem e evolução da Serra do Mar*. *Revista Brasileira de Geociências* 28(2):135-150, junho de 1998.

BRANDALISE, L.A. e VIANA, H.S. - 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional - escala 1:100.000 (Folha Rio Pomba, SF.23-X-D-I) Estado de Minas Gerais. DNPM/ CPRM.

BARROS, L.F.P. Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG. 2011. 110 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2011.

BARROS, L.F.P.; LAVARINI, C.; LIMA, L.S.; MAGALHÃES JÚNIOR, A.P. Síntese dos cenários paleobioclimáticos do Quaternário tardio em Minas Gerais/Sudeste do Brasil. *Revista Sociedade e Natureza*. Uberlândia, ano 23 n. 3, 371-386, set/dez. 2011.

BISCHOP, P. *Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion*. *Progress in Physical Geography*, **19**(4): 449-473. 1995.

BRIDGE, J.S. *Rivers and Floodplains*. Blackwell Science, Oxford, 2003. 492 p

CHARLTON, R. *Fundamentals of fluvial geomorphology*. Londres; Routledge, 2008. 234 p.

CHEREM, L.F.S. Retração de escarpas no sudeste do Brasil e suas implicações morfo-pedogênicas. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Projeto de Tese de Doutorado, 2009. 16p

CHEREM, L.F.S., VARAJÃO, C.A.C., VARAJÃO, A.F.D.C., SALGADO, A.A.R., MAGALHÃES JÚNIOR, A.P. O papel de grandes capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do Sudeste do Brasil. No prelo. 13p.

CORRÊA, A.C.B.; SILVA, D.G. DA; MELLO, J.S. Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário Tardio no semi-árido nordestino. *Mercator*, v. 7, p. 99-125, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia fluvial*. São Paulo: Edgar Blucher, 1981. 313 p.

DAVIS, W.M. The geographical cycle. *Geographical Journal of the Royal Geographical Society*, v. 14, p. 481-504, 1899.

DAYAN, H. e KELLER, J.V.A. 1989. A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:494-506.

DUARTE, M.P.; PARAGUASSU, L.; BARROS, A.C.L.; SAADI, A. Erosão na Zona da Mata mineira: condicionantes naturais e efeitos antrópicos. VIII SINAGEO, Recife, 2010.

FARIA, M.M. Compartimentação Geomorfológica e Morfometria da Bacia do Rio Pomba, MG/ RJ. Monografia. Universidade Federal de Viçosa – MG. Dezembro – 2009.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C.J.; MONTOVANI, M.S.M. 1995. Denudation , fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(1): 65-77.

HACKSPACHER P., HADLER N.J.C., LUNES P.J., Paulo S.R., Ribeiro L.F.B., TELLO S.C.A. 1999. Alguns dados sobre o Período Cretáceo na Serra da Mantiqueira através de análise de traços de fissão em apatitas (ATFA). In: UNESP, Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra, *Boletim*, 33-37.

HARTWIG, M.E. e RICCOMINI, C. Padrão de fraturas da região da Serra dos Órgãos (RJ) e sua relação com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* **39**(3): 452-464, setembro de 2009. Arquivo digital disponível on-line no site www.sbgeo.org.br

HEILBRON, M., VALERIANO, C.M., VALLADARES, C.Y., MACHADO, N.A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil *Revista Brasileira de Geociências*, **25**(4):249-266, dezembro de 1995.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.; SILVA, L.C.; TROUW R. A. J.; JANASI, V. A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Netto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito-Neves (eds.) *Geologia do continente sulamericano – evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 203-234. 2004

HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTTIERI, M.C. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências* **31**(3):375-384, setembro de 2001.

JACOBSON, R., O'CONNOR, J.E., OGUCHI, T. Surficial geologic tools in fluvial geomorphology. In: KONDOLF, G.M., PIEGAY, H. (Ed.). *Tools in fluvial geomorphology*. Chichester: Wiley, 2003. p. 25–57.

JAIN, M., MURRAY, A.S.; BOTTER-JENSEN, L. Optically stimulated luminescence dating: How significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire*, v. **15**, p. 143–157, 2004.

KARNIOL, T.R.; MACHADO, R., VICENTE, L.C. Tectônica extensional no cinturão Paraíba do Sul no noroeste do Rio de Janeiro: análise estrutural na seção Itaperuna (RJ) – Muriaé (MG). *Revista Brasileira de Geociência*. 37(3): 625-636, setembro de 2007.

KING, L. A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

KNIGHTON, D. *Fluvial forms and processes*. London: Edward Arnold, 1984. 218 p.

LEOPOLD, L.B., WOLMAN, M.G., MILLER, J.P. *Fluvial Processes in Geomorphology*. San Francisco: Freeman and Company, 522 p. 1964

LISBÔA, N.A.; CASTRO, J.H.W. Captura do sistema fluvial Camaquã pelo sistema fluvial Jacuí-São Gabriel, RS. Anais IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Santos, Brasil. 11-18 setembro 1998, INPE, p. 415-424.

LITCHFIELD, N.J. E RIESER, U. Optically Stimulated Luminescence age constraints for fluvial aggradation terraces and loess in the eastern North Island, New Zealand', *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 48: 4, 581 — 589. 2005.

LOUZADA, C. Composição florística e estrutura de vegetação arbórea em diferentes condições fisiográficas de um fragmento de floresta estacional semidecidual secundária, na Zona da Mata de Minas Gerais. 2002. 149 f. Dissertação (Mestrado em Ciência Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG, 2002.

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P. *Dinâmica Fluvial Cenozóica da Bacia do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte-MG*. 1993. 159 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1993.

MARENT, B. R. Mensuração dos processos desnudacionais a longo-termo (^{10}Be) na Serra do Mar no estado do Paraná: implicações para a evolução do relevo. Dissertação de mestrado - Departamento de Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2011.

MISSURA, R.; CORREA, A.C.B. Evidências Geomorfológicas como Ferramentas para a Reconstrução Paleogeográfica na Mantiqueira Ocidental- MG. *Revista de Geografia (Recife)*, v. 24, p. 262-278, 2007.

MODENESI-GAUTTIERI M.C., HIRUMA S.T., RICCOMINI C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of Southeastern Brazil. *Geomorphology*, 43(3/4):257-271.

MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. Channel-reef Morphology in Mountain Drainage Basins. *The Geological Society of America Bulletin*, v. 109, n. 5, p. 596-611, 1997.

MOREIRA, I.C. ; MELO, C.L. ; FERNANDES, N.F. . Aplicação de Modelos Matemáticos de Evolução do Relevo na Simulação do Recuo da Borda de Falha da Bacia de Resende. In:

44º Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba (PR). Anais do 44o Congresso Brasileiro de Geologia. Curitiba, PR : Editora da UFPR, 2008. v. 1.

MURRAY, A.S. e OLLEY, J.M. Precision and accuracy in the Optically Stimulated Luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *GEOCHRONOMETRIA* Vol. 21, pp 1-16, 2002 . *Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology*

MOURA-LIMA, E.N., BEZERRA, F.H.R.; LIMA-FILHO, F.P.; CASTRO, D.L.; SOUSA, M.O.L; FONSECA, V.P.; AQUINO, M.R., 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil, *Sediment. Geol.* (2010), doi:10.1016/j.sedgeo.2010.09.016

NASCIMENTO, L.F. Dosimetria usando Luminescência Ópticamente Estimulada: aplicações, propriedades físicas e caracterização de materiais dosimétricos. Dissertação de mestrado em Física Aplicada. Instituto de Física de São Carlos. USP. São Carlos – SP. 141 p. 2007.

NOCE, C.M., ROMANO, A.W., PINHEIRO, C.M., MOL, V.S., PEDROSA-SOARES, A.C. 2003. Folha SE.X-D-II: Ubá. In: COMIG (Editor), Projeto Leste, Belo Horizonte.).

OLIVEIRA, D. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. *Revista do Departamento de Geografia*, 20 (2010) 37-50.

PAZZAGLIA, F.J. Fluvial Terraces. In: WOHL, E. (Ed.). *Treatise on Geomorphology*. New York, Elsevier, 2010.

PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; ALKMIM, F.F.; SILVA, L.C.; BABINSKY, M.; CORDANI, U.; CASTAÑEDA, C. Orógeno Araçuaí: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977. *Geonomos* 15(1): 1 - 16, 2007.

PENK, W. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. Londres: MacMillan, 1953.

PRESCOTT, J.R., HUTTON, J.T. Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, v. 14, p. 223–227, 1988.

PROJETO-RADAMBRASIL, 1983. Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, 32. CPRM, Rio de Janeiro, 780 p.

RAPOSO, A.A. e SALGADO, A.A.R. Mapeamento das unidades do relevo da região dos divisores de águas das bacias hidrográficas dos rios São Francisco/Doce/Paraíba do Sul. In: Semana de Iniciação Científica da UFMG, Belo Horizonte: UFMG, 2010.

RICCOMINI, C. O Ritf Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado. IG-USP. 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.383-405.

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

RITTER, D.F., KOCHER, R.C., MILLER, J.R. *Process Geomorphology*. McGraw Hill, 2002. 560 p.

RODRIGUES, A.C.A. Análise morfométrica aplicada à investigação da dinâmica diferencial da rede de drenagem na Serra da Mantiqueira: estudo comparativo de afluentes das bacias dos rios Paraíba do Sul e Doce, Zona da Mata em Minas Gerais. Trabalho de conclusão de curso. Departamento de Geografia. Universidade Federal de Minas Gerais. 2011.

ROMANO, A.W. e CASTANEDA, C. A tectônica distensiva pós-mesozóica no condicionamento dos depósitos de bauxita da Zona da Mata mineira. *Geonomos* 14(1, 2): 1-5.2006.

SAADI, A.. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.

SAFRAN, E.B., BIERMAN, P.R., AALTO, R., DUNNE, T., WHIPPLE, K.X., CAFFEE, M. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, n. 30, p. 1007–1024, 2005.

SALAMUNI, E.; EBERT, H.D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências* 34(4):469-478, dezembro de 2004.

SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). *Revista Brasileira de Geociências*. 36 (3): 385-395, setembro de 2006.

SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; Datação absoluta por luminescência do Alogruppo Alto Rio Paraná (SP, PR E MS). *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 27–28, n. 1/2, p. 13–29, 2007.

SALLUN, A.E.M.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; SANTOS, J.; BARRETO, A.M.F. Datação absoluta de depósitos quaternários brasileiros por luminescência. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 2, p. 401-412, 2007.

SALVADOR, E.D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências* 25(3): 151-164, junho de 1995.

SANTOS, M. dos. Serra da Mantiqueira e Planalto do Rio Grande: a Bacia Terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. Rio Claro. 1999. IGCE – Unesp. Tese de Doutorado. 225p., 2v.

SANTOS, A.H.B.; OLIVEIRA, D. Trajetórias do rio Capivari: implicações de um impacto meteorítico na drenagem no reverso da Serra do Mar, São Paulo, Brasil. *Revista Geografias*. Belo Horizonte 04(1) 69-76 julho-dezembro de 2008.

SAWAKUCHI, A.O., KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO, JR., R.; GUEDES, C.C.F.; UMISEDO, N.K. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. *Quaternary Sciences Reviews*. Volume 27, 21–22, Novembro 2008, p. 2076–2090.

SILVA, T.M.; MONTEIRO, H.S.; CRUZ, M.A.; MOURA, J.R.S. Anomalias de Drenagem e Evolução da Paisagem no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (RJ/SP). *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ ISSN 0101-9759 Vol. 29 - 2 / 2006 p. 210-224*.

SILVA, D.G.; CORRÊA, A.C.B. Evolução paleoambiental dos depósitos de tanques em Fazenda Nova, Pernambuco – Nordeste do Brasil. *RBF- Revista Brasileira de Geografia Física Recife-PE, Vol.2 n.02, maio-agosto 2009, 43-56*.

SILVA, C.M.T.; ALKMIM, F.F.; PEDROSA-SOARES, A.C. Geometria e evolução do feixe de zonas de cisalhamento Manhuaçu - Santa Margarida, Orógeno Araçuai, MG. *REM: R. Esc. Minas, Ouro Preto, 62(1): 23-34, jan. mar. 2009*.

SILVA, T.P.; e LIMEIRA MELLO, C. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). *Revista do Instituto de Geociências – USP* Disponível on-line no endereço www.igc.usp.br/geologiausp - 95 - Geol. USP, Sér. cient., São Paulo, v. 11, n. 1, p. 95-111, abril 2011.

SOUZA, H.N. Sistematização da experiência participativa com sistemas agroflorestais: rumo à sustentabilidade da agricultura familiar na Zona da Mata mineira. Viçosa, 2006. 127 p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Viçosa.

SUGUIO, K. e BIGARELLA, J.J. *Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância*. Curitiba: UFPR, 1979. 183 p.

SUMMERFIELD, M. A. 1991 – *Global Geomorphology*. New York, Longman Scientific & Technical. 537p.

TATUMI, S.H., PEIXOTO, M.N.O., MOURA, J.R.S., MELLO, C.L., CARMO, I.O.,

KOWATA, E.A., YEE, M., BRITO, S.L.M., GOZZI, G., KASSAB, L.R.P. Optical dating using feldspar from Quaternary alluvial and colluvial sediments from SE Brazilian Plateau, Brazil. *Journal of Luminescence*, n. 102 (103-C), p. 566–570, 2003.

THORNDYCRAFT, V.R., BENITO, G., GREGORY, K.J. Fluvial geomorphology: a perspective on current status and methods. *Geomorphology*, v. 98, p. 2-12, 2008.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B.P., NOGUEIRA, J.R., VALLADARES, C., ALMEIDA, J., SILVA, L.G.E., MEDEIROS, S.R., ALMEIDA, C.G., MIRANDA, A., RAGATKY, C.D., MENDES, J., LUDKA, I. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos* 15(1): 67 - 79, 2007.

VALADÃO, R. C. 1998 – *Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)*. Salvador: UFBA, Curso de pós-graduação em geologia. Tese de Doutorado, 243p.

VALVERDE, O. Estudo Regional da Zona da Mata de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geografia*. Rio de Janeiro, n. 1, p. 3-79, 1958.

WALLINGA, J. Optically stimulated luminescence dating in fluvial deposits: a review. *Boreas*, v. 31, p. 303–322, 2002.

WATANABE, E.A., TATUMI, S.H., SUGUIO, K., MUNITA, C.S., PAIVA, R.P. Luminescence dating of dunes from São Paulo State, Brazil, and the Pleistocene relative sea-levels. *J. Coastal Res.*, v. 35, p. 284–292, 2003.