

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

ALEX DE CARVALHO

**PROCESSOS MORFOGENÉTICOS E CONDICIONANTES
ASSOCIADOS AOS EVENTOS DE ENTULHAMENTO DOS FUNDOS
DE VALES DE AFLUENTES DO MÉDIO/BAIXO RIO
PARAOPEBA/MG**

Belo Horizonte

2014

ALEX DE CARVALHO

**PROCESSOS MORFOGENÉTICOS E CONDICIONANTES
ASSOCIADOS AOS EVENTOS DE ENTULHAMENTO DOS FUNDOS
DE VALES DE AFLUENTES DO MÉDIO/BAIXO RIO
PARAOPEBA/MG**

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: Antônio Pereira Magalhães Júnior

Belo Horizonte

2014

C331p
2014 Carvalho, Alex de.
 Processos morfogênicos e condicionantes associados aos
 eventos de entulhamento dos fundos de vales de afluentes do
 médio/baixo rio Paraopeba/MG [manuscrito] / Alex de Carvalho. – 2014.
 193 f.: il.(color.)

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Minas Gerais,
Instituto de Geociências, 2014.

Área de concentração: Análise Ambiental.

Orientador: Antônio Pereira Magalhães Júnior.

Bibliografia: f. 185-191.

Inclui anexo.

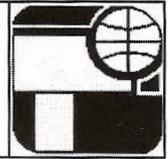
1. Hidrometria – Teses. 2. Paraopeba, Rio(MG) – Teses. 3.
Luminescência – Teses. I. Magalhães Júnior, Antônio Pereira. II.
Universidade Federal de Minas Gerais, Instituto de Geociências. III.
Título.

CDU: 556.16.047



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MINAS GERAIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



FOLHA DE APROVAÇÃO

PROCESSOS MORFOGENÉTICOS E CONDICIONANTES ASSOCIADOS AOS EVENTOS DE ENTULHAMENTO DOS FUNDOS DE VALES DE AFLUENTES DO MÉDIO/BAIXO RIO PARAPEBA/MG

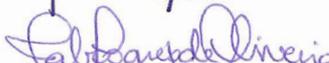
ALEX DE CARVALHO

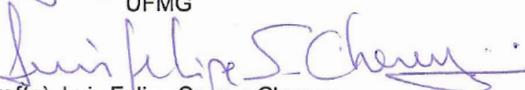
Dissertação submetida à Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOGRAFIA, como requisito para obtenção do grau de Mestre em GEOGRAFIA, área de concentração ANÁLISE AMBIENTAL.

Aprovada em 03 de junho de 2014, pela banca constituída pelos membros:


Prof(a). Antonio Pereira Magalhaes Junior - Orientador
UFMG


Prof(a). Roberto Célio Valadão
UFMG/IGC


Prof(a). Fábio Soares de Oliveira
UFMG


Prof(a). Luis Felipe Soares Cherem
Universidade Federal de Goiás

Belo Horizonte, 3 de junho de 2014.

Aos meus pais, com muito amor.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço à minha Família, porque sem meus pais, Getúlio e Edite, e meu irmão, Anderson, dificilmente eu teria me tornado geógrafo e conseguido concluir esta etapa. Aproveito e agradeço também à Alessandra, minha cunhada, e aos meus primos-irmãos Jonathan, Cláudio e Cida, pessoas especiais com as quais pude contar nesse tempo de formação. A vocês eu dedico essa conquista.

Agradeço aos meus amigos, que, de diversas maneiras, contribuíram para minha pesquisa e com a minha formação como ser humano. Antes de sermos cientistas, acadêmicos ou estudantes somos seres humanos e eu acredito que isso deve guiar nossas ações. Assim, agradeço à Joyce Marra, à Letícia Faria e ao Chrystiann Lavarini, amigos com os quais contei em momentos importantíssimos e que se tornaram fundamentais nessa pesquisa. Nossas conversas, sobre diversos temas, e nossos campos me ajudaram bastante, tenham certeza disso! Agradeço à Amanda Raposo, amiga e madrinha do projeto que se transformou nessa dissertação. Suas contribuições tiveram valor incalculável, assim como tem a sua amizade. Também agradeço de modo especial à Amanda Andrade, à Camila Camargos, à Camila Carolina, à Gleice e à Laura, que em diversos momentos se fizeram fundamentais e alimentaram a confiança que eu precisava para continuar acreditando que eu seria capaz de realizar essa pesquisa. É bom poder contar com pessoas que nos mostram mais de nós mesmos e nos incentivam. Agradeço ao Fred Lopes, hoje professor no IGC/UFMG, companheiro de pesquisas nas cachoeiras do Quadrilátero Ferrífero, com quem eu aprendi muito ao longo da graduação, sempre otimista e me apoiando. Por fim, agradeço aos amigos, cujos nomes não ocupam materialmente um espaço nesses agradecimentos, mas estão em minha cabeça e no meu coração. A vocês que não desistiram de mim e que participaram das alegrias quando superei as dificuldades e que também suportaram minhas ausências ou presenças aflitas, ambas recheadas de preocupações com as etapas desse trajeto.

Agradeço aos professores Fábio Soares, Roberto Valadão e Luís Cherem, porque contribuíram bastante com as discussões no Seminário e Defesa da Dissertação.

Agradeço ao professor Antônio P. Magalhães Jr, pela amizade, pela paciência e pelos ensinamentos no campo da Geografia e da Geomorfologia ao longo dessa trajetória acadêmica, iniciada ainda na graduação com o Pro-Noturno. Mais do que um orientador e professor, colocou-se como um exemplo de empenho, dedicação e comprometimento. Também foi um exemplo de ser humano, pela responsabilidade e cuidado com o outro. Fico feliz pela sua orientação e presença ao longo desses anos.

Agradeço à CAPES e ao PPG-Geografia do IGC/UFMG, pela oportunidade de desenvolver um mestrado em uma instituição pública de ensino e porque contribuíram significativamente para que eu tivesse condições de realizar esse estudo.

Não é a toa que se conclui um estudo como esse. Isso só é possível porque no meio do caminho existem pessoas que ajudam a transformar sonhos em realidade.

A todos vocês, obrigado!

“O que faço neste momento ou deixo de fazer é tão importante, para tudo o que virá, tanto quanto maior o acontecimento do passado; nesta formidável perspectiva do efeito, todas as ações são igualmente grandes e pequenas”.

(Friedrich Nietzsche – A Gaia Ciência)

RESUMO

Nas últimas décadas, diversos trabalhos têm buscado compreender a evolução do relevo na região central de Minas Gerais através da interpretação dos níveis e sequências deposicionais aluviais presentes nos vales dos principais rios. Esses estudos se concentram em regiões serranas, como o Quadrilátero Ferrífero e a Serra do Espinhaço, onde a riqueza de níveis deposicionais tem permitido a interpretação do papel da lito-estrutura e da neotectônica na dinâmica fluvial e na morfodinâmica. A bacia do Rio Paraopeba conta com poucos estudos sobre geomorfologia fluvial, os quais tratam, especificamente, de seu alto e de parte de seu médio curso, localizados no Quadrilátero Ferrífero e/ou em suas bordas. Em seu médio e baixo curso, a pequena quantidade de níveis deposicionais é um fator que dificulta as interpretações sobre a dinâmica fluvial e morfogênese. Recentemente, mapeamentos geológicos identificaram espessas sequências aluvionares, em contexto de fundo de vale no Rio Paraopeba e em seus principais afluentes. Esses depósitos fluviais de fundo de vale correspondem a planícies e terraços intensamente explorados pelas mineradoras. Nessa dissertação, investiga-se os processos morfogenéticos e o contexto geomorfológico associados à gênese, organização espacial e evolução dos espessos pacotes sedimentares fluviais presentes nos fundos dos vales de afluentes do médio/baixo Rio Paraopeba-MG. O estudo foi realizado a partir de: i) identificação, mapeamento e caracterização dos níveis deposicionais e sedimentos correlatos; ii) datação de sedimentos por meio da técnica da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE); e iii) análise morfométrica das bacias hidrográficas e redes de drenagem (Rr, Is, Dd, FABD e RDE). Na maior parte das bacias analisadas foram identificados até três níveis deposicionais: a planície de inundação (N1), um nível de terraço (N2) e um nível deposicional descaracterizado pelos processos de encosta (N3). A análise da organização espacial, da composição granulométrica e do arranjo das fácies desses níveis deposicionais permitiu a proposição de, pelo menos, quatro eventos de sedimentação, que podem ser associados ao controle tectônico e principalmente ao controle lito-estrutural. O evento de sedimentação mais antigo é representado pelos N3, que são indícios de ambientes de deposição com maior energia. Os dois eventos seguintes são representados pelos N2: os N2 dos médios cursos seriam o registro de um evento de sedimentação regional na bacia do médio-baixo Rio Paraopeba e os N2 dos baixos cursos dos afluentes da margem direita do Rio Paraopeba seriam o registro de um evento de sedimentação posterior à formação dos N2 dos médios cursos. O último evento é representado pela formação atual dos N1 nos baixos cursos de todos os afluentes do Rio Paraopeba estudados nessa dissertação. Há ainda a formação dos N2 e N1 nos altos cursos dos ribeirões das Lajes e do Ouro e dos N1 nos médios cursos de todos os afluentes, que podem representar eventos de sedimentação cronologicamente distintos. O controle tectônico é responsável por soerguimentos e/ou basculamentos, que são evidenciados por parâmetros morfométricos, níveis deposicionais escalonados e organização da drenagem. Tal controle é favorecido pelo rico quadro estrutural herdado dos ciclos Transamazônico e Brasileiro, com falhas e zonas de cisalhamento reativadas ao longo do tempo geológico. A organização dos depósitos se relaciona ao controle litológico exercido pelos diques básicos e veios de quartzo, que estabelecem níveis de base locais para determinados segmentos dos cursos d'água e preservam os N2 e N1 em patamares altimétricos diferenciados. De acordo com os resultados da datação por LOE, o evento de sedimentação 2 ocorreu entre 17.600 ± 2.780 e 15.800 ± 2500 AP, o evento de sedimentação dos N2 nos segmentos C ocorreu entre 6.250 ± 1.100 e 2.850 ± 420 AP e o evento de sedimentação 3 ocorreu entre 2.750 ± 420 e 1.250 ± 190 .

Palavras-chave: depósitos fluviais de fundo de vale; bacia do Rio Paraopeba; Luminescência Opticamente Estimulada (LOE); controle lito-estrutural; neotectônica.

ABSTRACT

In recent decades, many studies have sought to understand the evolution of relief in the central of Minas Gerais through the interpretation of levels and depositional sequences present in the fluvial valleys of the main rivers. These studies are focus on mountain regions such as the Quadrilátero Ferrífero and the Serra do Espinhaço, where the riches of its depositional levels has allowed the interpretation of the role of litho-structural and neotectonics evolution of the fluvial dynamics and relief. The Paraopeba river basin has few studies in fluvial geomorphology, which treats specifically of its high and part of its middle course, located in the Quadrilátero Ferrífero and/or on its edges. In its middle and lower course, the small amount of depositional levels it's a factor that complicates the interpretations of evolution of the fluvial dynamics and of the relief. Recently, a geological mapping identifies thick alluvial sequences, in the context of the bottom valley in Paraopeba river and its main affluents. These fluvial deposit of the valley bottom correspond to plains and terraces heavily exploited by mining. In this dissertation are investigated the morphogenetic processes and geomorphological context associated with the genesis, evolution and spatial organization of thick sedimentary packages present in the bottom river of the valleys affluents of middle / lower Paraopeba-MG. The study was conducted from: i) Identification, mapping and characterization of depositional sediments and related levels: ii) dating the sedimentary through the technique of optically stimulated luminescence (OSL); iii) and morphometric analysis of watersheds and drainage networks (Rr, Is, Dd, FABD and RDE). The most basins analyzed were identified up to three dispositional levels: a floodplain (N1), a level of terrace (N2) and depositional level mischaracterized by colluvial deposition (N3). The analysis of the spatial organization of granulometric composition and arrangement of depositional these levels allowed the proposition, at least four depositional events, which may be associated with tectonic control and litho-structural. The oldest depositional event it's represented by N3, which are indications of deposition environments with greater energy. The following two events are represented by N2: N2 medium courses would be the record of an event of regional depositional in the Lower Rio Paraopeba basin and N2 of the lower courses of the affluents of the right bank of the Paraopeba river would be the record of a depositional event after the formation of the N2 medium courses. The last event is represented by the current line up of N1 in the lower reaches of the affluents of all Paraopeba river studied in this dissertation. There is also the formation of N1 and N2 in the upper courses of the Ribeirão das Lajes and Ribeirão do Ouro and of the levels N1 the medium courses of all affluents, which may represent events chronologically depositional distinct. The control tectonics is responsible for uplift and/or tilting that are evidenced by morphometric parameters, staggered depositional levels, river catches and drainage organizations. This control is favored by the rich structural framework inherited from Transamazônico and Brasileiro cycles, with faults and shear zones reactivated over the time geological. The organization of deposits is related to lithological control by basic dikes and quartz veins (cataclasite), which acts like local levels as basis for certain segments of watercourses and preserve the N2 and N1 in differentiated altimetric heights. According to the results of OSL dating, the depositional event 2 occurred between $17,600 \pm 2,780$ and $15,800 \pm 2,580$ BP, the event depositional of N2 in the upper courses of streams Lajes and Ouro occurred between 6.250 ± 1.100 and 2.850 ± 420 BP and depositional event 3 occurred between 2750 ± 420 and $1,250 \pm 190$ BP.

Keywords: fluvial deposits of the valley bottom; Paraopeba River's basin; Optically Stimulated Luminescence (OSL); litho-structural control; neotectonics.

Lista de Figuras

Figura 1: Representação esquemática de níveis deposicionais isolados (A) e pareados (B). ..	26
Figura 2: Representação esquemática da distribuição dos níveis deposicionais escalonados (A) e encaixados (B).	27
Figura 3: Representação esquemática dos níveis deposicionais embutidos (A) e integralmente embutidos (B).	27
Figura 4: Atributos utilizados para cálculo do RDE em trechos de drenagem.....	31
Figura 5: Localização da área de estudo destacando as vias de acesso e os cursos d'água investigados.	35
Figura 6: Mapa geológico elaborado a partir das folhas Pará de Minas, Pompéu, Sete Lagoas e Contagem (CPRM – escala 1:100.000).	39
Figura 7: Balanço Hídrico Climatológico dos municípios de Florestal-MG (A) e Sete Lagoas-MG (B), Normais Climatológicas 1961-1990.	50
Figura 8: Unidades do relevo e bacias estudadas.	62
Figura 9: Hipsometria, distribuição dos perfis topográficos e limites das unidades do relevo.	64
Figura 10: Perfis topográficos elaborados a partir do Modelo Digital de Elevação do Projeto Topodata, disponibilizado pelo INPE.....	65
Figura 11: declividade de acordo com as classes de relevo estabelecidas pela EMBRAPA (2005) e limites das unidades do relevo.	67
Figura 12: densidade de drenagem das subbacias de 3ª e 4ª ordem e limites das unidades do relevo.	69
Figura 13: Setorização dos cursos fluviais investigados e localização dos depósitos fluviais investigados.	75
Figura 14: Bacia hidrográfica do Ribeirão das Abóboras.	78
Figura 15: perfil longitudinal do Ribeirão das Abóboras, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.....	78
Figura 16: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão das Abóboras.....	80
Figura 17: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento A do Ribeirão das Abóboras.....	82
Figura 18: Bacia hidrográfica do Ribeirão dos Macacos.	85
Figura 19: perfil longitudinal do Ribeirão dos Macacos, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.....	85

Figura 20: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão dos Macacos.....	87
Figura 21: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento A do Ribeirão dos Macacos.....	91
Figura 22: Bacia hidrográfica do Ribeirão das Lajes.....	94
Figura 23: perfil longitudinal do Ribeirão das Lajes, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.....	94
Figura 24: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento C do Ribeirão das Lajes.....	96
Figura 25: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão das Lajes.....	99
Figura 26: Bacia hidrográfica do Ribeirão do Ouro.....	102
Figura 27: perfil longitudinal do Ribeirão do Ouro, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.....	102
Figura 28: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento C do Ribeirão do Ouro.....	104
Figura 29: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão do Ouro.....	106
Figura 30: Bacia do Ribeirão Cova D’Anta.....	109
Figura 31: perfil longitudinal do Ribeirão Cova D’Anta, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.....	109
Figura 32: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão Cova D’Anta.....	112
Figura 33: Quadro síntese das principais características do nível deposicional do segmento A do Ribeirão Cova D’Anta.....	114
Figura 34: Bacia do Ribeirão Águas Claras.....	116
Figura 35: perfil longitudinal do Ribeirão Águas Claras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1.....	116
Figura 36: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do Ribeirão Águas Claras.....	119
Figura 37: Bacia do Rio Vermelho.....	121
Figura 38: Perfil longitudinal do Rio Vermelho, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.....	121

Figura 39: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Rio Vermelho.....	123
Figura 40: Quadro síntese das principais características do nível deposicional do segmento A do Rio Vermelho.	125
Figura 41: Bacia do Rio Pardo.	127
Figura 42: perfil longitudinal do Rio Pardo e distribuição dos níveis fluviais de fundo de vale – N1 e N2.....	127
Figura 43: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do Rio Pardo.....	129
Figura 44: Parâmetros morfométricos RDEs/RDEt, Is trecho e perfil longitudinal, por bacia hidrográfica.....	147
Figura 45: Representação das zonas de erosão e de deposição na bacia do Médio-Baixo Rio Paraopeba.....	154
Figura 46: Perfis longitudinais dos afluentes cujos diques básicos/veios de quartzo que preservaram os perfis relíquia.....	164
Figura 47: Diagrama esquemático dos modelos finais da evolução de <i>knickpoints</i>	166
Figura 48: Síntese da configuração espacial e eventos de sedimentação na bacia do médio-baixo Rio Paraopeba.....	178

Lista de tabelas

Tabela 1: Localização dos pontos de coleta de sedimentos para a datação por LOE.....	58
Tabela 2: Área ocupada pelas unidades do relevo.....	63
Tabela 3: percentual da área ocupada pelas classes de declividade em cada unidade do relevo	68
Tabela 4: Granulometria dos sedimentos finos dos depósitos fluviais de fundo de vale por fácies – N1 e N2.	131
Tabela 5: Concentrações de Th (Tório), U (Urânio) e K (Potássio), dose anual, dose acumulada e idade dos níveis deposicionais analisados. As amostras 1, 3, 5, 7 e 9 correspondem às bases dos depósitos e as amostras 2, 4, 6, 8 e 10 se referem aos topos.	141
Tabela 6: Parâmetros morfométricos calculados para os cursos d'água e bacias estudados..	143

Lista de quadros

Quadro 1: Coluna litoestratigráfica da área estudada. Adaptada de Romano, 2007.	38
Quadro 2: síntese das principais características das unidades do relevo	73
Quadro 3: Síntese das principais características dos depósitos fluviais de fundo de vale e níveis deposicionais identificados nos vales dos canais principais, por curso d'água.....	76
Quadro 4: Classificação de fácies proposta por Miall (1985)	135
Quadro 5: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares - N3	136
Quadro 6: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares - N2 - segmentos B	137
Quadro 7: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares - N2 - segmentos A	138
Quadro 8: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares – N1 - segmentos A	139
Quadro 9: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das litofácies – N1 e N2 dos segmentos C e N1 dos segmentos B	140
Quadro 10: Correlação entre os níveis deposicionais dos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba e os níveis deposicionais identificados por Marques (1997) no vale do referido rio, a montante de Juatuba.....	150

Lista de gráficos

Gráfico 1: Precipitação Climatológica em Florestal-MG.....	51
Gráfico 2: Precipitação Climatológica em Sete Lagoas-MG.	51
Gráfico 3: Climatologia das temperaturas média, máxima e mínima do ar em Florestal-MG.	52
Gráfico 4: Climatologia das temperaturas média, máxima e mínima do ar em Sete Lagoas-MG.....	53
Gráfico 5: percentuais de área ocupada de acordo com a declividade.	66
Gráfico 6: densidade de drenagem nas serras.....	70
Gráfico 7: densidade de drenagem nos planaltos	70
Gráfico 8: densidade de drenagem nas depressões elaboradas sobre as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas.....	71
Gráfico 9: densidade de drenagem nas depressões elaboradas sobre as rochas do Grupo Bambuí	71
Gráfico 10: média da densidade de drenagem por unidade do relevo e tipos de rochas associadas às unidades.....	72

Lista de Equações

Equação 1: Relação de relevo.....	29
Equação 2: Índice de sinuosidade.....	29
Equação 3: Densidade de drenagem.....	30
Equação 4: Fator de assimetria de bacia de drenagem.....	30
Equação 5: Índice relação declividade-extensão (RDE total).....	31
Equação 6: Índice relação declividade-extensão (RDE trecho).....	31
Equação 7: Cálculo da idade por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE.....	33

Sumário

1. INTRODUÇÃO.....	17
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS	20
2.1. Dinâmica fluvial e a interação entre as vertentes e os cursos fluviais.....	20
2.1.1. Planície de inundação.....	22
2.1.2. Terraços fluviais.....	23
2.1.3. Níveis deposicionais fluviais e sua tipologia	24
2.1.4. Tipologia dos níveis deposicionais e terraços	26
2.2. Índices morfométricos	27
2.2.1. Hierarquia Fluvial	28
2.2.2. Relação de relevo	29
2.2.3. Índice de sinuosidade	29
2.2.4. Densidade de drenagem	30
2.2.5. Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem - FABD	30
2.2.6. Relação declividade-extensão – RDE	31
2.3. Datação de sedimentos fluviais: a técnica da Luminescência Opticamente Estimulada – LOE	32
3. ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO	34
3.1. Localização da área de estudo e vales selecionados	34
3.2. Quadro geológico.....	36
3.2.1. Complexo Belo Horizonte – Mesoarqueano	40
3.2.2. Supergrupo Rio das Velhas – Neoarqueano.....	40
3.2.3. Granitoides sin a tardi tectônicos - Neoarqueano.....	41
3.2.4. Granitoides tardi tectônicos - Neoarqueano	42
3.2.5. Diques Básicos – Arqueano/Paleoproterozoico	42
3.2.6. Supergrupo São Francisco/Grupo Bambuí – Neoproterozoico.....	44
3.2.7. Depósitos terciários e quaternários	44

3.3.	Caracterização geomorfológica	45
3.4.	Caracterização do clima e da vegetação	48
4.	PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	54
4.1.	Mapeamento das unidades de relevo da área de estudo.....	54
4.2.	Identificação, mapeamento e caracterização dos níveis deposicionais fluviais.....	56
4.3.	Datação dos níveis deposicionais fluviais	57
4.4.	Investigação das influências de condicionantes litológicos, estruturais e tectônicos	59
5.	MAPEAMENTO DE UNIDADES DE RELEVO NA BACIA DO MÉDIO-BAIXO RIO PARAOPEBA E ÁREAS ADJACENTES	61
5.1.	Detalhamento das análises que subsidiaram o mapeamento das unidades do relevo	63
6.	MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS DE FUNDO DE VALE	74
6.1.	Ribeirão das Abóboras.....	76
6.2.	Ribeirão dos Macacos	83
6.3.	Ribeirão das Lajes.....	92
6.4.	Ribeirão do Ouro	100
6.5.	Ribeirão Cova D'Anta	107
6.6.	Ribeirão Águas Claras	115
6.7.	Rio Vermelho.....	120
6.8.	Rio Pardo	126
6.9.	Análises granulométricas	130
6.10.	Análise das fácies e interpretação dos contextos de formação dos depósitos.....	134
6.11.	Datação por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE	141
7.	ANÁLISES MORFOMÉTRICAS	142
8.	GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS DE FUNDO DE VALE	148
8.1.	Os depósitos fluviais de fundo de vale	148
8.2.	Eventos de sedimentação e condicionantes lito-estruturais e tectônicos	155

8.3. Datações por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE	172
8.4. Considerações sobre os eventos de sedimentação	177
9. CONSIDERAÇÕES FINAIS	181
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	185
ANEXO	192

1. INTRODUÇÃO

Os rios representam níveis de base para os processos exógenos que atuam nas vertentes e suas águas são os agentes mais importantes no transporte de materiais intemperizados provenientes das encostas (PEREZ-FILHO *et al.*, 2006). Eles constituem elementos geomorfológicos capazes de refletir, direta ou indiretamente, as condições ambientais ou as suas alterações. Essas condições ambientais estão vinculadas à relação entre fatores litológicos, estruturais, tectônicos, geomorfológicos, pedológicos, climáticos e uso e cobertura do solo (CHRISTOFOLETTI, 1981). As interações entre estes fatores condicionam a dinâmica fluvial e, conseqüentemente, as feições erosivas e deposicionais resultantes.

Entre os principais registros da alteração da dinâmica fluvial e, portanto, do papel dos condicionantes geomorfológicos na evolução do relevo, destacam-se os depósitos sedimentares aluviais (CHRISTOFOLETTI, 1981). A análise estratigráfica dos registros sedimentares pode revelar diferentes momentos da história da evolução fluvial, como o contexto e a dinâmica hidrossedimentar, as áreas fonte dos sedimentos, a distância de transporte desde a desagregação nas vertentes até a deposição, bem como o tempo decorrido desde a deposição até o presente. Assim, esse tipo de análise pode subsidiar a reconstituição e interpretação de eventos deposicionais e contribuir para elucidar aspectos importantes acerca da morfodinâmica ou de feições específicas, consideradas relevantes. Estudos sobre geomorfologia fluvial podem relacionar, também, a distribuição dos depósitos nas encostas a ciclos de agradação e entalhe dos canais ou de mudanças em sua hidrodinâmica.

Em Minas Gerais, os estudos sobre geomorfologia fluvial abordam principalmente os vales fluviais inseridos no contexto geológico-geomorfológico do Quadrilátero Ferrífero. Entre os sistemas fluviais estudados, destacam-se os dos rios Conceição (BARROS, 2011), Alto-Médio Velhas (VALADÃO & SILVEIRA, 1992; MAGALHÃES JR, 1993; MAGALHÃES JR & SAADI, 1994; LANA, 2004; BACELLAR *et al.*, 2005; CHEREM, 2008; RAPOSO *et al.*, 2008; SANTOS, 2008; CHEREM *et al.*, 2008; PINTO, 2009; MAGALHÃES JR *et al.*, 2011a; MAGALHÃES JR *et al.*, 2011b) e Alto Paraopeba (MOREIRA, 1997; MARQUES, 1997). Já a porção central do estado de Minas Gerais constitui uma área com escassos estudos sobre geomorfologia regional e, particularmente, geomorfologia fluvial. Os principais trabalhos regionais não tratam especificamente da dinâmica fluvial e foram realizados por Saadi (1991), sobre a morfotectônica de Minas Gerais, Valadão (2009), sobre a

megageomorfologia do Brasil Oriental, e King (1956), sobre a geomorfologia do Brasil Oriental.

Em estudos de geomorfologia fluvial, os níveis deposicionais mais antigos têm potencial para contribuir com a compreensão da morfogênese e da dinâmica tectônica em pequenas bacias hidrográficas. Por outro lado, os estudos em grandes sistemas fluviais investigam principalmente suas planícies fluviais e a dinâmica hidrossedimentar atual. No entanto, são escassos os trabalhos que se dedicam à compreensão de eventos responsáveis pela formação de espessos depósitos fluviais em fundos de vales de pequenos cursos d'água, particularmente nos segmentos de alto curso. Este é exatamente o caso dos fundos de vale de vários afluentes do Médio-Baixo curso do Rio Paraopeba, em Minas Gerais, nos quais os espessos pacotes aluvionares vêm sendo intensamente explorados pelas mineradoras.

Entre os afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba, destaca-se o Ribeirão dos Macacos, intensamente explorado pelas mineradoras. Tanto a bacia do Ribeirão dos Macacos como as bacias dos demais afluentes do Médio-Baixo Rio Paraopeba ainda necessitam de estudos sobre sua morfogênese. No que se refere ao Ribeirão dos Macacos, Carvalho *et al.* (2012) investigaram os reflexos da extração de areia na morfologia desse ribeirão e constataram a existência de terraços e planícies no fundo do vale com dimensões horizontais e verticais expressivas, os quais são explorados pelas mineradoras. Estes níveis ocorrem desde a confluência do ribeirão com o Rio Paraopeba até o alto curso do referido ribeirão. Tais níveis deposicionais fluviais espessos, em contexto de fundo de vale, já foram apresentados no mapeamento geomorfológico realizado IGA/SETEC (1977). Contudo, os mesmos não possuem informações complementares sobre a sua gênese e evolução.

Apesar de algumas diferenças entre os afluentes selecionados nesse estudo, parte-se da hipótese de que a explicação do (s) evento (s) associado (s) ao entulhamento do fundo do vale do ribeirão dos Macacos pode ser subsidiada pela investigação de vales próximos, ou seja, o (s) evento (s) pode (m) ter tido uma abrangência regional e gerado sequências sedimentares semelhantes em vários vales. Além disso, as considerações de Saadi (1991) contribuíram para essa ampliação, já que, para o autor, essa porção da bacia do Rio Paraopeba pode ser tratada como uma unidade morfoestrutural na porção meridional do Cráton do São Francisco. Neste sentido, a unidade pode ter apresentado comportamento homogêneo quanto à morfogênese e quanto à configuração dos fundos de vale.

Em síntese, esta dissertação se propõe a responder às seguintes questões norteadoras: quais são as principais características dos processos morfogenéticos e dos condicionantes dos

eventos responsáveis pela formação dos espessos pacotes sedimentares e pela configuração dos níveis deposicionais nos fundos de vale de afluentes do Médio-Baixo Rio Paraopeba? Nesse sentido, a formação de espessas sequências aluvionares observados nos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba corresponde a eventos locais ou a eventos regionais?

Portanto, no contexto mencionado, esta dissertação tem como objetivo principal *investigar os processos morfogenéticos e os condicionantes associados à gênese e à configuração dos níveis deposicionais fluviais e das sequências sedimentares correlativas, presentes nos fundos dos vales dos principais afluentes do Médio-Baixo curso do rio Paraopeba*. Espera-se que este estudo possa contribuir para a compreensão da dinâmica fluvial na Depressão Periférica do São Francisco (IGA/SETEC, 1977) localizada na porção meridional do Cráton do São Francisco. Ademais, os resultados também podem contribuir para a compreensão da configuração do relevo regional.

De modo complementar, os seguintes objetivos específicos compõem esse estudo: (i) Identificar, mapear e caracterizar os depósitos aluviais presentes nos vales selecionados, permitindo, desse modo, a proposição de hipóteses sobre a gênese e a evolução cronológica dos processos de sedimentação regional; (ii) analisar o comportamento morfométrico (relação declividade-extensão, relação de relevo, índice de sinuosidade, densidade de drenagem e fator de assimetria de bacia de drenagem) das bacias hidrográficas e redes de drenagem, discutindo a relação dos resultados obtidos com os condicionantes geomorfológicos; (iii) contribuir para a compreensão do modelado do relevo na bacia do Rio Paraopeba, a partir das suas relações com a dinâmica fluvial.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS E METODOLÓGICOS

2.1. Dinâmica fluvial e a interação entre as vertentes e os cursos fluviais

A Geomorfologia é um campo do conhecimento geográfico que se dedica ao estudo do modelado do relevo da superfície terrestre. Associados às formas de relevo estão os agentes e processos responsáveis por sua gênese, bem como seus materiais formadores. Esses processos, juntamente com as formas, compõem o objetivo central dos estudos geomorfológicos (CHRISTOFOLETTI, 1980). Nesses estudos, a compreensão das relações entre formas e processos é fundamental para reconstituir a evolução geomorfológica de determinada paisagem e explicar a configuração atual do modelado do relevo (THORNDYCRAFT *et al.*, 2008).

As formas de relevo podem ser originadas por um processo morfogenético específico ou por um conjunto de processos. A diversidade de possíveis combinações de processos em diferentes graus de intensidade e condições ambientais é responsável pela diversidade de formas de relevo existentes em cada área do planeta. Identificar e mensurar a importância de cada processo na gênese do modelado do relevo em cada paisagem é um dos desafios enfrentados pelos geomorfólogos.

De acordo com Christofolletti (1980), o sistema geomorfológico é considerado aberto, pois é influenciado por outros sistemas, bem como pode influenciá-los. Enquanto sistema, ele é composto de diversos elementos e por suas relações. O elemento é entendido como a unidade básica, mas, no caso do sistema geomorfológico, ele pode configurar um sistema em si. Nessa situação se enquadra uma encosta ou um curso fluvial. Ambos são elementos constituintes do sistema da bacia de drenagem, mas podem ser estudados separadamente, já que possuem seus elementos e inter-relações específicos. Fica claro que, definir o objeto em um estudo geomorfológico dependerá da escala ou da interação entre diferentes escalas.

Como destaca Christofolletti (1980), a Geomorfologia Fluvial, particularmente, interessa-se pelo estudo das formas de relevo, seus agentes, processos e materiais formadores, que se relacionam com o escoamento dos cursos d'água e, desse modo, com a dinâmica fluvial. Inserida no contexto dos estudos geomorfológicos, ela também enfrenta os desafios relacionados com a escala de trabalho. Investigar a relação entre dinâmica fluvial e as formas de relevo em uma bacia hidrográfica de extensão continental ou de um trecho de um vale fluvial requer o cuidado de identificar os elementos que irão compor esse estudo.

Os estudos que envolvem a dinâmica fluvial geralmente utilizam como unidade de estudo os vales fluviais ou as bacias hidrográficas. A bacia hidrográfica é um sistema geomorfológico complexo e, para ser bem compreendida, deve ser considerada em sua totalidade, identificando seus subsistemas, suas interrelações, os mecanismos de retroalimentação presentes, bem como as influências antrópicas (PEREZ-FILHO *et al.*, 2006).

As feições de relevo observadas em uma bacia hidrográfica se relacionam às características geológicas (litologia e estrutura), tectônicas, climáticas, biogeográficas, pedológicas e antrópicas, que desempenham papel fundamental em seu comportamento hidrológico. As condições ambientais e os processos atuantes nas vertentes da bacia hidrográfica e qualquer alteração nesses elementos ou desses processos repercutem direta e indiretamente nos canais fluviais. Por sua vez, as águas dos cursos fluviais atuam como importantes agentes geomorfológicos, responsáveis pelo transporte de materiais intemperizados das encostas e são importantes na configuração morfológica (CHRISTOFOLETTI, 1980; 1981).

Na bacia hidrográfica, as vertentes constituem um elemento importante de conexão dinâmica entre os interflúvios e os fundos de vale, sendo considerada como uma forma tridimensional, modelada por processos de denudação atuais ou pretéritos. Grande parte do material detrítico transportado pelos cursos d'água é fornecida pelas vertentes. Das componentes internas delas, podem ser removidas grandes quantidades de minerais incorporados às águas fluviais. Importantes processos morfogenéticos como o intemperismo, os movimentos do regolito, a erosão pluvial, além da lixiviação e pedogênese, atuam nas vertentes. Como lembrou Christofolletti (1980), a maior parte da carga sedimentar de um curso fluvial pode ser proveniente das encostas.

Ao longo do tempo geológico, o relevo é constantemente modelado através da atuação de processos endógenos e exógenos, que esculpem as vertentes. Dentre os processos exógenos, destacam-se os que se relacionam com a gênese de coberturas deposicionais, ou seja, a erosão e a sedimentação. As coberturas deposicionais têm papel importante nos estudos de processos atuais e de interpretação de características ambientais passadas. Elas representam vestígios importantes que ajudam a compreender a dinâmica fluvial atual e passada, bem como sua relação com a evolução do modelado do relevo. Os depósitos aluviais são encontrados principalmente nos vales fluviais, associados à evolução da dinâmica fluvial e refletindo as condições ambientais da bacia hidrográfica (CHRISTOFOLETTI, 1980; 1981). Contudo, em ambientes tropicais úmidos esses depósitos podem ser escassos, devido à ação dos processos

pedogenéticos e morfogenéticos que atuam nas vertentes e os alteram, destroem e desmontam (OLIVEIRA, 2012).

De acordo com Pazzaglia (2010), as investigações acerca da sedimentação fluvial têm sido realizadas com dois focos distintos. O primeiro baseado nos processos que modelam o relevo, no qual os registros fluviais são adotados como marcadores geomorfológicos e o segundo tem como base a estratigrafia dos depósitos. De acordo com Barros (2011), essas linhas de investigação são complementares, mas podem ser trabalhadas separadamente.

Tomados como marcadores geomorfológicos, a distribuição e organização dos níveis deposicionais ao longo de um vale fluvial permitem construir interpretações para a evolução do modelado do relevo que consideram condicionantes climáticos, tectônicos, de nível de base, biogeográficos e mesmo antrópicos. Cada registro, representado por um nível deposicional fluvial, se associaria a uma paleosuperfície construída e abandonada pelos processos associados à dinâmica fluvial (BARROS, 2011). Apesar das dificuldades encontradas para a análise da composição estratigráfica dos depósitos aluviais, esse tipo de informação é fundamental na análise geomorfológica. A análise das fácies¹ permite associar as características e o arranjo dos sedimentos ao regime hidrológico, condições hidráulicas e de fornecimento de sedimentos e área fonte dos mesmos (JACOBSON *et al.*, 2003).

2.1.1. Planície de inundação

Leopold *et al.* (1964), Christofolletti (1980) e Bridge (2003) definem a planície de inundação como uma faixa do vale fluvial constituída de sedimentos aluviais, que margeia o curso d'água e é periodicamente inundada pelas águas de transbordamento do rio. Trata-se de uma das formas mais comuns de sedimentação fluvial, sendo encontrada em rios de diversas grandezas e possuindo feições com configuração específica e depósitos aluviais inconsolidados. A inundação periódica e a constituição por sedimentos aluviais depositados pelo curso fluvial fazem da planície uma feição deposicional ativa, diretamente associada à atividade atual dos cursos d'água (CHRISTOFOLETTI, 1981; RITTER *et al.*, 2002; JACOBSON *et al.*, 2003; BRIDGE, 2003).

¹ Nesse estudo, o termo fácies se refere a uma massa sedimentar que pode ser distinguida das demais por sua geometria, litologia, estruturas sedimentares, paleocorrentes e fósseis (Selley 1985 *apud* Moreira & Borgui, 1999)

A planície de inundação é formada pela combinação de processos agradacionais no canal e em suas margens. Esses processos são responsáveis pela deposição de sedimentos de acordo com as condições de cada ambiente deposicional como no caso dos depósitos de preenchimento de canal, de acreção lateral, acreção vertical e, até mesmo, de colúvios no contato da planície com a encosta (LEOPOLD *et al.*, 1964; KNIGHTON, 1984; RITTER *et al.*, 2002). Desses, Ritter *et al.* (2002) destaca como mais importantes os depósitos de acreção vertical e lateral, sobretudo em regiões de climas úmido e temperado.

Em seus trabalhos, Leopold *et al.* (1964), Knighton (1984) e Ritter *et al.* (2002) destacam que as planícies de inundação investigadas são constituídas de duas fácies principais. A primeira é composta principalmente de seixos e/ou areia grossa, sendo associada a ambientes de calha como resultado de processos de acreção lateral. Já a segunda, que se sobrepõe à primeira, é constituída de sedimentos finos, argila e silte, sendo resultado da acreção vertical da deposição de sedimentos em suspensão.

Configurada como uma feição deposicional fluvial, a planície de inundação resulta de condicionantes tectônicos, climáticos e hidrológicos específicos. Os diferentes contextos ambientais vão condicionar suas características como composição, espessura, arranjo espacial, entre outras. Quaisquer alterações nos condicionantes podem provocar alterações na planície de inundação, como fases de agradação ou de incisão da rede de drenagem e, conseqüentemente, formação de terraços fluviais (LEOPOLD *et al.*, 1964).

2.1.2. Terraços fluviais

De acordo com Leopold *et al.* (1964), Suguio & Bigarella (1979) e Charlton (2008), o terraço fluvial é uma feição deposicional inativa que, devido a processos de incisão do canal ou de migração lateral, foi abandonado e não está mais diretamente relacionado à dinâmica deposicional atual de um curso d'água. É um elemento morfológico de um sistema fluvial constituído de uma superfície horizontal plana ou quase plana e um *front* acentuado em direção ao curso d'água, possuindo largura e comprimento variados. São compostos de material aluvial, resultado da sedimentação durante os períodos em que ainda estavam sujeitos às ações da dinâmica fluvial.

Associando formas e materiais correlativos, Leopold *et al.* (1964), Bridge (2003) e Pazzaglia (2010) destacaram que o terraço fluvial é uma feição topográfica plana ou suavizada

modelada em sedimentos aluviais. Ressalta-se, ainda, que o termo não se aplicaria a depósitos aluviais que não apresentam a respectiva forma correlativa dos processos de sedimentação.

Christofoletti (1980) relacionou a gênese de terraços fluviais a alterações climáticas ou de nível de base. Períodos de redução dos índices pluviométricos provocariam a diminuição da vazão fluvial e, conseqüentemente, levariam à formação de uma planície em um nível inferior, sem ocorrer o entalhe no embasamento. Alterações do nível de base poderiam provocar o entalhe no embasamento rochoso e o abandono da planície até então formada. Contudo, para Bridge (2003), a formação de um terraço está associada a contextos que favorecem os processos de degradação e incisão dos canais fluviais, influenciados pela alteração do nível de base, do regime tectônico ou do regime hidrológico.

Segundo Ritter *et al.* (2002), os fatores que condicionam os processos de migração lateral e/ou de incisão do canal podem sofrer alterações significativas ao longo do tempo, provocando mudanças na dinâmica fluvial no período compreendido entre a formação da superfície deposicional e o seu abandono. Petts e Foster (1985) também ressaltam que um terraço fluvial seria o registro de antigos processos deposicionais representantes de dois períodos distintos: um período de estabilidade, que permite a agradação; e um período de mudanças no sistema fluvial que resultam no entalhamento do talvegue.

Leopold *et al.* (1964), Schumm (1977), Ritter *et al.* (2002), Bridge (2003) e Jacobson *et al.* (2003) relacionam a gênese dos terraços fluviais ao momento em que o processo de incisão da rede de drenagem é mais intenso que os processos de agradação. Desse modo, a incisão da drenagem provocaria a dissecação da planície, que deixaria de ser uma feição deposicional ativa e as porções que não são destruídas passariam a constituir os terraços fluviais. Nesse contexto, a própria dinâmica fluvial, através da migração lateral do canal, pode destruir parte da planície de inundação antes de abandoná-la. Além disso, os processos morfogenéticos e pedogenéticos atuantes nas vertentes podem deformar, destruir e/ou fragmentar os registros deposicionais (LEOPOLD *et al.*, 1964; CHARLTON, 2008).

2.1.3. Níveis deposicionais fluviais e sua tipologia

Diversos trabalhos sobre geomorfologia fluvial (LEOPOLD *et al.*, 1964; SUGUIO & BIGARELLA, 1979; CHRISTOFOLETTI, 1981; CHARLTON, 2008; PAZZAGLIA, 2010) destacam que a gênese dos níveis deposicionais fluviais está diretamente relacionada com a ocorrência de pulsos tectônicos, movimentos eustáticos e/ou alterações climáticas. Esses

processos condicionam a erosão fluvial (a incisão) ou o preenchimento sedimentar dos canais. Comumente, a literatura atribui a formação de níveis deposicionais fluviais a influências tectônicas, quando soerguimentos, subsidências ou basculamentos alteram os níveis de base. A formação dos níveis deposicionais abandonados está relacionada a uma fase de deposição/agradação e outra de entalhe/aprofundamento do leito na rocha ou no alúvio.

Em ambientes tropicais úmidos, o calor e umidade, influenciam diretamente a intensidade de processos morfogenéticos e pedogenéticos. De modo particular, os terraços fluviais estão susceptíveis aos processos morfogenéticos atuantes nas encostas. Esses processos, principalmente em áreas cuja tectônica é mais ativa, contribuem significativamente para a homogeneização, destruição e/ou descaracterização dos terraços fluviais. Nessas condições, os registros deposicionais fluviais podem ser alterados e fragmentados de tal forma que a investigação da dinâmica fluvial passada se torna desafiadora.

Neste contexto, conforme salienta Jacobson *et al.* (2003), a preservação dos terraços depende de diversos fatores como as características da dinâmica fluvial (grandeza do evento deposicional e modo de migração do canal, por exemplo), dos materiais do leito e das encostas do vale, bem como do quadro tectônico vigente na área. A erosão e os movimentos de massa nas encostas são destacados por Pazzaglia (2010), pois a sua intensidade pode condicionar a quantidade de registros preservados e sua localização ao longo do vale fluvial.

No Brasil, é comum que os depósitos fluviais mais recentes sejam encontrados preservados em terraços e planícies nos fundos dos vales fluviais, enquanto os depósitos mais antigos sejam encontrados descaracterizados em contextos de encosta (níveis erodidos ou recobertos por sedimentos coluviais). Devido a estas alterações na morfologia original, autores como Barros (2011) sugerem o emprego do termo “nível e sequência deposicional fluvial” no lugar de terraço fluvial. Isto porque, o termo “nível deposicional” permite reunir em um mesmo grupo tanto os terraços cuja forma foi preservada como os terraços que foram descaracterizados e não apresentam mais a forma típica, aplanada no topo. Nesse sentido, o nível deposicional fluvial representa o marco espacial de um momento erosivo-deposicional de um curso d'água que preservou apenas a sequência deposicional, representada pelo testemunho sedimentar aluvial dos respectivos processos. Estratigraficamente todo terraço e planície fluviais podem ser considerados como níveis deposicionais, mas morfologicamente nem todo nível deposicional representa um terraço fluvial.

2.1.4. Tipologia dos níveis deposicionais e terraços

A tipologia dos níveis deposicionais fluviais é a mesma da estabelecida para os terraços fluviais. Isso é possível porque, na literatura, os tipos de terraços são identificados de acordo com a relação estabelecida entre os registros deposicionais e não entre as formas. Quanto à distribuição espacial dos níveis deposicionais ao longo de um vale, eles podem ser de dois tipos: isolados (Figura 1a) e pareados (Figura 1b). Se o nível de uma margem não possui correspondente na outra, ele é chamado de isolado – ou não pareado. Os níveis pareados (também chamados parelhados ou correspondentes) são aqueles encontrados nas mesmas cotas em ambas as margens de um curso d'água (CHRISTOFOLETTI, 1980; 1981). A gênese dos níveis pareados está associada a uma longa fase de aplanamento lateral seguido por uma rápida incisão vertical do canal. Charlton (2008) afirma que os níveis isolados são mais comuns e estão associados à incisão vertical do canal, sincrônico à sua migração lateral.

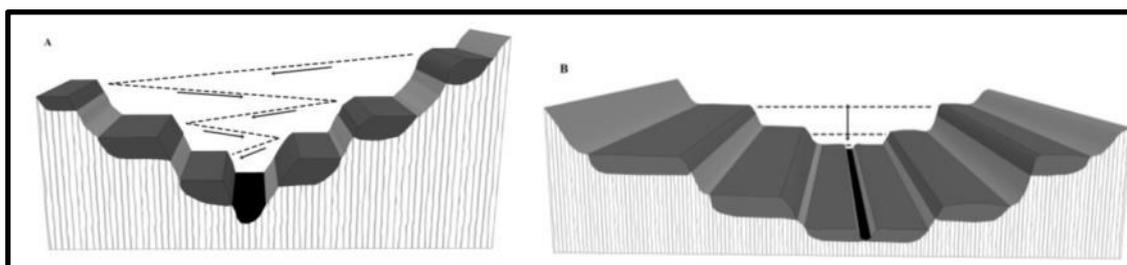


Figura 1: Representação esquemática de níveis deposicionais isolados (A) e pareados (B).

Fonte: adaptado de Summerfield, 1991, p. 226.

Considerando a relação topográfica entre os níveis deposicionais, eles podem ser classificados como: escalonados, encaixados (ou parcialmente embutidos) e embutidos. Os níveis escalonados (Figura 2a) e encaixados (Figura 2b) resultam do entalhe do curso fluvial no substrato rochoso. Assim, após um longo período de migração lateral e abertura do vale, o curso d'água passa por uma fase de incisão vertical mais intensa. Com o aprofundamento da calha, a planície que estava sendo formada é abandonada. A diferenciação entre níveis escalonados ou encaixados é determinada pela magnitude do encaixamento. O nível escalonado resulta da exposição do substrato rochoso entre o nível mais antigo e o mais recente, a partir de um maior aprofundamento do canal. Já o nível encaixado apresenta um pacote aluvial que recobre o substrato rochoso, não permitindo sua exposição entre o nível mais antigo e o mais recente, resultado de uma incisão não muito profunda (SUGUIO & BIGARELLA, 1979 CHRISTOFOLETTI, 1981).

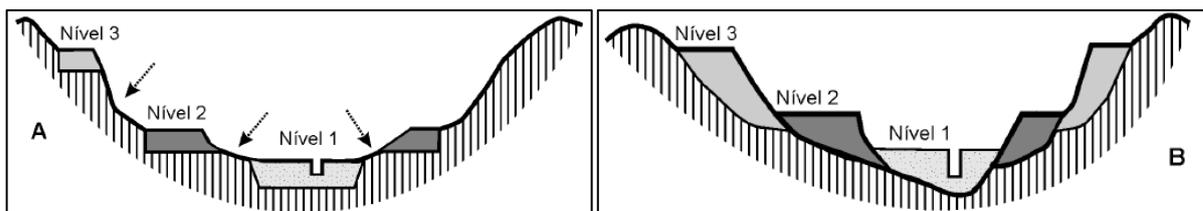


Figura 2: Representação esquemática da distribuição dos níveis deposicionais escalonados (A) e encaixados (B).
Fonte: Barros, 2011, p. 23.

Os níveis embutidos, por sua vez, são originados por uma sucessão de fases com diferentes regimes hidrossedimentológicos, sem ocorrer a incisão da rede de drenagem (Figura 3a). Nesse caso, os níveis deposicionais compartilham a mesma base do nível deposicional mais antigo, uma vez que não houve encaixamento no substrato rochoso, ou o nível mais recente se encontra envolto pelos depósitos do nível mais antigo (nível integralmente embutido – Figura 3b). As alterações das condições ambientais que interferem no comportamento hidrodinâmico dos cursos d'água e geram os níveis embutidos podem estar relacionadas a capturas fluviais, influências tectônicas ou mudanças no regime climático (CHRISTOFOLETTI, 1981).

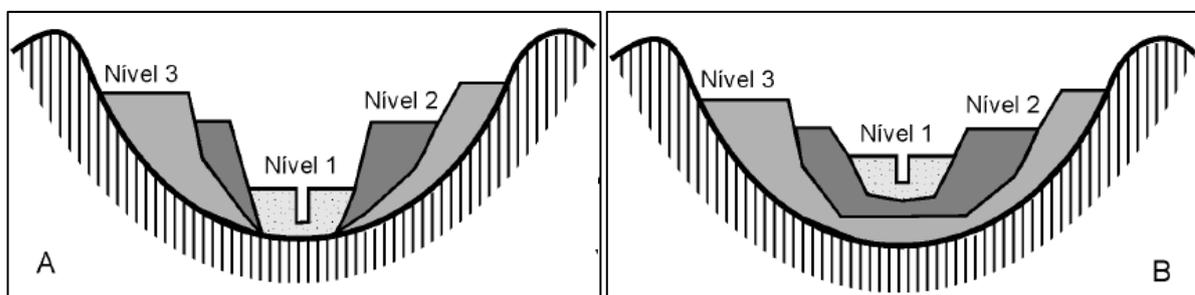


Figura 3: Representação esquemática dos níveis deposicionais embutidos (A) e integralmente embutidos (B).
Fonte: Barros, 2011, p. 24.

2.2. Índices morfométricos

Nos estudos geomorfológicos, a análise das drenagens fluviais e de suas bacias hidrográficas tem papel de destaque. Esse tipo de estudo, realizado prioritariamente em gabinete, consiste em uma ferramenta importante para indicar comportamentos diferenciados dos cursos fluviais, das bacias hidrográficas e do relevo. Os resultados obtidos nessas análises podem indicar pontos ou áreas na bacia hidrográfica e trechos de cursos d'água que merecem mais atenção durante os trabalhos de campo. De fato, as análises morfométricas e as observações em campo são complementares e permitem aprofundar os estudos em Geomorfologia Fluvial.

De acordo com Christofolletti (1980), a análise morfométrica de bacias hidrográficas e seus cursos d'água possuem função relevante na Geomorfologia e podem contribuir para a compreensão de diversas questões geomorfológicas, dada a importância dos cursos fluviais para a elaboração do relevo. A análise morfométrica em Geomorfologia Fluvial tornou-se mais efetiva a partir do trabalho pioneiro de Horton (1945), que apresentou as leis principais do desenvolvimento dos rios e de suas bacias hidrográficas e que tinha como objetivo entender a evolução das bacias hidrográficas e de suas redes de drenagem. Desde então, surgiram novos índices ou parâmetros morfométricos e novas interpretações para realizar a análise quantitativa das bacias hidrográficas e suas redes de drenagem (CHEREM, 2008).

Um dos recortes espaciais mais adotados para análises morfométricas é a bacia hidrográfica, englobando a rede de drenagem e o arranjo das vertentes. A análise morfométrica é realizada através da leitura dos atributos desses elementos que, correlacionados entre si e com o relevo, geram os parâmetros morfométricos. Esses parâmetros podem ser reunidos em três grupos: lineares – se relacionam apenas aos atributos da rede de drenagem; zonais – relacionam-se aos atributos da rede de drenagem e das áreas não hidrográficas do relevo, como os topos e encostas; e hipsométricos – relacionados ao relevo e às suas interações com a rede de drenagem e a bacia hidrográfica (CHEREM, 2008).

A seguir, são apresentados os índices morfométricos utilizados nesse estudo.

2.2.1. Hierarquia Fluvial

A hierarquia fluvial consiste na classificação de determinado segmento da rede de drenagem dentro da bacia hidrográfica na qual ele se encontra, considerando sua relação com os outros cursos fluviais a montante. Existem duas propostas de hierarquização da rede de drenagem. A primeira, elaborada por Horton (1945), considera que os canais de primeira ordem são aqueles que não possuem tributários, ou seja, são os canais de cabeceiras de drenagem. Contudo, nem todos os canais de cabeceiras correspondem a canais de primeira ordem. Isso ocorre porque, para Horton (1945), os canais de maior hierarquia se estendem até a cabeceira de maior extensão. Nessa proposta, os canais de segunda ordem são aqueles que recebem apenas tributários de primeira ordem; os canais de terceira ordem são aqueles que recebem um ou mais tributários de segunda ordem e podem receber tributários de primeira ordem e assim sucessivamente (CHRISTOFOLLETTI, 1980). A segunda proposta, mais utilizada, foi elaborada por Strahler (1952). Esse autor considera que todos os canais que não possuem tributários

(canais de cabeceiras) são de primeira ordem. Os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem, os de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem e assim sucessivamente (CHISTOFOLETTI, 1980).

2.2.2. *Relação de relevo*

A relação de relevo (R_r) estabelece a relação entre a amplitude altimétrica da bacia hidrográfica e o comprimento do canal principal (SCHUMM, 1956). Este parâmetro é dado pela Equação 1.

$$R_r = \frac{\Delta a}{L} \quad (1)$$

Onde Δa é a amplitude altimétrica e L é o comprimento do comprimento do canal principal (CHRISTOFOLETTI, 1980). Assim, esse parâmetro é um indicativo da capacidade energética dos cursos d'água da bacia hidrográfica.

2.2.3. *Índice de sinuosidade*

O Índice de sinuosidade (I_s) é a relação entre o comprimento do canal principal e a distância do eixo do vale e foi inicialmente proposto por Horton (1945). Esse índice demonstra o grau de divagação de um curso fluvial. Este parâmetro é dado pela Equação 2:

$$I_s = \frac{L}{d_v} \quad (2)$$

Onde L é o comprimento total do canal principal e d_v é a distância vetorial entre os pontos extremos do canal. Os valores próximos de 1 indicam canais mais retilíneos, nos quais o controle estrutural pode ser significativo ou pode haver alta capacidade energética. Os valores acima de 2 indicam canais mais sinuosos, com menor capacidade energética. Os valores intermediários (entre 1 e 2) indicam canais em estágio transicional entre rios retilíneos e sinuosos (ALVES & CASTRO, 2003). Segundo Christofolletti (1980), o valor 1,5 representa o limite inferior para determinar que um curso fluvial é meandrante. Além disso, Lana *et al.* (2001), afirmam que a sinuosidade dos canais está relacionada à carga sedimentar, à compartimentação litológica, à estrutura geológica e à própria declividade dos cursos d'água.

2.2.4. *Densidade de drenagem*

A Densidade de drenagem (Dd) foi inicialmente definida por Horton (1945). Ela é a relação entre o comprimento total dos canais de uma bacia hidrográfica e a área total dessa bacia hidrográfica. Esse parâmetro é dado pela Equação 3:

$$Dd = \frac{L_t}{A} \quad (3)$$

Onde L_t é o comprimento total dos canais e A é a área total da bacia hidrográfica. Em um mesmo ambiente climático, a densidade de drenagem é um parâmetro que está relacionado ao comportamento hidrológico das rochas. As rochas mais impermeáveis facilitam o escoamento superficial e possibilitam a formação de mais canais, aumentando a densidade de drenagem. As rochas porosas facilitam a infiltração da água e podem provocar a diminuição do número de canais e, conseqüentemente, da densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

2.2.5. *Fator de Assimetria de Bacia de Drenagem - FABD*

O fator de assimetria de bacias (FABD) foi proposto por Hare e Gardner (1985) e possibilita a identificação de diferenças areais em uma bacia hidrográfica. Ele consiste na divisão entre a área da margem direita de uma bacia hidrográfica pela área total da mesma e indica o deslocamento lateral do canal principal em uma bacia hidrográfica através da quantificação da assimetria da bacia. Ele é dado pela seguinte Equação:

$$FABD = 100 (Ra/Ta) \quad (4)$$

Onde Ra é a área da bacia localizada na margem direita do canal e Ta é a área total da bacia hidrográfica. Esse índice tem sido utilizado como um indicador de condicionamento tectônico da drenagem (CAMOLEZI *et al.*, 2012; SALUMINI *et al.*, 2004; RUBIN, 1999; HARE e GARDNER, 1985). Segundo os autores, valores próximos a 50 indicam que não houve migração lateral do canal significativa e valores próximos de zero ou de 100 indicam migração significativa do canal e isso é interpretado como movimentações tectônicas. Contudo, esse parâmetro deve ser analisado com cuidado e outros elementos da bacia hidrográfica devem ser considerados na análise, haja vista que o deslocamento do canal principal pode estar associado a atuações tectônicas (basculamento) ou a processos fluviais internos (RUNBIN, 1999).

2.2.6. Relação declividade-extensão – RDE

O índice RDE foi proposto por Hack (1973) e possibilita a análise de perfis longitudinais de canais fluviais ou de trechos selecionados. Ele auxilia na identificação de anomalias na concavidade natural do perfil longitudinal do canal fluvial (FUJITA, 2009). Esse parâmetro é dado pelas seguintes Equações:

$$RDE\ total = \frac{\Delta H}{\ln L} \quad (5)$$

$$RDE\ trecho = \left(\frac{\Delta H}{\Delta l}\right) L \quad (6)$$

Onde ΔH é igual à diferença altimétrica entre os extremos do canal ou do trecho analisado, \ln L é o logaritmo natural, L é a extensão total do canal fluvial e Δl é a extensão do trecho analisado (Figura 4).

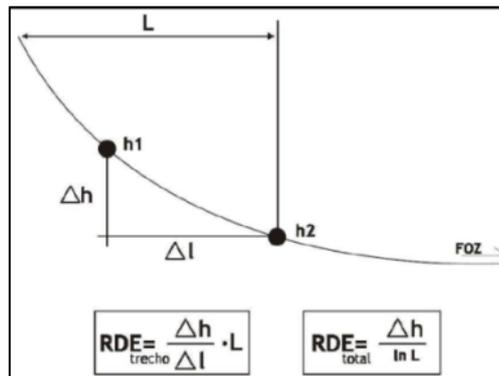


Figura 4: Atributos utilizados para cálculo do RDE em trechos de drenagem.
Fonte: Etchebehere (2000).

A identificação de anomalias no perfil longitudinal é feita pela relação entre RDE_{trecho}/RDE_{total} . Trechos com valores até 2 não possuem anomalias; valores entre 2 e 10 representam anomalias de 2ª ordem; e valores acima de 10 representam anomalias de 1ª ordem.

O índice RDE é bastante utilizado para compreender a evolução da rede de drenagem, o seu substrato rochoso e as possíveis interferências das atividades tectônicas (FUJITA, 2009). Assim, em trabalhos como o de Etchebehere *et al.* (2004), o RDE é utilizado para identificar atividade neotectônica, enquanto em trabalhos como o de Camolezi *et al.* (2012), o RDE reflete a influência estrutural sobre a rede de drenagem.

2.3. *Datação de sedimentos fluviais: a técnica da Luminescência Opticamente Estimulada – LOE*

Atualmente, de acordo com Sallun *et al.* (2007), mais de 40 técnicas podem ser aplicadas à datação de materiais associados aos eventos do Quaternário. Entre as mais utilizadas podemos destacar o radiocarbono, a luminescência e a termoluminescência. Destas, a técnica mais frequentemente adotada é a do radiocarbono. Entretanto, nos depósitos fluviais, o limitado conteúdo orgânico restringe a sua utilização. A dificuldade de aplicação também é grande em ambientes tropicais, nos quais a preservação dos materiais é dificultada.

A datação por radiocarbono também possui limitações associadas à abrangência temporal. O limite de idade para datações mais precisas está entre 40 e 60 ka, menor que o de outras técnicas de datação. É nesse contexto que a datação através da Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) vem sendo adotada como uma alternativa às datações por radiocarbono, tanto pelo fato de não exigir conteúdo orgânico, como por sua maior abrangência temporal, alcançando até 1,5 Ma (SALLUN & SUGUIO, 2007).

A LOE é uma técnica geocronológica baseada na luminescência de minerais comuns em sedimentos siliciclásticos, como o quartzo e o feldspato. Ela permite datar diretamente o tempo de deposição dos sedimentos de depósitos quaternários, sem conteúdos orgânicos. Essas características têm contribuído para o rápido crescimento da utilização da técnica em estudos de geomorfologia, sedimentologia e arqueologia e outros (DULLER, 2004).

Segundo Sallun *et al.* (2007), a luminescência é a propriedade física de materiais cristalinos ou vítreos que foram submetidos a radiações ionizantes (raios cósmicos e isótopos radioativos) de emitir luz em resposta a algum estímulo externo. Os tipos de estímulos mais comuns e os métodos associados são os seguintes: óptico (LOE ou Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos – LERI), térmico (Termoluminescência – TL), químico (Quimioluminescência) ou outros.

A ionização dos átomos e moléculas de um mineral ocorre pela interação do mineral com partículas e radiações provenientes de raios cósmicos e também da desintegração de isótopos de elementos naturais (U^{235} , U^{238} , Th^{232} e K^{40}) e de seus filhos radioativos, situados no seu interior ou nas vizinhanças (MISSURA & CORÊA, 2007; SALLUN *et al.*, 2007). De acordo com Lian & Roberts (2006), por efeito fotoelétrico, parte desta radiação provoca ionização e acaba produzindo defeitos pontuais ou vários tipos de centros, que acabam aprisionando elétrons e lacunas. Os defeitos pré-existentes no material aprisionam os elétrons livres e as

lacunas em estado metaestáveis, podendo mantê-los nesse estado de aprisionamento por centenas, milhares ou milhões de anos. A liberação dos elétrons aprisionados ocorre quando os cristais são submetidos a determinadas temperaturas (TL) ou por estímulo óptico (LOE), mais próximo do natural. Depois da liberação, os elétrons são recombinados com as lacunas e emitem luminescência. A intensidade da emissão da luz (LOE) é proporcional à dose de radiação previamente recebida pelo cristal, conforme Equação (7):

$$I = \frac{D_e}{T} \quad (7)$$

Onde I corresponde à idade, D_e é a dose acumulada ou paleodose e T é a dose ambiental. A dose ambiental é encontrada através dos valores de concentração dos isótopos radioativos (^{238}U , ^{232}Th e ^{40}K) além da contribuição da radiação cósmica (MAIA *et al.*, 2011).

De acordo com Maia *et al.* (2011), os cristais de minerais têm seu sinal LOE zerado no momento do soterramento, por causa da exposição à luz do Sol. A partir da deposição do mineral, uma nova etapa de acumulação se iniciará e durará enquanto este estiver recoberto e mantido fora do alcance da luz do Sol (CORRÊA *et al.*, 2008).

Duas técnicas distintas podem ser aplicadas para a leitura da luminescência (tempo de liberação de luz a partir do estímulo luminoso): a de alíquota múltipla (*multiple aliquot regenerative-dose* – MAR); ou a de alíquota única (*single aliquot regenerative-dose* – SAR). As duas técnicas se diferenciam pela quantidade de grãos utilizados para a medição da luminescência. A técnica LOE/via MAR utiliza entre 20 e 40 grãos minerais ao mesmo tempo, que recebem diferentes doses de radiação em laboratório e permite delinear uma “curva de crescimento”, que representa a resposta da luminescência do material à radiação. Como a técnica utiliza vários grãos, que podem ter sido expostos heterogeneamente à luz solar, a idade obtida pode representar apenas uma média das idades dos grãos, conferindo em alguns casos pouca confiabilidade às idades obtidas. A técnica LOE/via SAR, por outro lado, faz várias medidas sobre grãos individuais de única amostra, permitindo a diminuição de erro nas medidas. Essa técnica permite identificar os grãos que melhor representam a idade do depósito, de acordo com o esvaziamento do sinal de luminescência (BARROS, 2011). Por esses motivos, a datação pela técnica LOE/SAR se apresenta como mais adequada e possibilita a obtenção de idades mais confiáveis.

3. ASPECTOS FÍSICOS DA ÁREA DE ESTUDO

3.1. Localização da área de estudo e vales selecionados

A bacia hidrográfica do Rio Paraopeba está inserida no contexto fisiográfico do Alto São Francisco, estando as nascentes do curso d'água principal localizadas na Serra das Vertentes, no município de Cristiano Ottoni. O rio atravessa a borda oeste do Quadrilátero Ferrífero e, por passagem epigênica, corta o prolongamento topográfico da Serra do Curral – Serra Três Irmãos e Serra Azul (MARQUES, 1997; CIBAPAR, 2009). Ele banha diversos municípios da RMBH e, depois de 537 km de extensão, deságua na represa de Três Marias, no município de Felixlândia. Trata-se de um importante afluente da margem direita do Rio São Francisco (CBH-PARAOPEBA, 2013).

Neste trabalho, é investigada uma área que compreende parte da bacia hidrográfica do Rio Paraopeba, entre a sua confluência com o Ribeirão das Lajes, ao sul, próximo da cidade de Florestal, e com o Rio Pardo, próximo da cidade de Papagaios, ao norte. A área investigada abrange parte do médio e baixo curso do rio Paraopeba e está inserida na mesorregião Metropolitana de Belo Horizonte (IGA, 2013; CBH-PARAOPEBA, 2013), entre dois meridianos 44° 51'W e 44° 00'W e dois paralelos 19° 10'S e 19° 58'S (Figura 5).

Nessa parte da bacia do Rio Paraopeba, foram selecionadas as bacias dos seguintes afluentes do Rio Paraopeba: na margem direita – Ribeirão das Abóboras e Ribeirão dos Macacos; e na margem esquerda – Ribeirão das Lajes, Ribeirão do Ouro, Ribeirão Cova D'Anta, Ribeirão Águas Claras, Rio Vermelho e Rio Pardo. A escolha dessas bacias foi realizada levando em consideração a representatividade espacial dos depósitos sedimentares existentes nelas.

O acesso à porção leste da área de estudo (afluentes da margem direita) pode ser feito partindo de Belo Horizonte pela BR-040, sentido Brasília, passando pelo interflúvio da bacia do Rio Paraopeba com o Rio das Velhas e seguindo as estradas estaduais MG-432 (acesso a Esmeraldas) e MG-238 (acesso a Cachoeira da Prata e Inhaúma). O acesso à porção oeste (afluentes da margem esquerda) pode ser realizado pela BR-381, seguindo pela BR-262, sentido Triângulo Mineiro, e depois utilizando as estradas para Florestal, além da MG-431 e MG-060 que dão acesso aos municípios de São José da Varginha, Pequi, Maravilhas e Papagaios. Também são importantes as inúmeras estradas não pavimentadas que garantem o acesso a boa parte da área estudo e, principalmente, aos vales investigados nesse trabalho.

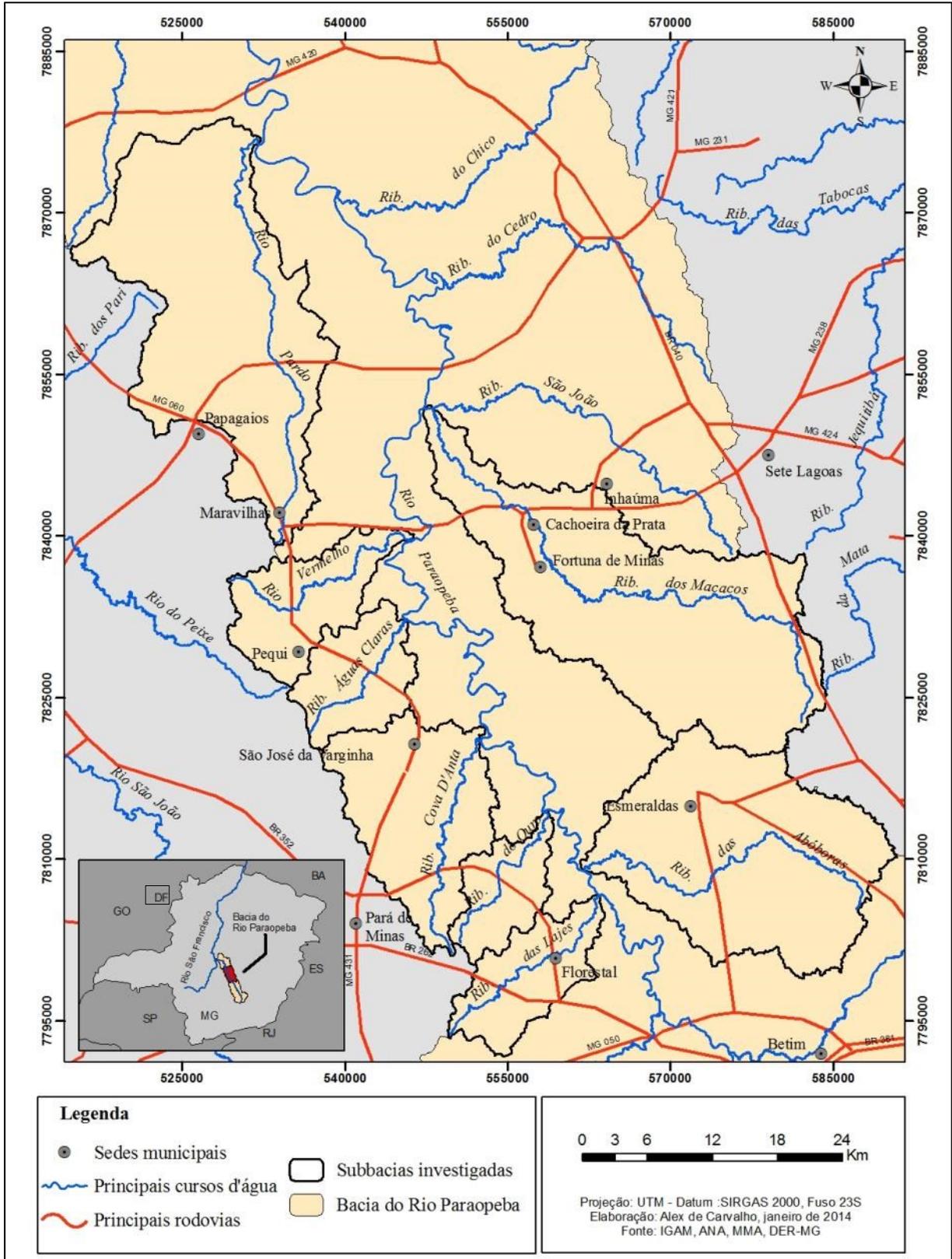


Figura 5: Localização da área de estudo destacando as vias de acesso e os cursos d'água investigados.

3.2. Quadro geológico

A bacia hidrográfica do Rio Paraopeba faz parte da bacia do Alto São Francisco e está inserida na porção meridional do Cráton do São Francisco. O Cráton, por sua vez, compreende grande parte da bacia sanfranciscana em Minas Gerais, quase a totalidade do estado da Bahia, além de áreas pertencentes aos estados de Sergipe, Pernambuco e Goiás.

Segundo Saadi (1991), essa área cratônica corresponde à província geotectônica central do estado de Minas Gerais, denominada Província Geotectônica do São Francisco. Nessa área a compartimentação morfoestrutural e as feições morfotectônicas são mais discretas. Nota-se, no arranjo desses elementos, mais ordem e simetria do que em outras províncias. Isso está relacionado às condições de estabilidade tectônica próprias de áreas cratônicas, que não sofreram remobilizações pós-arqueanas em forma de faixas de dobramentos.

A porção meridional no Cráton do São Francisco pode ser dividida em três complexos gnáissicos maiores: Complexo Bonfim, Complexo Belo Horizonte e Complexo Campo Belo. A partir da interpretação dos dados geocronológicos disponíveis, Teixeira *et al* (1994) afirmam que a evolução crustal dessa área pode ser considerada policíclica, com o crescimento repetitivo de crosta continental e, de modo independente, entre esses complexos. As rochas que constituem o Complexo Belo Horizonte, presentes na área de estudo, são representadas por granito-*greenstone* parcialmente migmatizados cujas datações apresentam idades entre 2.776-2.712 Ma. Posteriormente, durante o Ciclo Transamazônico, essas rochas sofreram um retrabalhamento crustal e, durante o Proterozoico, sofreram rejuvenescimento isotópico associado a processos tectônicos contemporâneos identificados na área.

O embasamento do Cráton se consolidou no final do Ciclo Transamazônico (2.100-1.800 Ma), depois de ser bastante afetado por fenômenos de sedimentação, metamorfismo regional em fácies xisto verde e anfibolito além de migmatização. Após o final desse ciclo, a região sofreu apenas deformações de natureza paratectônica, devido a processos tectônicos e magmáticos (ALMEIDA, 1977).

Na área de estudo destaca-se como principal acidente tectônico o Lineamento de Pitangui, uma zona colisional de dois núcleos crustais arqueanos. Esse lineamento, de idade mesoarqueana e no qual ocorrem rochas do Supergrupo Rio das Velhas, separa o Complexo Metamórfico Divinópolis, ao sul, do Complexo Belo Horizonte, ao norte. Nessa zona colisional, desenvolveu-se uma bacia oceânica, na qual foi depositada a sequência *greenstone belt* do Rio das Velhas (ROMANO, 2007; SECCO, 2009). Segundo Romano (2007), o Ciclo

Transamazônico foi mais ativo na área onde se localiza esse lineamento, atuando sobre as estruturas arqueanas, embora o nível crustal em que a tectônica transamazônica se desenvolveu seja bem menos profundo do que aquele observado no Quadrilátero Ferrífero, logo a sudeste do lineamento.

Segundo Chaves (1996; 2011) e Romano (2007), o Cráton do São Francisco foi pouco afetado pelo Ciclo Brasileiro (800-600 Ma). A fase divergente desse ciclo foi responsável pelo surgimento de feições extensionais, como falhas e intrusões de diques máficos, além da reativação de zonas de cisalhamento transcorrentes transamazônicas como falhas rúpteis. Já durante a fase orogénica (convergente), ele foi responsável pelo metamorfismo que se observa nas rochas do Grupo Bambuí. Contudo, o metamorfismo das rochas do Grupo Bambuí é praticamente inexistente no centro do Cráton e aumenta à medida que se aproxima das bordas leste e oeste. Também são reconhecidos os fraturamentos, a acomodação por gravidade de camadas do Grupo Bambuí e o basculamento de blocos no interior do Cráton, uma resposta ao sistema de cavalgamento da Cordilheira do Espinhaço (SAADI, 1991).

Apesar da relativa estabilidade tectônica, Almeida (1977), Saadi (1991), Romano (2007) e Secco (2009) destacam que há evidências de que a região adjacente às bordas sul e sudeste do cráton têm sofrido um significativo soerguimento após a tectogênese brasileira. Assim, as coberturas sedimentares que recobrem o embasamento cratônico apresentam importantes deformações dúcteis e rúpteis de diversas idades. Isso pode estar associado à epirogênese posterior, responsável pela exumação do embasamento do Cráton na borda meridional.

O substrato litológico da bacia hidrográfica do Rio Paraopeba é composto de diferentes litologias associadas a três compartimentos geológicos: Embasamento Cristalino, Quadrilátero Ferrífero e Bacia Intracratônica do São Francisco – Grupo Bambuí. No alto e médio curso do rio Paraopeba predominam rochas meso e neoarqueanas do Embasamento Cristalino. No alto e médio curso, principalmente na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero, afloram as rochas neoarqueanas do Supergrupo Rio das Velhas e paleoproterozoicas do Supergrupo Minas. No baixo curso, por sua vez, predominam as rochas neoproterozoicas do Grupo Bambuí. No Quadro 1 é apresentada a coluna litoestratigráfica da área de estudo e na Figura 6 está representado o mapa geológico, elaborado a partir da união das cartas geológicas de Pará de Minas (ROMANO, 2007b), Sete Lagoas (TULLER, 2009), Pompéu (FÉBOLI, 2008) e Contagem (ROMANO *et al.*, 2009).

COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA			
FANEROZÓICO	NEÓGENO	<u>Quaternário</u> : aluviões e terraços aluvionares	
	PALEÓGENO	<u>Terciário-Quaternário</u> : coberturas eluvionares.	
PROTEROZÓICO	NEOPROTEROZÓICO	GRUPO BAMBUÍ	
			<p><u>Formação Serra da Saudade</u>: siltito e argilitos com níveis de arenitos finos a muito finos, cinza esverdeados, róseos e amarelados, micáceos.</p> <p><u>Formação Lagoas do Jacaré</u>: calcarenitos finos a médios, cinza a cinza escuros com níveis oolíticos e de intraclastos, intercalados por calcissiltitos cinza claros a cinza escuros; localmente níveis dolomitizados.</p> <p><u>Formação Serra de Santa Helena</u>: siltito ardosiário cinzento, margas calcíticas, arenito subarcosiano.</p> <p><u>Formação Sete Lagoas</u>: dololuto cinza claro com níveis silicosos e calcíticos, dololuto e calciluto brancos, cinza e róseo com nódulos de chert e filito clorítico, calcário e margas indiferenciados.</p> <p><u>Formação Carrancas</u>: varvito, diamictito, arenito grauvaquiano, arenito com concreções ferruginosas, arcósio e subarcósio de matriz clorítica</p>
Enxames de diques básicos do Meso ao Neoproterozoico (900 e 2000 Ma)			
ARQUEANO	NEOARQUEANO	GRUPO MAQUINÉ	
			MACIÇO GRANITOIDE TARDI TECTÔNICO DE FLORESTAL (2.593 ± 18 Ma)
			MACIÇO GRANITOIDE SIN A TARDI-TECTÔNICO DE MARAVILHAS-CACHOEIRA DA PRATA (2.714±2 Ma)
			SUÍTE GRANITOIDE INTRUSIVA SIN A TARDI-TECTÔNICA DE MATO DENTRO 2.755 (±13 Ma)
	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	GRUPO NOVA LIMA	Quartzitos, quartzito micáceo, micaxisto, níveis filíticos e de conglomerados oligomíticos a polimíticos.
			<p><u>SEQUÊNCIA METAVULCANO-SEDIMENTAR E METASSEDIMENTAR</u></p> <p><u>Unidade metassedimentar</u>: filito muscovítico e clorítico, metaturbiditos, quartzitos, <i>metachert</i> puro a ferruginoso, filito carbonoso, níveis vulcanoclásticos.</p> <p><u>Unidade de rochas hidrotermalmente alteradas</u>: rochas peraluminosas (agalmatolito) com quartzo, pirofilita, diásporo, coríndon, polimorfos Al₂SiO₅, cloritóide, muscovita, caulinita, derivadas de metassedimentos e metavulcânicas.</p> <p><u>Unidade metavulcano-sedimentar</u>: rochas metapiroclásticas e metatufos ressedimentados, metarritmito e metagrauvaca e metassedimentos associados.</p> <p><u>SEQUÊNCIA METAÍGNEA E METASSEDIMENTAR</u></p> <p><u>Unidade metamáfica e metaintermediária</u>: rochas metavulcânicas básica e intermediária.</p> <p><u>Unidade metassedimentar</u>: <i>metachert</i> puro e ferruginoso, filito muscovítico, filito carbonoso, magnetito, camadas carbonáticas, silicificadas e sulfetadas.</p> <p><u>Unidade metaultramáfica e metamáfica</u>: serpentinito, clorita, anfibólio e talcoxistos.</p>
			<p><u>EMBASAMENTO CRATÔNICO</u></p> <p>Complexo Divinópolis – (i) gnaiss anfibolítico protomilonítico; (ii) gnaiss biotítico e migmatitos; e (iii) leucognaiss ortoderivado.</p> <p>Complexo Belo Horizonte – ortognaisses e migmatitos.</p>

Quadro 1: Coluna litoestratigráfica da área estudada. Adaptada de Romano, 2007.

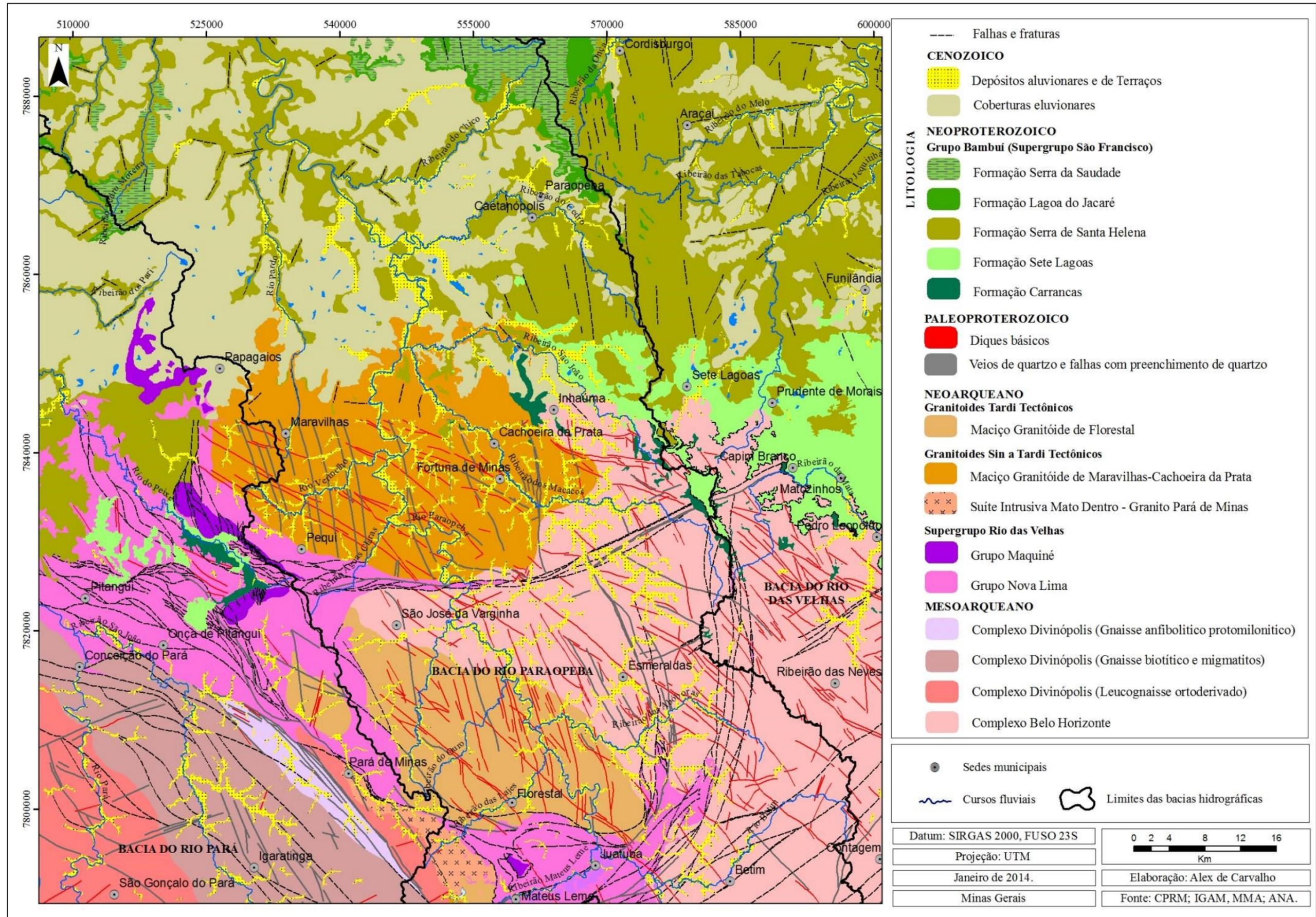


Figura 6: Mapa geológico elaborado a partir das folhas Pará de Minas, Pompéu, Sete Lagoas e Contagem (CPRM – escala 1:100.000).

3.2.1. Complexo Belo Horizonte – Mesoarqueano

Parte significativa do substrato litológico da área de estudo é composta de rochas do Complexo Belo Horizonte, principalmente nas bacias dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos. Ele é composto de gnaisses cinzentos, que frequentemente exibem bandamento composicional e feições de migmatização. O gnaisse apresenta alternância de bandas leucocráticas milimétricas a centimétricas e bandas mais ricas em máficos, melanocráticos, compostas principalmente de biotitas (CHAVES, 1996; PERILLO, 1998). Em alguns locais são encontrados migmatitos e corpos granitoides. A migmatização do complexo ocorreu há aproximadamente 2.860 Ma e entre 2.250-2.100 Ma, e durante o Ciclo Transamazônico, sofreu um retrabalhamento crustal (TEIXEIRA *et al*, 1994).

3.2.2. Supergrupo Rio das Velhas – Neoarqueano

Na porção oeste do médio curso do rio Paraopeba, em uma faixa grosseiramente retangular de aproximadamente 20 km e direção noroeste-sudeste, afloram as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, divididas entre os grupos Nova Lima e Maquiné, correlatas às que afloram no Quadrilátero Ferrífero (PERILLO *et al*, 1996; ROMANO, 2007).

O Grupo Nova Lima é uma sequência do tipo *greenstone belt*, subdividido em quatro unidades (ROMANO, 1993; PERILLO *et al*, 1996; PERILLO, 1998):

- Unidade Basal – unidade descontínua, composta de conglomerados com clastos de rochas vulcânicas, espessura superior a 100m, forma lenticular e pequena extensão;
- Unidade Inferior – composta de rochas metaultrabásicas e metabásicas, nas quais ocorrem lentes de formação ferrífera bandada do tipo Algoma, possui espessura que varia de 240 a 2.500m;
- Unidade Média – essa é a unidade de maior expressão em superfície. É composta de rochas metavulcano-sedimentares, moscovita-xistos, xistos carbonosos, intercalações de *metacherts* e formação ferrífera bandada do tipo Algoma. Possui espessura de aproximadamente 3.800m, regionalmente contínua;
- Unidade Superior: possui metassedimentos diversos, mas é formada essencialmente por um quartzito de granulometria fina em delgadas camadas lenticulares.

O Grupo Maquiné é responsável pela sustentação das formas de relevo mais elevadas do Supergrupo Rio das Velhas, como as serras da Alegria, Grande, dos Correias e do Rio do

Peixe. De fato, isso é possível devido à litologia desse grupo, constituído principalmente de quartzitos puros a micáceos, além de lentes de conglomerado oligo a polimíticos e filitos. Essas litologias repousam sobre as rochas do Grupo Nova Lima em discordância angular e erosiva (PERILLO *et al*, 1996; PERILLO, 1998).

3.2.3. *Granitoides sin a tardi tectônicos - Neoarqueano*

Os corpos granitoides sin a tardi tectônicos que afloram na área de estudo são representados pelas litologias da Suíte Intrusiva Mato Dentro e o Maciço Granitoide de Maravilhas-Cachoeira da Prata. A Suíte Intrusiva engloba corpos granitoides biotíticos de grão grosso denominados Meireles, Casquilo, Conceição do Pará e Serra do Andaime, e Pará de Minas, de aproximadamente 2.755 Ma. O granito Pará de Minas aflora no alto curso do Ribeirão das Lajes e é uma rocha de grão grosso, pouco foliada e caracterizada por biotita grosseira (ROMANO, 2007).

Oliveira (1999) realizou o estudo petrográfico, geocronológico e geoquímico do Maciço Granitoide de Maravilhas-Cachoeira da Prata, que apresenta idade de aproximadamente 2.714 Ma. Essa unidade faz limite a sudeste e leste com as rochas do Embasamento Cristalino, a sudoeste e oeste com as rochas do Supergrupo Rio das Velhas e a norte é recoberto pelas litologias do Grupo Bambuí. Ele é subdividido em dois corpos: (I) corpo de composição granítica; e (II) corpo foliado, de composição granodiorítica a tonalítica, dividido em três fácies (Cachoeira do Mato, Capelinha e Passagem Boa). Essas fácies foram reinterpretadas por Romano (2007), caracterizando-as da seguinte forma:

- Fácies Cachoeira da Prata – trata-se de um granito biotítico homogêneo e de grão geralmente grosso, por vezes foliado, que corresponde ao corpo I;
- Fácies Pequi – é um leucogranito que varia de grão grosso a médio, cuja composição varia de granodiorítica a tonalítica. Nas proximidades de Pequi se apresenta afetado por cisalhamento dúctil. Corresponde à fácies Cachoeira do Mato.
- Fácies Pindaíba – é um granito monzogranito com biotita e anfíbolito;
- Fácies Capelinha – representada por um trondjemito de grão fino a grosso.

3.2.4. *Granitoides tardi tectônicos - Neoarqueano*

Os granitoides tardi tectônicos são representados pelas fácies do Maciço Granitoide de Florestal. De acordo com Romano (1991 *apud* ROMANO, 2007), este maciço tem aproximadamente 2.593 Ma. Ele é cercado pelas rochas do Embasamento Cristalino, ao norte e leste, e pelas rochas do Supergrupo Rio das Velhas, ao sul e oeste. Esse maciço é dividido em cinco fácies petrográficas, a saber: Caio Martins; Padre João, Lagoinha, Serra dos Tavares e Jaguará (ROMANO *et al*, 1995; PERILLO, 1998). O vale do Ribeirão do Ouro está totalmente inserido neste maciço, assim como grande parte dos vales dos ribeirões das Lajes e Cova D'Anta. De acordo com Chaves (1996), Perillo (1998) e Romano (2007), as fácies petrográficas desse maciço têm as seguintes características:

- Fácies Caio Martins –fácies de composição granodiorítica, possui granulação que varia de fina a grossa e sua mineralogia primária é constituída de plagioclásio, quartzo, microclima, biotita, opacos e hornblenda.
- Fácies Padre João – caracterizada por um granito de grão grosso e quartzoso, esta associada às áreas com relevo mais arrasado. A mineralogia primária é composta de quartzo, plagioclásio, microclima, biotita e opacos.
- Fácies Lagoinha – caracterizado por um granito leuco a mesocrático de granulação que varia de fina a média, a duas micas e com textura granular.
- Fácies Serra dos Tavares – também caracterizada por um granito leucocrático a duas micas, com grão variando de médio a grosseiro e textura granular. A mineralogia primária é constituída de quartzo, plagioclásio, microclima e biotita.
- Granito de Jaguará – é semelhante ao granito da fácies Serra dos Tavares, porém não é foliado e é inteiramente envolvido pelas rochas do Supergrupo Rio das Velhas.

3.2.5. *Diques Básicos – Arqueano/Paleoproterozoico*

Na área de estudo, as litologias do Complexo Belo Horizonte, do Supergrupo Rio das Velhas e dos maciços granitoides são seccionadas por falhamentos, veios de quartzo e diques máficos e clásticos verticais a subverticais (CHAVES, 2011). As falhas correspondem às zonas de cisalhamento transcorrentes, de idade transamazônica, reativadas no início do Brasiliano como falhas normais em regime rúptil, nas quais se formaram cataclasitos – quartzo-sericítico.

São marcantes na morfologia as cristas sustentadas pelos cataclasitos e veios de quartzo, mais salientes que aquelas associadas aos diques básicos. Por sustentarem cristas finas e alongadas, eles constituem lineamentos observáveis em fotografias aéreas e imagens de satélite. Os diques máficos não são encontrados recortando as litologias do Grupo Bambuí (OLIVEIRA & MONTES, 1984; PERILLO, 1998; CHAVES, 1996; OLIVEIRA, 1999; ROMANO, 2007; TULLER *et al.*, 2010).

Segundo Chaves (1996) e Oliveira (1999), os diques clásticos são constituídos de material sedimentar detrítico que preencheu fraturas verticais do CGGM. A espessura deles varia entre cinco e dez metros e o comprimento entre dezenas de metros a vários quilômetros. De modo geral, são encontrados nesses diques clásticos arenito silicificado, mal selecionado, contendo grãos de quartzo arredondados a angulosos, além de feldspatos preservados. Eles também não são encontrados nas rochas do Grupo Bambuí.

Chaves (1996) estudou o enxame de diques básicos que seccionam as rochas do Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico (CGGM) e identificou duas gerações de diques com características e idades distintas. São constituídos de rochas básicas, como basaltos, gabros e diabásios e, geoquimicamente, são quartzo-toleíticos, compostos de plagioclásio, augita, opacos, apatita, hornblenda e quartzo. A primeira geração é metamorfisada e a segunda resguarda a textura ígnea original.

Segundo Chaves (1996), Perillo (1998), Romano (2007) e Tuller *et al.* (2010), a primeira geração possui diques básicos metamorfisados, marcados pela completa anfibolitização dos grãos de piroxênios, que datam de 2.000 Ma. Seu metamorfismo deve estar associado ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrente, responsável pelo metamorfismo de caráter dinâmico. Esses diques têm orientação geral N10-30W. Na paisagem, configuram lineamentos finos e contínuos ao longo de centenas de metros, alcançando dezenas de quilômetros, e a largura varia entre cinco e oitenta metros, com média de trinta metros. Em superfície, geralmente são encontrados bastante intemperizados, com manto de intemperismo bastante vermelho, diferente do manto de intemperismo róseo das rochas encaixantes.

Os diques da segunda geração datam de 900 Ma e não estão metamorfisados. Neles ainda é possível encontrar restos de piroxênios, mostrando textura ofítica a subofítica, que lembra a textura ígnea original. Esses diques também constituem lineamentos finos e contínuos ao longo de centenas de metros, alcançando algumas dezenas de quilômetros, chegando a 100 quilômetros de extensão em alguns casos. A largura deles varia entre dez e cem metros, com

média de 40 metros. Em superfície, apresentam manto de intemperismo vermelho, contrastando com o manto róseo das rochas adjacentes. A orientação deles é N50-70W e cortam as litologias do CGGM, do Supergrupo Rio das Velhas e os diques da primeira geração (CHAVES, 1996; PERILLO, 1998; ROMANO, 2007; TULLER *et al*, 2010).

De acordo com Chaves (1996), os diques da segunda geração podem corresponder a um conjunto de diques de braço abortado de rift, que foram formados durante a fase divergente do Brasileiro. Nesse período, antes da deposição do Grupo Bambuí, as zonas de cisalhamento transcorrentes transamazônicas foram reativadas (CHAVES, 2011).

3.2.6. Supergrupo São Francisco/Grupo Bambuí – Neoproterozoico

O Grupo Bambuí, de idade neoproterozoica, é subdividido em cinco formações: Serra da Saudade, Lagoa do Jacaré, Serra de Santa Helena, Sete Lagoas e Carrancas (TULLER *et al*, 2010). Dessas formações, apenas as três últimas afloram na área de estudo. A formação Carrancas é pouco expressiva na região e é composta de rochas de origem glacial depositadas em ambiente lacustrino, arenito rítmico subarcosiano, arenito com concreções ferruginosas e diamictito e arcósio e subarcósio (ROMANO, 2007).

Segundo Tuller *et al.* (2010), a formação Sete Lagoas é uma unidade carbonática com termos clásticos bem definidos. Ela é dividida em dois membros: Pedro Leopoldo e Lagoa Santa. O membro Pedro Leopoldo é constituído de calcilitos e calcissilitos, com presença frequente de silito esverdeado. Também ocorre calcarenito muito fino subordinado, calcário dolomítico, dolarenito e níveis de marga. O membro Lagoa Santa é composto principalmente de calcarenito fino a médio, calcirrudito, calcilito e calcissilito fino a grosso. A formação Serra de Santa Helena é formada por silitos argilosos e argilitos com níveis de arenito, mais frequentes nos topos.

3.2.7. Depósitos terciários e quaternários

De acordo com Romano (2007), os depósitos terciários e quaternários são muito expressivos na região. Esses depósitos podem ser divididos em três tipos: depósitos coluvionares, coberturas eluvionares (coberturas detríticas) e depósitos aluvionares.

Os depósitos coluvionares com blocos e matacões são muito comuns nas encostas mais abruptas das serras quartzíticas, principalmente ao sul da cidade de Florestal. As coberturas

eluvionares são ricas em fragmentos de quartzo e apresentam cobertura parcial de carapaças limoníticas. Elas ocorrem nos altos das serras quartzíticas e em áreas do Grupo Bambuí, a partir da alteração de arenito ferruginoso (ROMANO, 2007). Os depósitos aluvionares são compostos de terraços e de aluviões recentes. Ocorrem em grande parte das maiores drenagens, como o Rio Paraopeba e seus principais afluentes. Os terraços chegam a ter cinco metros de espessura, constituídos principalmente de material argilo-arenoso semiconsolidado. Localmente, também ocorrem lentes de seixos arredondados a angulosos de quartzo e placoides de siltito e/ou arenito (ROMANO, 2007; TULLER *et al*, 2010).

3.3. Caracterização geomorfológica

Apesar da importância do Rio Paraopeba e de sua proximidade em relação a Belo Horizonte, ainda são escassos os estudos geomorfológicos em sua bacia, ao contrário da bacia do rio das Velhas que apresenta estudos mais frequentes, principalmente seu alto curso. Na bacia do Paraopeba, destacam-se os trabalhos de Marques (1997), que investigou a morfodinâmica cenozoica no vale do rio Paraopeba, entre o Fecho do Funil e Juatuba, e Moreira (1997), que investigou a geomorfologia fluvial na bacia do ribeirão Serra Azul. Entretanto, as duas áreas estão à montante do trecho investigado neste trabalho.

Devido à escassez de trabalhos de cunho geomorfológico, as principais informações sobre a área investigada provêm de estudos geológicos ou de estudos regionais. Entre os estudos regionais, destacam-se os trabalhos de Valadão (2009), que abordou a megageomorfologia do Brasil Oriental, de Saadi (1991), em seu ensaio sobre a morfotectônicas de Minas Gerais, e o mapa geomorfológico elaborado pelo IGA/SETEC (1977).

De acordo com Oliveira (1999) e Perillo (1998), o médio-baixo curso do Rio Paraopeba possui duas unidades de relevo. A porção norte, onde afloram as rochas do Grupo Bambuí, possui relevo suavemente ondulado, com colinas baixas. Ao sul, onde ocorrem as rochas do CGGM, o relevo se apresenta fortemente ondulado, com colinas convexas e vales dissecados e preenchidos por aluviões, resultantes do aprofundamento da drenagem. A paisagem ainda é marcada por cristas finas sustentadas por veios de quartzo, cataclasitos e diques básicos, que seccionam o CGGM e contrastam com sua morfologia ondulada.

Entretanto, Romano (2007) observa que na região do interflúvio entre as bacias dos rios Pará e Paraopeba, áreas adjacentes apresentam terrenos com relevos bastante diferentes. Assim, na região de Maravilhas e São José da Varginha, na bacia do Paraopeba, o relevo estruturado

sobre as rochas do CGGM se apresenta mais maduro e com drenagem tipicamente dentrítica. Na área adjacente, na bacia do rio Pará, o relevo se apresenta fortemente rejuvenescido, com escarpas gnáissicas consideráveis, pontões de rochas livres de manto de intemperismo e rede de drenagem com padrão retangular e cursos fluviais muitas vezes profundamente encaixados.

Tuller *et al* (2010) identificou quatro domínios geomorfológicos associados à litologia, na bacia do rio Paraopeba: (I) CGGM; (II) Formação Sete Lagoas; (III) Serra de Santa Helena; e (IV) Coberturas Detrito-lateríticas.

- (I) – trata-se de uma área geomorfológicamente arrasada, com colinas convexas e cristas finas e alongadas, possuindo vales abertos e geralmente entulhados;
- (II) – área de relevo cárstico bordejada por serras com morros isolados e relevos rebaixados. Ocorrem sumidouros, dolinas, vales cegos e feições típicas de carste;
- (III) – relevo estruturado sobre as rochas da Formação Serra de Santa Helena. Possui relevo ondulado, colinoso e rebaixado desenvolvido sobre rochas pelíticas pouco permeáveis, que favorecem a formação de lagos. A drenagem é, geralmente, dentrítica, mas ocorrem trechos condicionados por fraturas ou falhas;
- (IV) – áreas de ocorrência de coberturas detrito-lateríticas associadas principalmente à Formação Serra de Santa Helena. Esse domínio geomorfológico ocorre embutido nos demais e apresenta grande uniformidade de aplainamento que deve ter sido esculpido durante longo período.

De acordo com o mapa geomorfológico do IGA/SETEC (1977), a área de estudo está inserida na Depressão Periférica do São Francisco (DPSF). Em seus interflúvios com os rios Pará, a oeste, e das Velhas, a leste, ocorrem os Planaltos residuais do São Francisco. Na área de estudo, a DPSF pode ser dividida em duas unidades geomorfológicas: Zona de Colinas; e Superfícies Aplanadas.

A Zona de Colinas coincide com o domínio geológico das rochas do CGGM - granitos, gnaisses, migmatitos e granitoides - e é originada da dissecação fluvial de superfícies aplanadas do Terciário e Pleistoceno. Nessa unidade, em uma área que compreende parte do território dos municípios de Esmeraldas, Florestal, São José da Varginha e Pequi, ocorrem áreas com colinas; colinas com vales encaixados; e colinas com vertentes ravinadas e vales encaixados. Entretanto, em partes da subbacia hidrográfica do ribeirão dos Macacos ocorrem áreas com superfícies aplanadas e interflúvios tabulares recobertos por espessos depósitos de cobertura localmente espessos e em gradação para depósitos correlativos. Essas feições,

denominadas superfícies onduladas em depressão, são resultantes do escoamento superficial concentrado sobre superfícies aplanadas (IGA/SETEC, 1977).

A unidade das Superfícies Aplanadas corresponde a uma área com superfícies de aplanamento conservadas e sua evolução está relacionada à desnudação periférica realizada pela drenagem do rio São Francisco sobre as rochas do Grupo Bambuí. Nessa unidade, uma pequena área ao redor da cidade de Maravilhas é caracterizada como uma superfície aplanada em depressão, cuja gênese está associada à atuação do escoamento superficial concentrado sobre superfície aplanada. A porção norte dessa unidade, ocupando praticamente todo o baixo curso do Rio Paraopeba, é caracterizada como uma superfície aplanada, elaborada por processos de aplainamento relacionados com a evolução das depressões.

Nesse contexto, é importante mencionar o trabalho de Saadi (1991) que também destaca a escassez de trabalhos geomorfológicos na região da Depressão do rio São Francisco, e apresenta os trabalhos do IGA/SETEC (1977) e de Penteado & Ranzini (1973 *apud* SAADI, 1991) que delimitaram a unidade da DPSF. Entretanto, ele faz ressalvas quanto aos detalhes desse compartimento da depressão:

“Na realidade, a Depressão do rio São Francisco não existe ainda, ela apenas começa a se esboçar. O que existe são várias depressões alongadas e isoladas por interflúvios de respeitável importância. Nos 4/5 orientais da área são elas quatro depressões fluviais sub-retilíneas de direção SSE-NNW, que contêm de E para W os rios Cipó, das Velhas, Paraopeba e Pará. A depressão do rio São Francisco tem direção SSW-NNE e ocupa apenas a quinta parte da área” (SAADI, 1991, p.158).

Assim, o autor argumenta que não existe a DPSF, mas um conjunto de depressões fluviais elaboradas pelos afluentes do rio São Francisco que ainda não se relacionam diretamente com a Depressão. Ele ainda afirma que as bacias dos rios Cipó, Velhas e Paraopeba constituem unidades morfoestruturais, condicionadas por uma dinâmica de blocos diferenciada, com soerguimentos, subsidências e basculamentos neotectônicos.

A respeito dos Planaltos Residuais no interflúvio entre as bacias dos rios Pará e Paraopeba, eles coincidem com as serras quartzíticas mais elevadas, nas quais, segundo Romano (2007), ocorrem topos aplanados. Esses topos aplanados provavelmente têm idade miocênica-pliocênica e devem representar as superfícies mais antigas da Plataforma Sul-Americana.

Valadão (2009), ao analisar as superfícies de aplanamento brasileiras, apresentou os condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. Ele identificou três superfícies de aplanamento nas regiões Nordeste e Sudeste do Brasil, denominadas: Sul-Americana; Sul-

Americana I; e Sul-Americana II. A primeira é a mais antiga, elaborada no Cretáceo. As superfícies Sul-Americana I e II se encontram embutidas na primeira e foram elaboradas durante o Neógeno.

A tectônica miocênica foi responsável pelo soerguimento generalizado da área continental brasileira, especialmente nas bordas do Cráton do São Francisco. Esse soerguimento foi responsável pelo aprofundamento da rede de drenagem e, conseqüentemente, pelo início da elaboração da superfície Sul-Americana I. Algumas áreas do Cráton, próximas da bacia do rio Paraopeba, sofreram soerguimentos que variavam entre 150 metros, ao norte, e 550 metros, ao sul. No Plioceno Superior, houve novo episódio de soerguimento de maior amplitude na fachada litorânea, mas que também atingiu o interior do continente de modo mais brando. Esse episódio foi responsável pela interrupção da elaboração da superfície Sul-Americana I e deu início à formação das atuais depressões interplanálticas. Nesse período, os soerguimentos relativamente próximos à bacia do rio Paraopeba variaram entre 100 metros, ao sul, e 300 metros, ao norte (VALADÃO, 2009).

Sobre as movimentações neotectônicas que influenciaram na esculturação do relevo brasileiro, Saadi (1991) apresentou os principais indícios de movimentos neotectônicos na bacia do Alto São Francisco. Foram identificados depósitos fluviais afetados por ondulações, provavelmente relacionados a pequenas falhas reversas que afetam, inclusive, crostas limoníticas quaternárias. No Quadrilátero Ferrífero foram identificadas evidências de importantes soerguimentos durante o Mesozoico e o Cenozoico que devem estar relacionados à origem dos cortes epigênicos dos rios Paraopeba e das Velhas, às paleobacias flúvio-lacustres nos sinclinais Moeda e Gandarela e aos sedimentos fluviais, lacustres ou de corrida de lama localizados nas serras e que se apresentam falhados e basculados. Nesse contexto, também se encontra os trabalho de Kohler (1989) que identificou blocos basculados para leste na bacia do Rio das Velhas, dentre os quais se destaca aquele que coincide com a Serra dos Ferradores, que teria sido soerguido e basculado.

3.4. Caracterização do clima e da vegetação

O clima da região é caracterizado como tropical de altitude (tipo CWa segundo a Classificação de Köppen), geralmente quente. De acordo com Nimer (1979) a região Sudeste do Brasil, bem como, o estado de Minas Gerais, se situa em uma área de transição climática, devido a sua posição latitudinal, entre os climas temperado e tropical, tendo uma afinidade

muito maior com o clima tropical. Isto é verificado principalmente através do regime pluviométrico da região, marcado por duas estações distintas uma seca e outra chuvosa.

Dentro dos limites da bacia hidrográfica do rio Paraopeba há uma estação meteorológica convencional do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) no município de Florestal (19°53'S 44°25'W, com altitude de 753m), cujas médias históricas (Normais Climatológicas²) foram utilizadas para a caracterização do clima da área de estudo. Além desta, foram utilizadas as Normais Climatológicas de outra estação do INMET, situada no município de Sete Lagoas (19°28'S, 44°15'W, com altitude de 732m), adjacente à bacia do Paraopeba.

Na Figura 7 são apresentados os balanços hídricos climatológicos (Normal 61-90) de Florestal (figura 7a) e Sete Lagoas (Figura 7b). Observa-se que existe, em ambos os balanços, dois períodos bem marcados. O primeiro período é o de reposição e excedente entre os meses de outubro e março. Nesses meses há o registro dos maiores valores de precipitação, sobretudo, em dezembro, 309,2 mm e 256,7 mm, em Florestal e Sete Lagoas, respectivamente (Gráficos 1 e 2). O segundo período, caracterizado como estação seca, perdura entre os meses de abril a setembro, no qual se observa a existência de déficit e retirada. Os Gráficos 1 e 2 evidenciam uma diminuição nos totais de chuva registrados nesses meses em relação aos supracitados. No mês de junho observam-se os menores valores registrados, 13,1 mm em Florestal e 7,8 mm em Sete Lagoas. Os totais anuais se diferem nas duas estações meteorológicas, sendo totalizado em Florestal 1.426,8 mm e em Sete Lagoas 1.271,9 mm.

² Disponíveis em: RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A. R.; FORTES, L. T. G. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (BRASIL). *Normais climatológicas do Brasil: 1961 - 1990*. Ed. rev. ampl. Brasília, DF: INMET: 2009. 465 p.

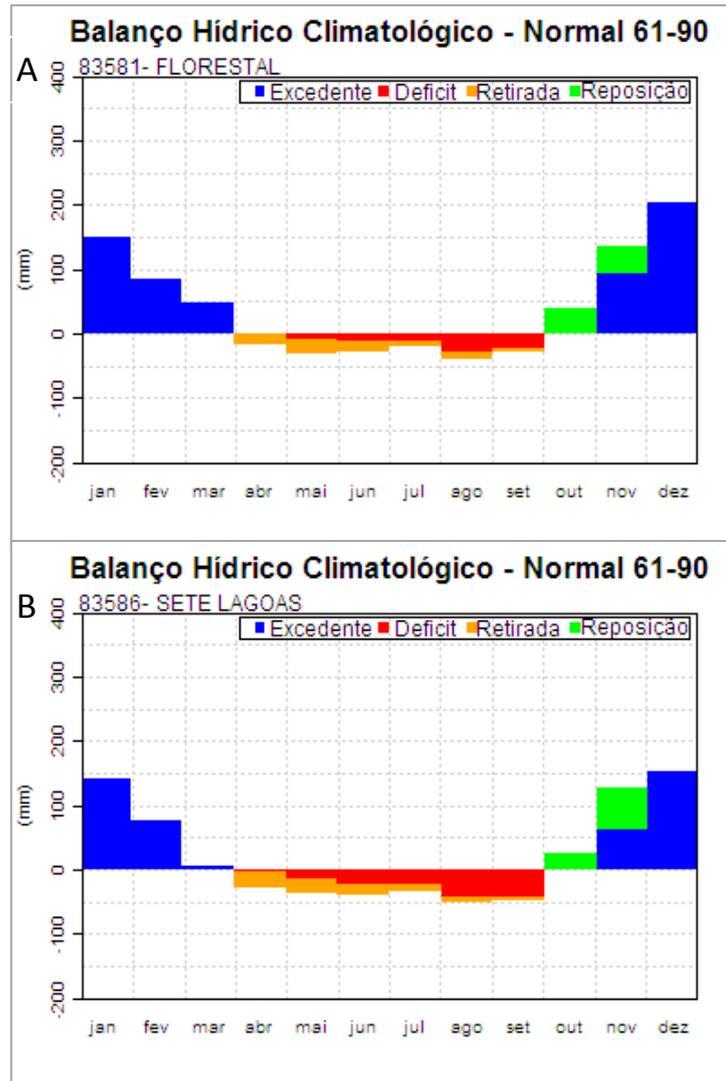


Figura 7: Balanço Hídrico Climatológico dos municípios de Florestal-MG (A) e Sete Lagoas-MG (B), Normais Climatológicas 1961-1990.
Fonte: site do INMET³.

³ Disponível em: <<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=agrometeorologia/balancoHidricoClimatico>>. Acesso em: 20 dez. 2013.

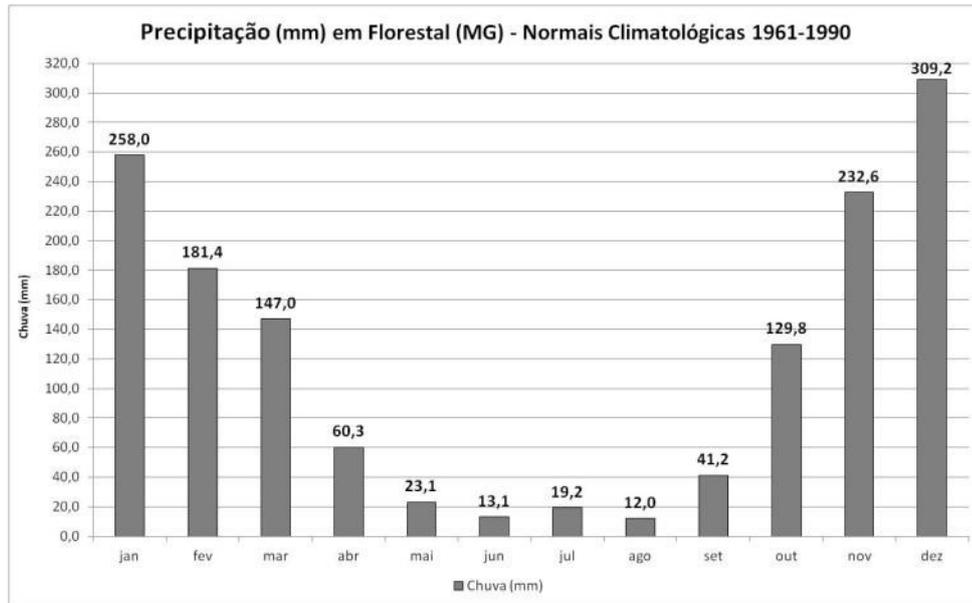


Gráfico 1: Precipitação Climatológica em Florestal-MG, Normais Climatológicas 1961-1990.
Fonte dos dados: RAMOS *et al* (2009).

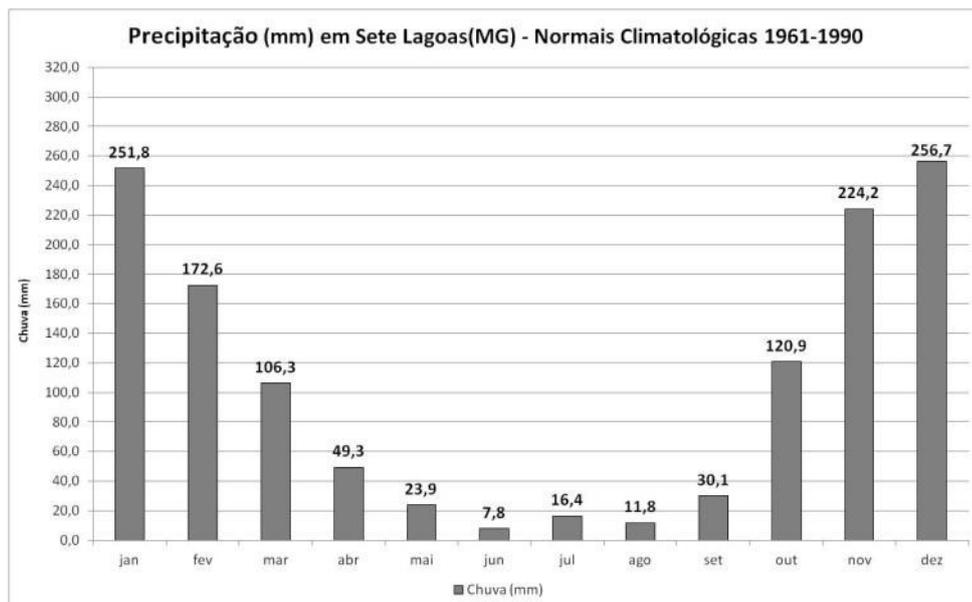


Gráfico 2: Precipitação Climatológica em Sete Lagoas-MG, Normais Climatológicas 1961-1990.
Fonte dos dados: RAMOS *et al* (2009).

Os Gráficos 3 e 4 mostram a climatologia das temperaturas máxima, mínima e média do ar. Como é típico de regiões tropicais, a área apresenta uma pequena amplitude térmica anual, sendo 7,1°C em Florestal e 5,4°C em Sete Lagoas. As maiores temperaturas médias ocorrem, em ambas as estações, no mês de fevereiro, e as menores no mês de julho, 22,6°C e 15,5°C; 22,9°C e 17,5°C, respectivamente. As maiores temperaturas máximas são registradas no mês de fevereiro, em ambas as estações, 29,5°C e 29,7°C; e as maiores temperaturas mínimas são

de 17,8°C e 18,2°C, respectivamente, também em fevereiro. A menor temperatura máxima é registrada no mês de julho, 25,8°C, em ambas as estações; e os menores valores para a mínima são de 7,9°C e 11,1°C, também nesse mês, respectivamente em Florestal e em Sete Lagoas. Ressalta-se que há diferenças nos valores das variáveis meteorológicas analisadas nas duas séries de dados observadas. Estas podem ser atribuídas as diferentes formas de uso e ocupação do solo e, também, pelas cotas altimétricas distintas nas áreas em que as estações meteorológicas se situam. Todos esses fatores influenciam as nuances de temperatura e precipitação existentes na área de estudo.

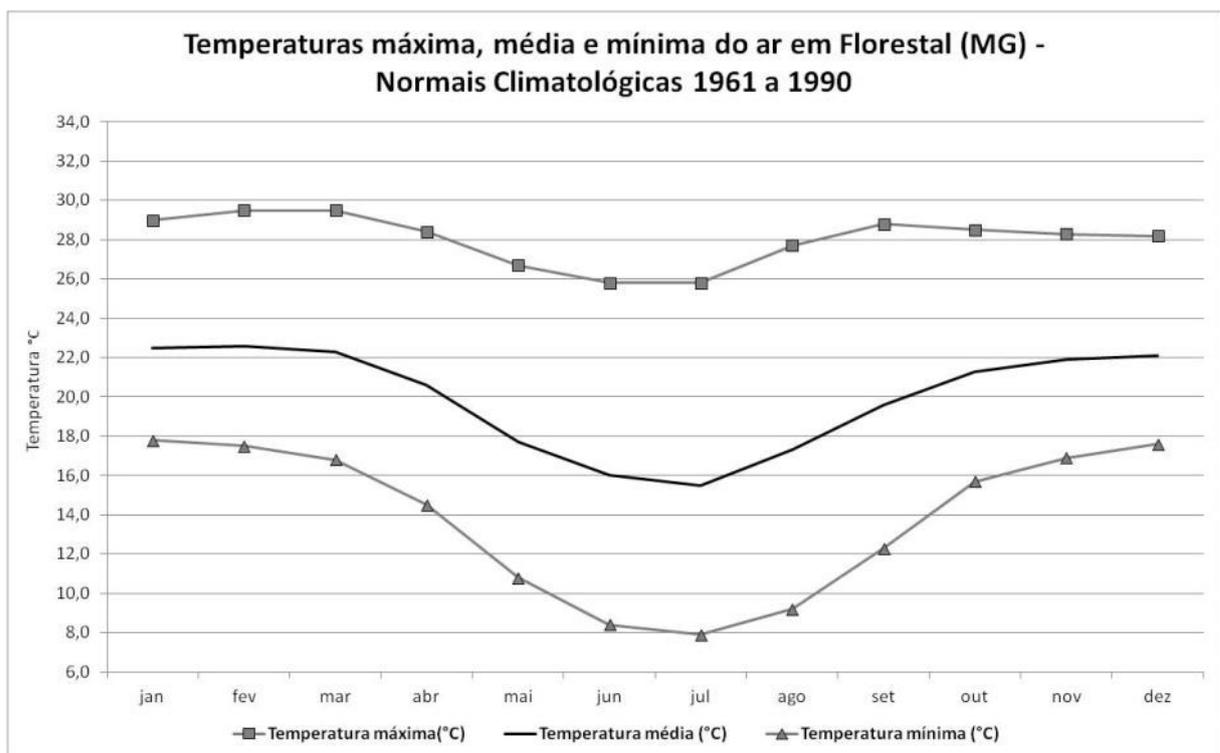


Gráfico 3: Climatologia das temperaturas média, máxima e mínima do ar em Florestal-MG, Normais Climatológicas 1961-1990.

Fonte dos dados: RAMOS *et al* (2009).

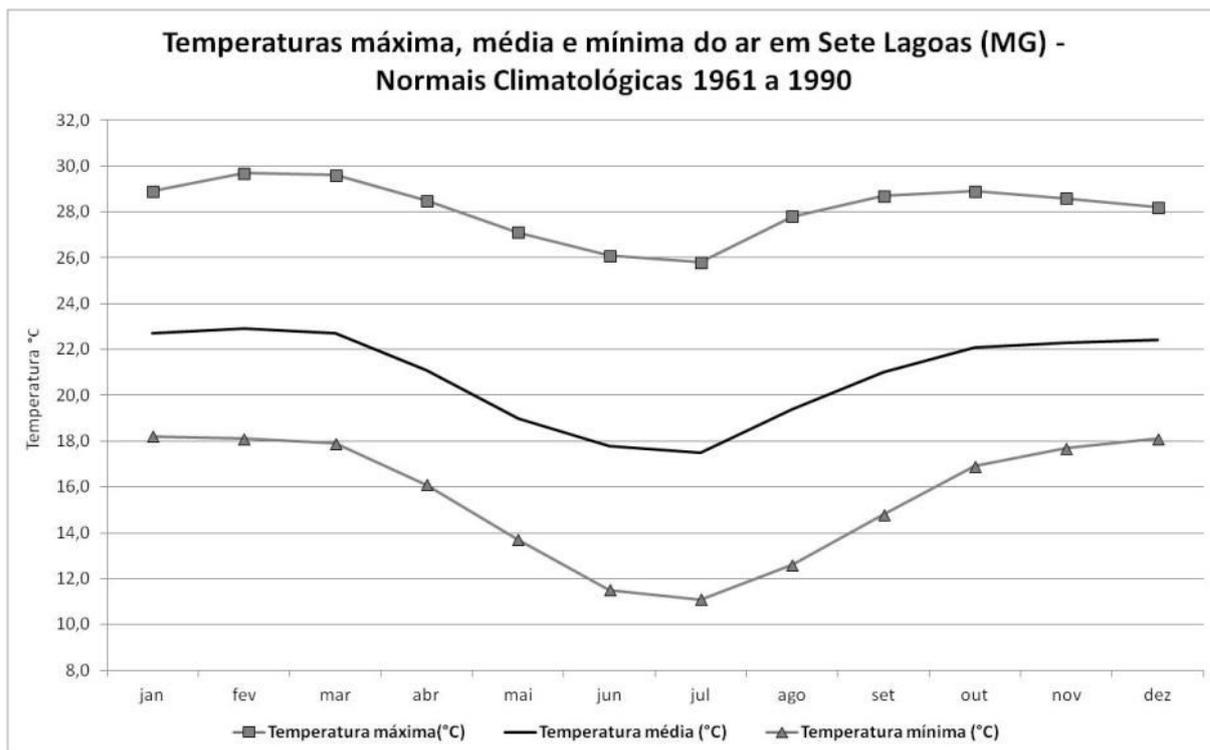


Gráfico 4: Climatologia das temperaturas média, máxima e mínima do ar em Sete Lagoas-MG, Normais Climatológicas 1961-1990.

Fonte dos dados: RAMOS *et al* (2009).

De acordo com o Climanálise (1986) atuam na região Sudeste, bem como na área de estudo, os seguintes sistemas meteorológicos de escala regional: convecção tropical, sistemas frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), todos responsáveis por ocasionar precipitações; e o Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Este atua, sobretudo, na estação seca, causando grande estabilidade atmosférica.

A vegetação predominante é a típica do Cerrado. Trata-se de uma savana densa, rica em espécies arbóreas de porte médio com perenifólias e subcaducifólias. Em alguns locais são encontrados manchas de Floresta Tropical, com espécies de grande porte perenifólias e subcaducifólias. Em diversos trechos dos cursos fluviais são encontradas faixas de mata ciliar. Também são encontrados campos, compostos de vegetação de porte baixo, com vários tipos de gramíneas. Em algumas áreas de rochas carbonáticas são encontradas Matas Secas, compostas de árvores mais espaçadas entre si e com maior deciduidade (PERILLO, 1998; ROMANO, 2007; TULLER *et al*, 2010).

4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos adotados podem ser divididos em três categorias: gabinete, campo e laboratório. Os procedimentos de gabinete se referem à coleta de informações na literatura, produção de dados com uso de softwares de GIS e produção textual durante toda a pesquisa. Os procedimentos de campo se concentraram na fase intermediária da pesquisa e estão diretamente relacionados ao levantamento de informações em campo. Já os procedimentos de laboratório são um desdobramento dos trabalhos de campo e se concentraram entre a fase intermediária e final da pesquisa. Eles também foram responsáveis pela produção de dados que subsidiaram as interpretações. Esses procedimentos não estão dissociados, mas, ao contrário, são complementares e em diversos momentos ocorreram simultaneamente.

Inicialmente, foi realizado o levantamento e a organização da base cartográfica digital. As bases existentes e utilizadas neste trabalho são as seguintes: Topografia (SRTM; ASTER; GEOMINAS, 1971 - 1:50.000) Hidrografia; (IGAM, 2010 - 1:50.000); Pedologia (EMPRAPA, 2005 - 1:1.250.000); Litologia e Estruturas (IGA, 1982 - 1:50.000; CPRM, 2007; 2009; - 1:100.000; CPRM - 1:1.000.000); Rodovias (DER - 1:10.000); Cartas Topográficas Digitais (IBGE, 1975 e 1979 - 1:250.000; 1:100.000; 1:50.000); imagens *Landsat* (INPE); imagens *RapidEye* (2010); Ortofotos (CEMIG, 1989 - 1: 8.000). Ressalta-se que, às vezes, as interpretações realizadas ao longo deste trabalho são limitadas pelas escalas das bases utilizadas. As bases geológicas que cobrem toda a área de estudo têm escala 1:100.000, que pode ser considerada pequena demais para as análises geomorfológicas mais precisas. Ainda assim, acredita-se que o material disponível e as informações coletadas em campo devem auxiliar na investigação proposta.

4.1. Mapeamento das unidades de relevo da área de estudo

A fim de compreender melhor a gênese e o desenvolvimento das feições sedimentares fluviais existentes nos fundos de vales de afluentes da média e baixa bacia hidrográfica do rio Paraopeba, foi realizado o mapeamento das unidades de relevo. Esse mapeamento levou em consideração um quadrante que compreende além do trecho estudado da bacia do Rio Paraopeba, partes das bacias hidrográficas dos rios Pará e das Velhas. A inserção de parte das bacias hidrográficas adjacentes às bacias estudadas se justifica pela possibilidade de

relacionar as unidades de relevo mapeadas a condicionantes litológicos, estruturais e/ou tectônicos que podem ter condicionado a gênese das formas.

O mapeamento das unidades de relevo foi realizado em três etapas: reunião de bases cartográficas e produção de mapas temáticos; trabalhos de campo; e definição das unidades de relevo. Inicialmente foram reunidas as bases cartográficas que permitiram o conhecimento das principais características da área, a escolha de pontos estratégicos para visitar em campo e a definição preliminar das unidades de relevo.

As seguintes bases foram utilizadas: hidrografia (IGAM), geologia (CPRM), SRTM-Topodata (INPE), curvas de nível (IBGE). A partir delas foram produzidos os mapas de densidade de drenagem, de declividade, de hipsometria e geologia. Para a produção do mapa de densidade de drenagem, foram identificadas e individualizadas as subbacias de quarta e terceira ordem, de acordo com a proposta de Strahler (1956) e realizado o cálculo desse parâmetro de acordo com Horton (1945). As subbacias de quarta ordem foram priorizadas e as áreas associadas aos canais principais que não eram de terceira ou quarta ordem não foram consideradas no cálculo da densidade de drenagem. Foram extraídas das imagens SRTM as curvas de nível de 20 m. Em seguida, foram produzidos o mapa de hipsometria e seus perfis topográficos e o mapa de declividade. Este último apresenta as classes de declividade de acordo com a EMBRAPA (2005⁴). Também foi elaborado o mapa de geologia da região. Por fim, esses mapas foram analisados de modo integrado e foi produzido um mapa preliminar das unidades de relevo que auxiliou na visita a campo.

Com o mapa preliminar em mãos, foram realizados trabalhos de campo para observar e compreender melhor as unidades de relevo e ajustar os limites dessas unidades. Após a produção do mapa preliminar e da visita a campo, bem como após a reunião de informações de outras visitas já realizadas à área de estudo, foram finalmente delimitadas e mapeadas as unidades de relevo.

O mapeamento das unidades do relevo levou em consideração as instruções do Manual Técnico de Geomorfologia do IBGE (2009) para a classificação das unidades do relevo de acordo com o terceiro táxon, no qual as unidades geomorfológicas possuem formas

⁴ As classes de relevo de acordo com o manual de Descrição de Coleta de Solo no Campo (EMBRAPA, 2005): (i) relevo plano – declividade < 3%; (ii) relevo suave ondulado – declividade entre 3 e 8%; (iii) relevo ondulado – declividade entre 8 e 20%; (iv) relevo forte ondulado – declividade entre 20 e 45%; (v) relevo montanhoso – declividade entre 45 e 75%; e (vi) relevo escarpado – declividade > 75%.

semelhantes em seus tipos de modelado e de processos originários. Nesse sentido, a delimitação das unidades considerou principalmente a topografia e a geologia.

As unidades do relevo delimitadas estão distribuídas em quatro unidades principais: (i) planaltos; (ii) serras (optou-se, nesse estudo, por discriminá-las, separando-as dos planaltos); (iii) depressões; e (iv) áreas de influência fluvial (que reúnem as planícies e terraços). Essas unidades principais têm as seguintes definições básicas:

- (i) Planaltos – área com relevo plano ou dissecado, de altitude elevada, limitado, pelo menos em um lado por superfície mais baixa, onde os processos erosivos superam os de sedimentação (IBGE, 2009);
- (ii) Serras – áreas de topo elevado, com relevos acidentados, que formam cristas e cumeadas ou as bordas de um planalto, altimetricamente realçadas em relação aos demais planaltos (MARENT & SALGADO, 2010; IBGE, 2009);
- (iii) Depressões – áreas de relevo plano ou ondulado, altimetricamente mais baixas que os planaltos em seu entorno (MARENT & SALGADO, 2010; IBGE, 2009);
- (iv) Áreas de influência fluvial – áreas topograficamente mais baixas, embutidas nos planaltos, serras e/ou depressões, caracterizadas por relevo aplanado elaborado em material sedimentar de origem fluvial.

4.2. Identificação, mapeamento e caracterização dos níveis deposicionais fluviais

Foram realizados trabalhos de campo a fim de identificar e caracterizar os níveis e sequências deposicionais de fundo de vale dos canais principais das bacias investigadas. Buscou-se percorrer os vales desde a cabeceira até a confluência com o Rio Paraopeba. Com o auxílio de fichas de campo⁵, foram levantadas informações sobre os níveis deposicionais fluviais, considerando variáveis como a tipologia dos níveis deposicionais (escalonado, embutido, encaixado), seu contexto espacial ao longo do vale (cota, desnível em relação à lâmina d'água do rio atual e distribuição), a espessura dos depósitos, composição granulométrica, organização das fácies sedimentares, tipo de contatos entre fácies, presença de estruturas primárias e outras. Os pontos de caracterização dos perfis foram georreferenciados e as informações foram especializadas em cartas temáticas.

⁵ O modelo da ficha de campo se encontra anexada no final da dissertação.

Após a identificação dos níveis deposicionais, foi realizada a representação de perfis estratigráficos síntese dos mesmos. Cada perfil síntese expressa as características de um nível deposicional em todo o vale e é o resultado da sobreposição das informações adquiridas com a análise de seus diversos perfis encontrados ao longo do vale. Nesse sentido, eles não representam uma seção-tipo, uma representação fiel de um perfil sedimentar mais significativo, mas sim a superposição dos dados de um conjunto de perfis de um mesmo nível (MAGALHÃES JR, 1993). Por fim, os níveis deposicionais foram representados em sua organização longitudinal e transversal nos vales fluviais.

Foram realizadas coletas de amostras de sedimentos das fácies de finos a fim de realizar sua análise granulométrica de acordo com procedimentos da EMBRAPA (1997). As amostras foram encaminhadas para o Laboratório de Geomorfologia do Instituto de Geociências/UFG, onde foram determinados os percentuais das frações argila, silte e areia (areia fina, média e grossa) de cada perfil amostrado.

O mapeamento dos níveis deposicionais de fundo de vale foi realizado por meio da interpretação das cartas geológicas da área de estudo, das imagens Rapideye e das Ortofotos. Inicialmente, foram identificadas as áreas de depósitos sedimentares fluviais mapeadas nas cartas geológicas. As imagens de satélite Rapideye e as Ortofotos foram interpretadas, buscando identificar através das características visuais os ambientes associados à dinâmica sedimentar pretérita e atual dos cursos d'água. Por fim, essas informações foram confrontadas com os dados obtidos em campo através da marcação de pontos com o GPS e da descrição e elaboração de perfis transversais em campo. Com a integração dessas informações, foi elaborado o mapa com a espacialização dos depósitos fluviais de fundo de vale.

4.3. Datação dos níveis deposicionais fluviais

Após a identificação e caracterização dos níveis deposicionais, cinco desses foram selecionados para datação pelo método da LOE, via técnica SAR. A datação tem por objetivo a busca de informações que possam atender a perspectiva cronoestratigráfica do trabalho e, por conseguinte, a contextualização temporal dos eventos associados à origem dos níveis e das sequências deposicionais dos fundos de vale.

Após o reconhecimento e caracterização da área e dos níveis deposicionais, constatou-se a necessidade de datar, no mínimo, 10 amostras de sedimentos fluviais. A riqueza de informações estratigráficas justifica a datação de duas amostras nos perfis, objetivando

verificar a cronologia da formação dos depósitos e a evolução das espessas sequências. A datação auxiliou a discussão sobre a correlação temporal da formação de níveis deposicionais e sobre a ocorrência de eventos regionais de sedimentação que atuaram na configuração dos depósitos nos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba.

A seleção dos vales fluviais que tiveram seus depósitos datados foi realizada considerando principalmente a representatividade dos depósitos e a distribuição dos mesmos ao longo dos respectivos vales e na área de estudo. Foram escolhidos dois afluentes de margem esquerda (Ribeirão do Ouro e Rio Vermelho) e um de margem direita (Ribeirão dos Macacos). Essa escolha também se justifica devido às dimensões dos cursos d'água estudados. Os afluentes de margem esquerda possuem vales menos extensos que os afluentes de margem direita do Paraopeba. As coletas de amostras da fração arenosa dos depósitos de terraço foram realizadas da seguinte forma: seis amostras em depósitos no alto curso dos ribeirões Macacos, do Ouro e do Rio Vermelho e quatro amostras no baixo curso dos ribeirões do Ouro e dos Macacos (duas amostras em cada perfil – topo e base – Tabela 1).

Tabela 1: Localização dos pontos de coleta de sedimentos para a datação por LOE.

Curso d'água	Segmento	Coordenadas Geográficas
Ribeirão do Ouro	C	44,508° W; 19,852° S
	B	44,483° W; 19,836° S
Rio Vermelho	B	44,695° W; 19,583° S
Ribeirão dos Macacos	B	44,286° W; 19,585° S
	A	44,475° W; 19,511° S

As amostras foram coletadas utilizando tubos de PVC de 5 mm de diâmetro e 30 cm de comprimento envolvidos em saco plástico preto para reforçar a proteção contra a radiação solar. Em cada perfil foram coletadas duas amostras: uma na base e outra no topo do depósito, a 1 m de profundidade, visando obter o intervalo de tempo durante o qual o depósito foi formado. Para cada amostra, o tubo, previamente identificado, foi inserido horizontalmente por percussão nos sedimentos utilizando uma marreta de borracha. Em seguida, as amostras

foram enviadas para o Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda.⁶ (LVD), em São Paulo, onde foram preparadas e analisadas de acordo com o protocolo LOE-via SAR.

No laboratório, os tubos são abertos em ambiente de luz vermelha e, em seguida, passam pelo tratamento químico com H₂O₂ (20%), HF (20%) e HCL (10%). As lavagens intermediárias são realizadas com água destilada. Depois desse tratamento químico, para obter o material Natural (quartzo/feldspato), isento de materiais orgânicos e/ou metais pesados e com granulometria bastante homogênea, as amostras são secas e peneiradas separando uma fração granulométrica na faixa de 100-160 µm. Uma porção da amostra Natural é submetida à radiação solar por cerca de 20 dias para o decaimento residual. Então, dessa amostra são separadas as amostras que serão irradiadas utilizando uma fonte de ⁶⁰C em várias doses pré-definidas (Gy), que devem estar próximas à dose acumulada natural para a montagem da curva de calibração.

O protocolo SAR determina uma idade média entre 10 a 20 alíquotas. Assim, são feitas 10 a 20 curvas de calibração e são encontradas 10 a 20 idades. Como nesse protocolo apenas uma alíquota de ~7 mg é utilizada para a determinação de cada Paleodose, a alíquota usada na medida do sinal natural de LOE será a mesma utilizada nas outras etapas de irradiação para a construção da curva de calibração.

4.4. Investigação das influências de condicionantes litológicos, estruturais e tectônicos

Os dados obtidos com a identificação, caracterização, mapeamento e datação dos níveis deposicionais aluviais foram interpretados a partir da elaboração de mapas que sobrepõem as informações de campo, a litologia e as estruturas. A interpretação integrada dessas informações, bem como daquelas disponíveis em outros trabalhos regionais ou sobre as áreas adjacentes, foi realizada visando identificar possíveis controles litológicos, estruturais ou tectônicos na área.

A fim de auxiliar na investigação dos controles estrutural, litológico e tectônico nos eventos de sedimentação, foram realizados cálculos de índices geomorfológicos. Assim, os canais principais foram representados longitudinalmente e o RDE foi calculado. Foram calculados outros índices como a Relação de Relevô, o de Sinuosidade, a Densidade de Drenagem, FABD (Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem).

⁶ Laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços Ltda. - CNPJ: 05.403.307/0001-57.

Para o cálculo dos índices morfométricos, foram utilizadas as curvas de nível equidistantes em 20 m, extraídas da imagem SRTM do projeto TOPODATA do INPE. A rede hidrográfica ortorretificada e a base de bacias hidrográfica utilizadas foram fornecidas pelo IGAM. A base de rede hidrográfica foi ajustada em alguns trechos de acordo com as imagens de satélite *Rapideye*. O RDE foi calculado apenas para os canais principais das bacias investigadas. Nesse cálculo, foram utilizadas essas bases, considerando desde a nascente dos afluentes até o Rio Paraopeba, nível de base para todas as bacias.

O processamento desses dados foi realizado no *software* ArcGis 9.3 que permitiu, através de suas extensões, extrair com certa facilidade os atributos necessários para o cálculo desses índices. Os perfis longitudinais e gráficos com os dados obtidos foram elaborados no *software* Microsoft Office Excel 2010.

5. MAPEAMENTO DE UNIDADES DE RELEVO NA BACIA DO MÉDIO-BAIXO RIO PARAPEBA E ÁREAS ADJACENTES

O mapeamento das unidades do relevo considerou uma área com 10.157 km², englobando trechos das bacias hidrográficas dos rios Paraopeba, das Velhas e Pará. A maior parte da área mapeada pertence à bacia do Médio-Baixo Rio Paraopeba, na qual se localizam os afluentes investigados neste trabalho.

Para a definição e delimitação das unidades do relevo, foram produzidos os mapas de geologia (Figura 6), de hipsometria (Figura 9), de declividade (Figura 11) e de densidade de drenagem (Figura 12). Inicialmente, as unidades foram definidas de acordo com os perfis topográficos (Figura 10), elaborados a partir do mapa hipsométrico. Em seguida, essas unidades foram adaptadas aos limites das principais litologias da área, conforme o mapa geológico. A sobreposição dos mapas de declividade e de densidade de drenagem demonstrou que as unidades definidas de acordo com a hipsometria e geologia eram adequadas e, desse modo, as unidades sofreram apenas pequenas adequações.

Na Figura 8 estão representadas as 15 unidades do relevo mapeadas, divididas entre serras, planaltos, depressões e áreas de influência fluvial. As depressões são as unidades do relevo mais significativas, ocupando 72,04% da área mapeada. As serras e os planaltos correspondem às áreas mais elevadas e correspondem a 15,48% e 6,24% da área, respectivamente. Os fundos de vale correspondem a uma unidade composta de vários segmentos que estão embutidos em praticamente todas as outras unidades do relevo e ocupa 6,24% da área mapeada (Tabela 2).

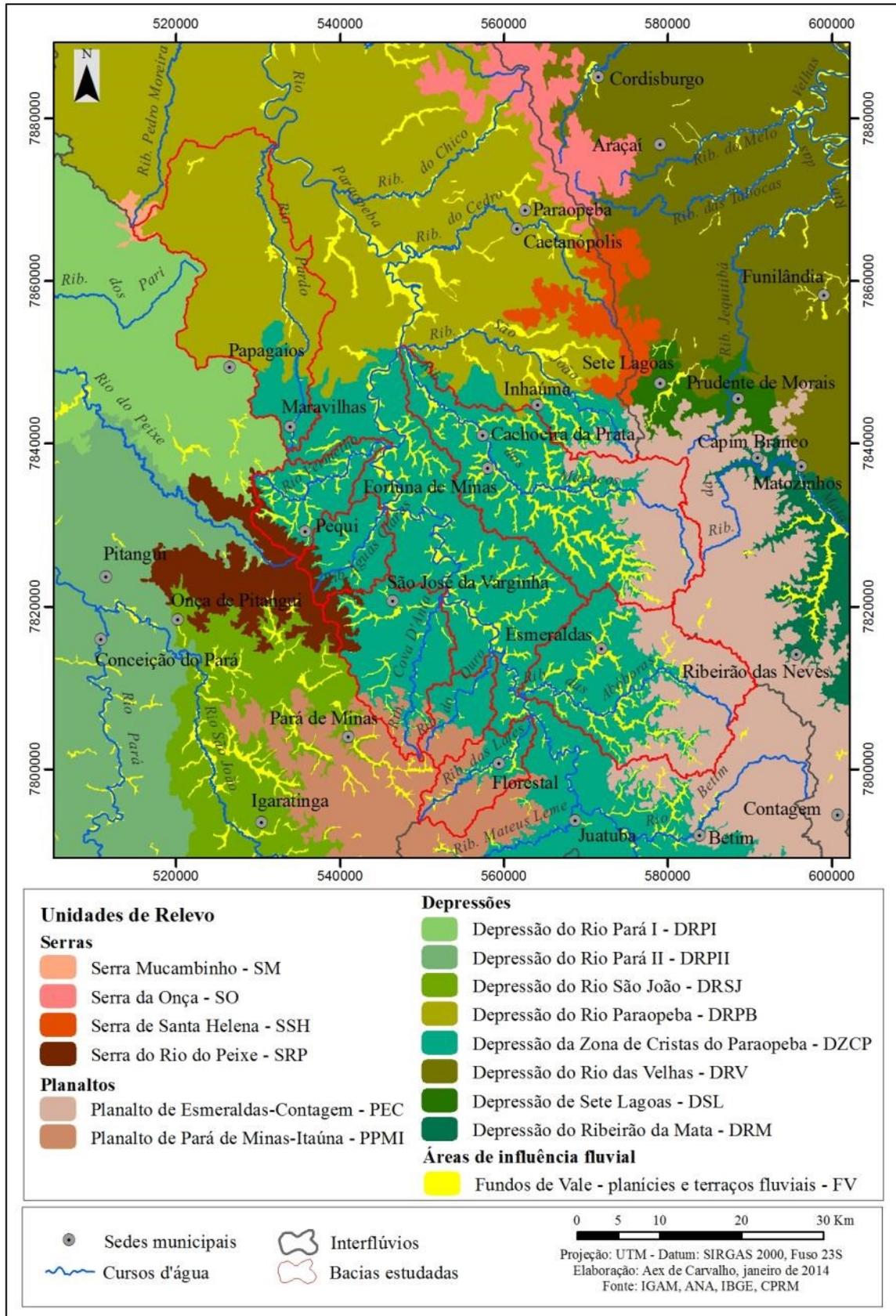


Figura 8: Unidades do relevo e bacias estudadas.

Tabela 2: Área ocupada pelas unidades do relevo

Unidade do Relevo	Área (km²)	Área %
Serra Mucambinho – SM	17,314	0,17
Serra da Onça – SO	228,299	2,25
Serra de Santa Helena – SSH	143,084	1,41
Serra do Rio do Peixe – SRP	244,621	2,41
Planalto de Esmeraldas-Contagem – PEC	1.129,570	11,12
Planalto de Pará de Minas-Itaúna – PPMI	442,559	4,36
Depressão do Rio Pará I – DRPI	652,332	6,42
Depressão do Rio Pará II – DRPII	848,272	8,35
Depressão do Rio São João – DRSJ	431,996	4,25
Depressão do Rio Paraopeba – DRPB	2.031,370	20,00
Depressão da Zona de Cristas do Paraopeba – DZCP	1.740,940	17,14
Depressão do Rio das Velhas – DRV	1.327,620	13,07
Depressão de Sete Lagoas – DSL	104,771	1,03
Depressão do Ribeirão da Mata – DRM	180,568	1,78
Fundo de Vale – FV	634,068	6,24
TOTAL	10.157,384	100

A seguir são apresentadas as considerações sobre litologia, hipsometria, declividade e densidade de drenagem que subsidiaram a definição das unidades do relevo.

5.1. Detalhamento das análises que subsidiaram o mapeamento das unidades do relevo

Na área mapeada, a altitude varia entre 600 e 1260 m, resultando em uma amplitude altimétrica de 660 m. As Serras e os Planaltos são as unidades que possuem as cotas altimétricas mais elevadas, quase sempre representando os interflúvios das principais bacias hidrográficas. Essas unidades se situam entre 820 e 1260 m. De modo geral, as áreas mais elevadas se concentram na porção sul do trecho mapeado, moldadas sobre as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas (Complexo Belo Horizonte, Complexo Divinópolis, granitos e granitoides) e sobre as rochas do Supergrupo Rio das Velhas, e, ao norte, no interflúvio entre os rios Paraopeba e das Velhas, moldadas sobre as rochas do Grupo Bambuí. Ao norte, concentram-se as depressões moldadas sobre as rochas do Grupo Bambuí, as quais se situam entre 600 e 710 m de altitude. Na porção sul, as depressões moldadas sobre as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas possuem terrenos cuja altitude varia entre 710 e 820 m, alcançando até 930 m em alguns pontos. Os fundos de vale podem ser observados embutidos em todas as outras unidades do relevo e, por isso, possuem altitudes que variam de 600 m nas depressões a

900 m nos planaltos (Figura 9). Na Figura 10 é possível observar os perfis topográficos elaborados para a região e a identificação das unidades do relevo.

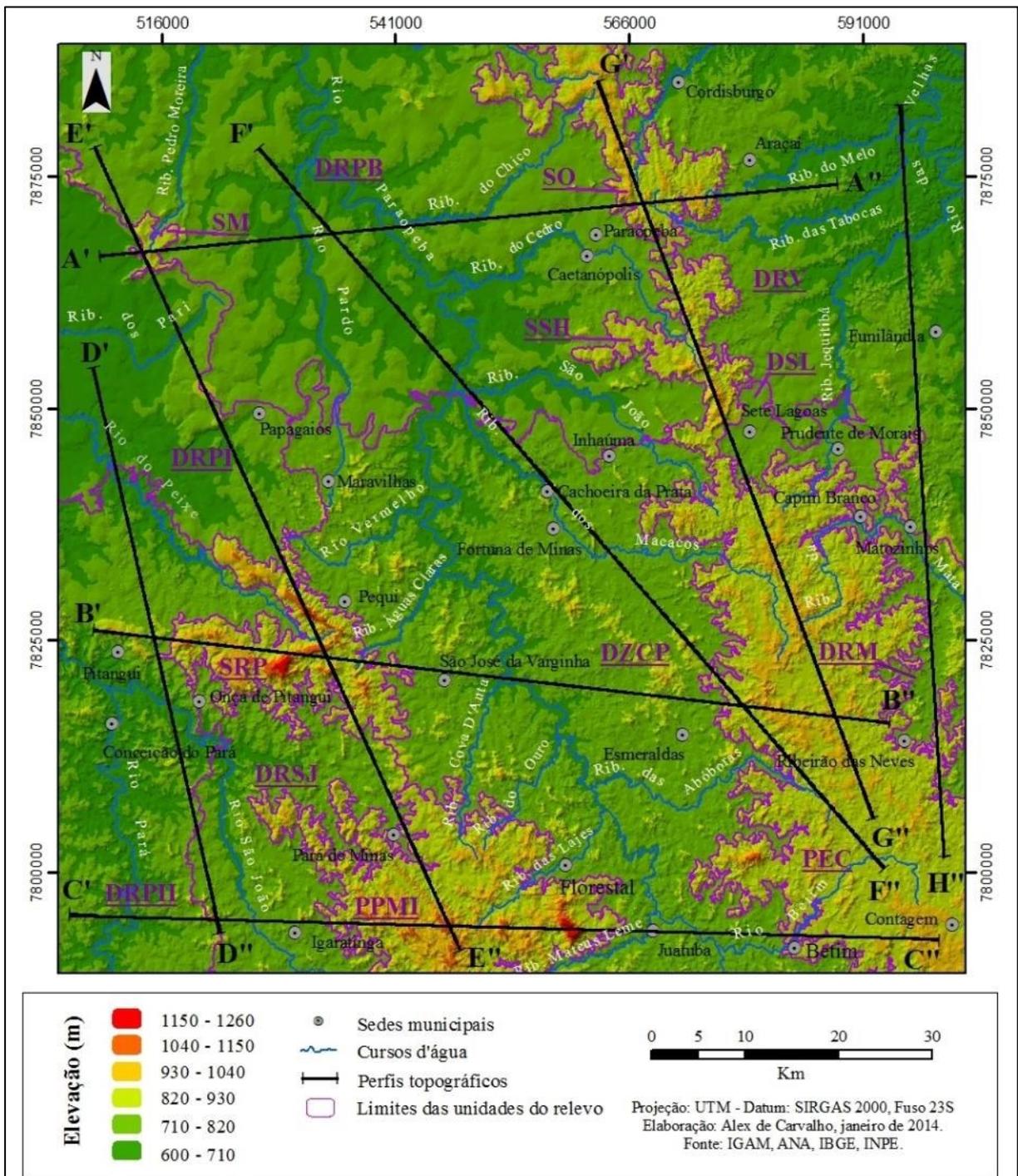


Figura 9: Hipsometria, distribuição dos perfis topográficos e limites das unidades do relevo.

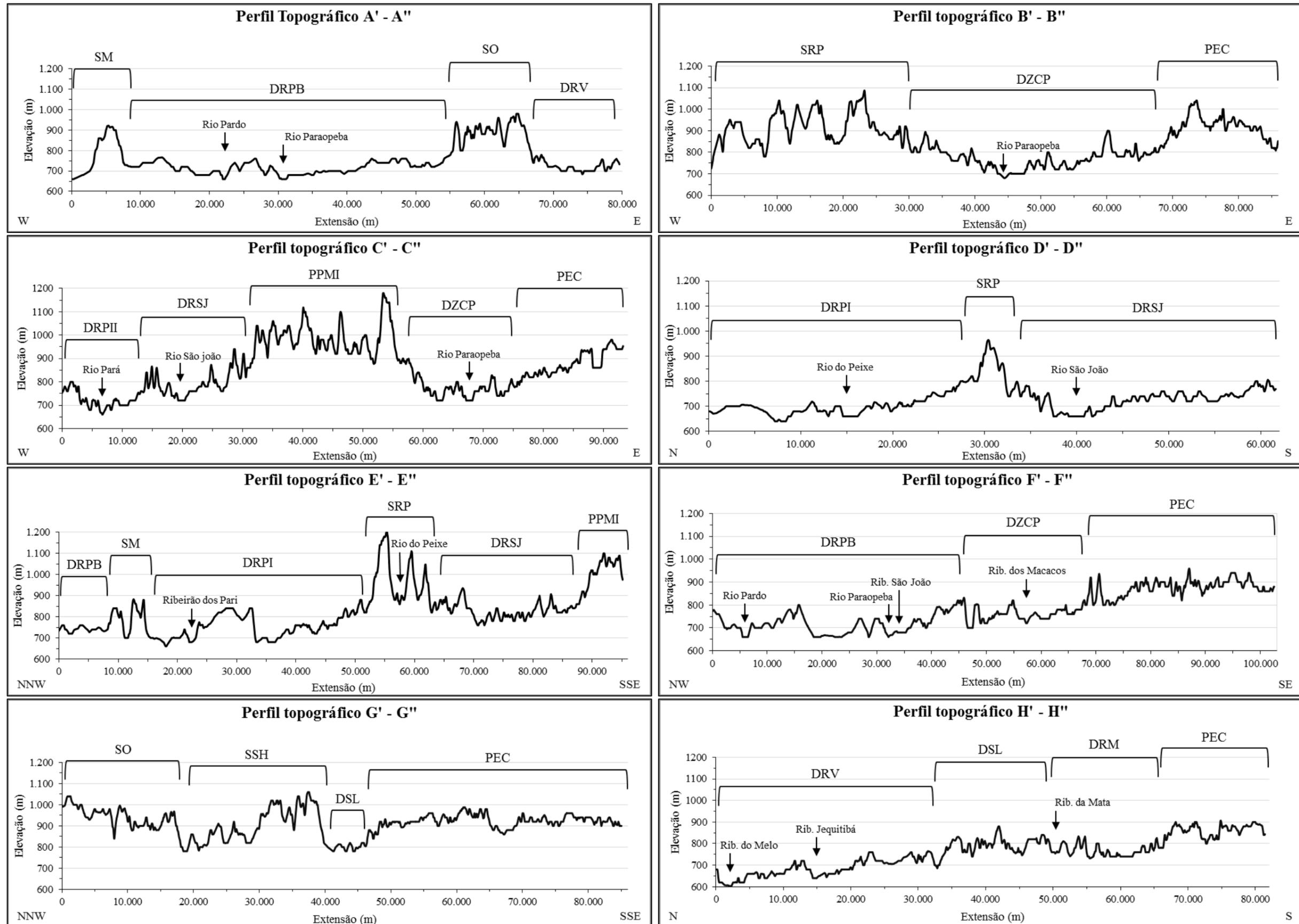


Figura 10: Perfis topográficos elaborados a partir do Modelo Digital de Elevação do Projeto Topodata, disponibilizado pelo INPE.

A declividade da área mapeada é composta principalmente de segmentos de relevo plano (41,08%), suave ondulado (30,83%) e ondulado (25,53%), que ocupam a maior parte das depressões e dos fundos de vale (Gráfico 5). Nas depressões elaboradas sobre as rochas do Grupo Bambuí e nos fundos de vale predominam segmentos de relevo plano. Nas depressões elaboradas sobre as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas observa-se o aumento da área ocupada pelos segmentos de relevo suave ondulado e ondulado em detrimento dos segmentos de relevo plano. Os segmentos de relevo forte ondulado ocupam apenas 2,55% da área, seguido pelos segmentos de relevo montanhoso/escarpado, que ocupa 0,01%. Nas serras e nos planaltos destacam-se os percentuais mais elevados de área ocupada pelos segmentos de relevo ondulado e forte ondulado (Figura 11; Tabela 3).

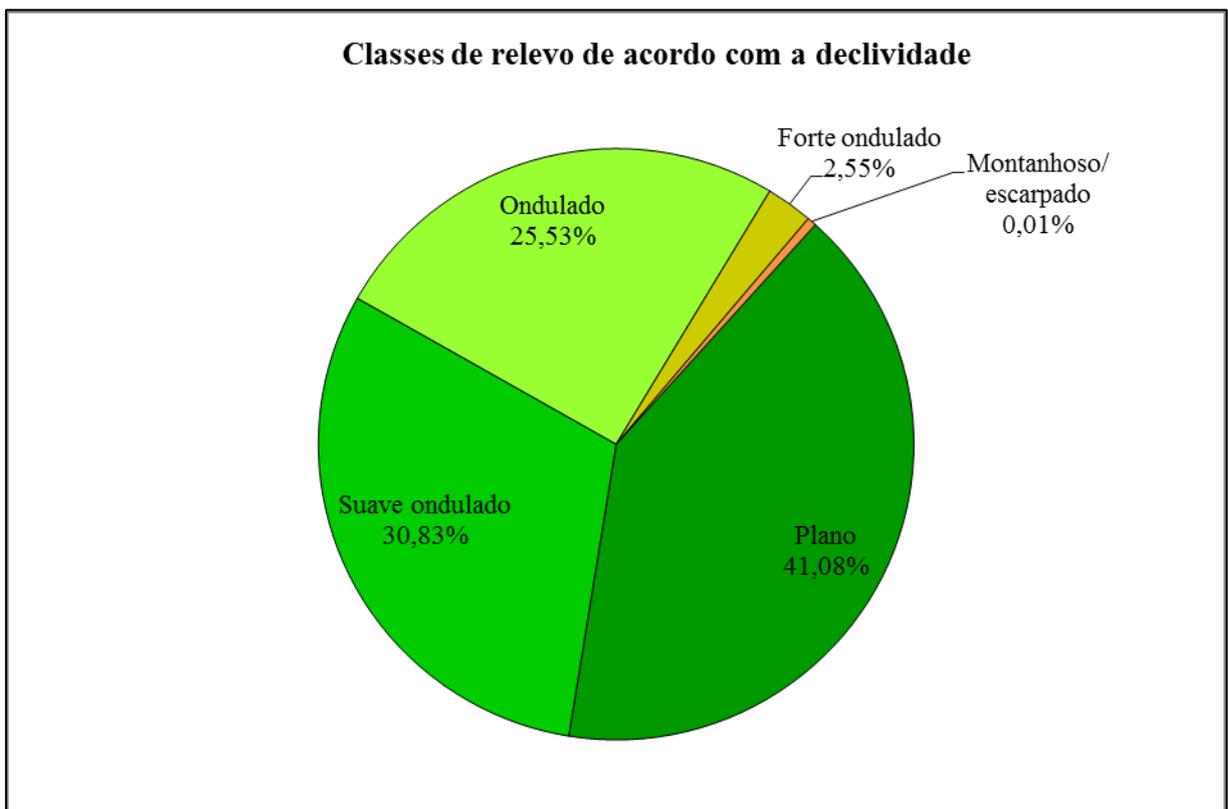


Gráfico 5: percentuais de área ocupada de acordo com a declividade.

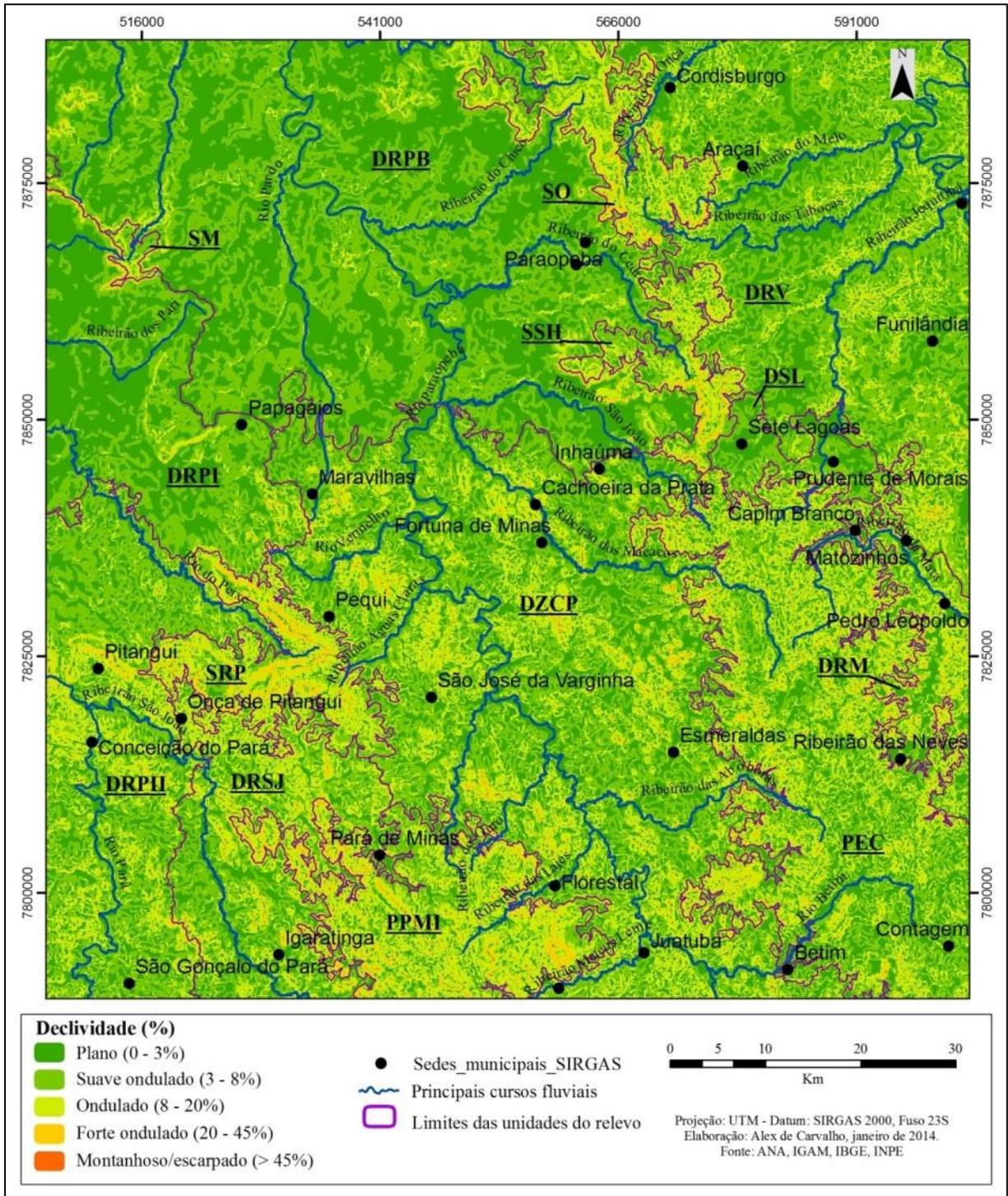


Figura 11: declividade de acordo com as classes de relevo estabelecidas pela EMBRAPA (2005) e limites das unidades do relevo.

Tabela 3: percentual da área ocupada pelas classes de declividade em cada unidade do relevo

Unidade do relevo	Declividade (%)				
	0-3% área (%)	3-8% área (%)	8-20% área (%)	20-45% área (%)	> 45% área (%)
SM	18,11	33,98	41,31	6,60	-
SO	19,22	24,22	49,35	7,21	-
SSH	19,22	21,76	50,45	8,57	-
SRP	14,90	15,21	56,18	13,70	0,01
PEC	32,43	20,38	43,61	3,57	0,01
PPMI	19,64	13,73	55,13	11,48	0,02
DRPI	59,98	32,59	6,26	1,17	-
DRPII	34,34	35,49	28,23	1,91	0,04
DRSJ	31,66	27,95	37,31	3,08	-
DRPB	51,38	42,37	5,76	0,49	-
DZCP	35,13	31,46	31,35	2,04	0,01
DRV	40,64	36,96	21,53	0,87	-
DSL	50,36	38,47	10,73	0,44	-
DRM	37,27	16,84	41,68	4,20	-
FV	76,70	18,88	4,01	0,41	-

Os valores da densidade de drenagem são bastante diversificados na região. Os valores mais elevados podem ser observados principalmente na porção sudeste da área mapeada (Figura 12), onde predominam rochas granito-gnáissicas-migmatíticas e também as maiores declividades. Tal área coincide com o interflúvio dos rios Paraopeba e das Velhas. Por outro lado, os menores valores de densidade de drenagem são observados principalmente ao norte, nas bacias dos rios Paraopeba e Pará, onde afloram as rochas do Grupo Bambuí, com declividades menores.

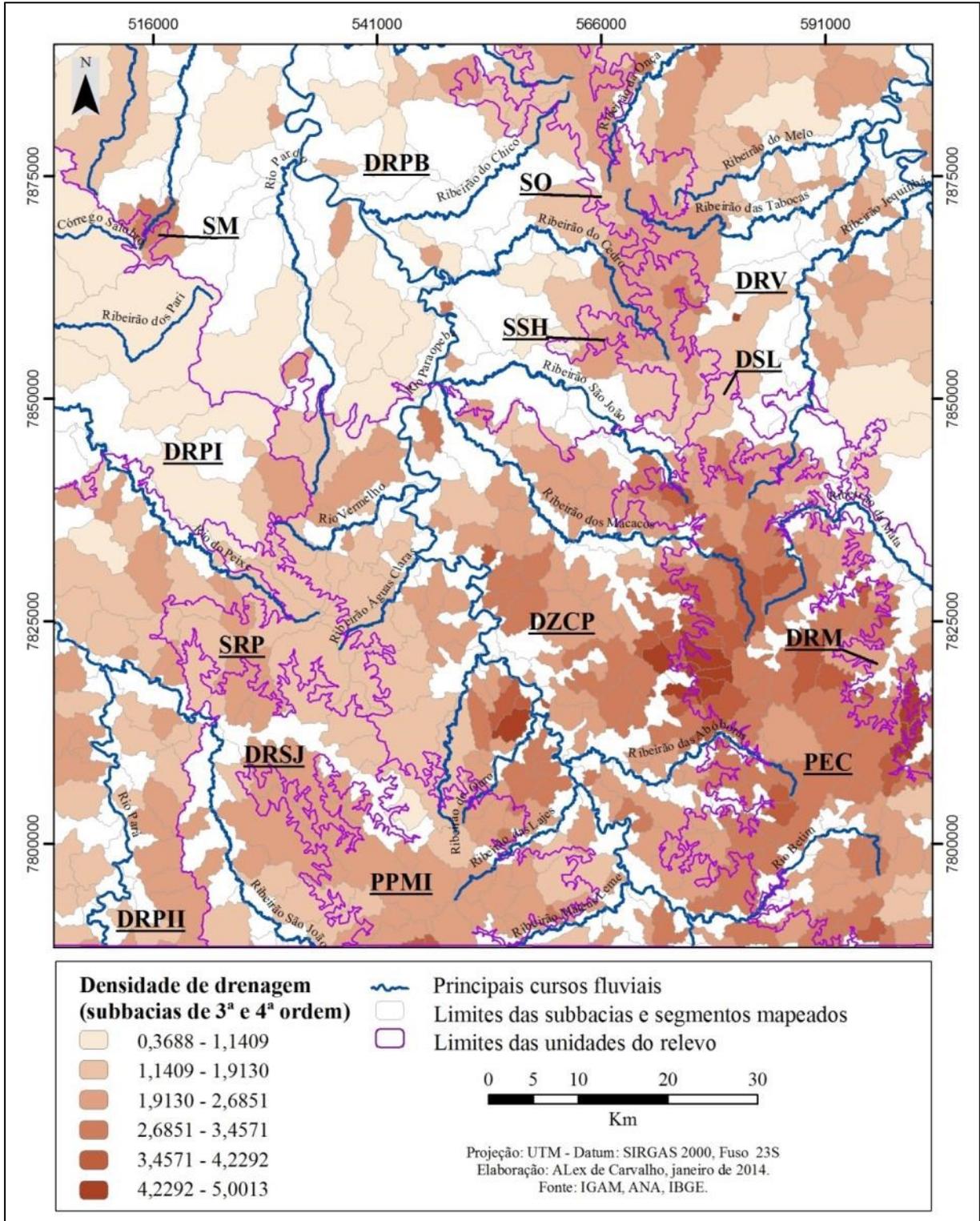


Figura 12: densidade de drenagem das subbacias de 3ª e 4ª ordem e limites das unidades do relevo.

Nas serras, os valores variam entre 0,73 e 3,00 km/km², apresentando-se mais elevados nas serras moldadas sobre as rochas do Grupo Bambuí (SM, SO e SSH) e mais baixos na serra moldada sobre as rochas do Supergrupo Rio das Velhas (SRP) (Gráfico 6).

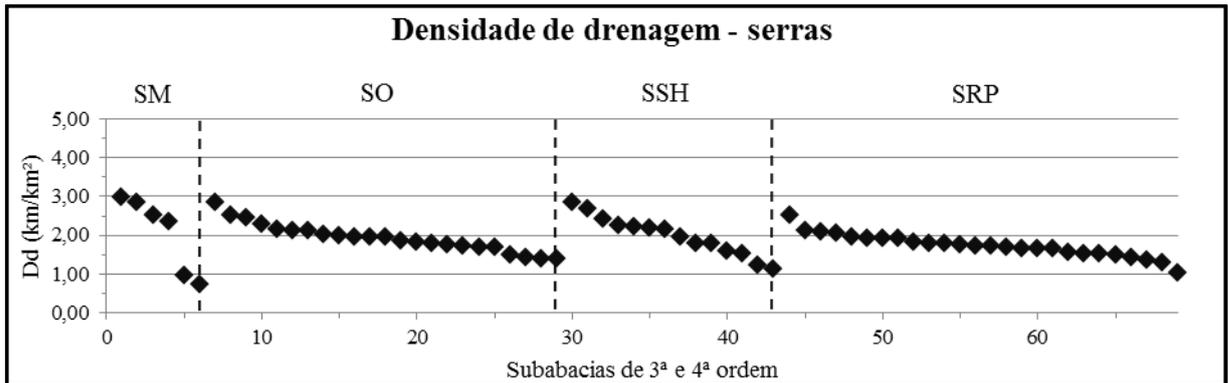


Gráfico 6: densidade de drenagem nas serras

Nos planaltos, os valores da densidade de drenagem variam consideravelmente. No planalto elaborado sobre as rochas do Complexo Belo Horizonte (PEC), a densidade de drenagem varia de 0,96 a 5,00 km/km². No planalto elaborado sobre as rochas do Complexo Divinópolis, Granito Pará de Minas e Granitoide de Florestal (PPMI) esses valores variam de 1,04 a 4,17 km/km² (Gráfico 7).

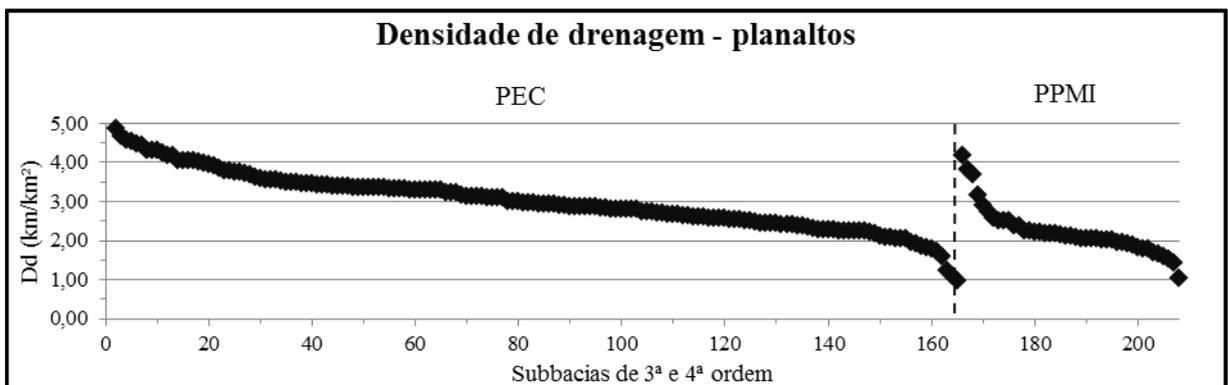


Gráfico 7: densidade de drenagem nos planaltos

As depressões podem ser divididas em dois grupos. Um grupo reúne as depressões elaboradas sobre as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas e o outro as depressões elaboradas sobre as rochas do Grupo Bambuí. O primeiro grupo possui valores de densidade de drenagem que variam de 0,81 a 5,00 km/km² (Gráfico 8). Nesse grupo, as unidades do relevo associadas ao Complexo Belo Horizonte e ao Granitoide de Maravilhas-Cachoeira da Prata (DZCP e DRM) possuem os valores de densidade de drenagem mais elevados, enquanto as unidades associadas ao Complexo Divinópolis (DRSJ e DRPII) possuem valores mais baixos. No segundo grupo, os valores de densidade de drenagem variam de 0,53 a 4,89 km/km², apresentando valores mais elevados nas depressões localizadas na bacia do Rio das Velhas (DRV e DSL) e mais baixos na depressão localizada na bacia do Rio Pará (DRPI) (Gráfico 9).

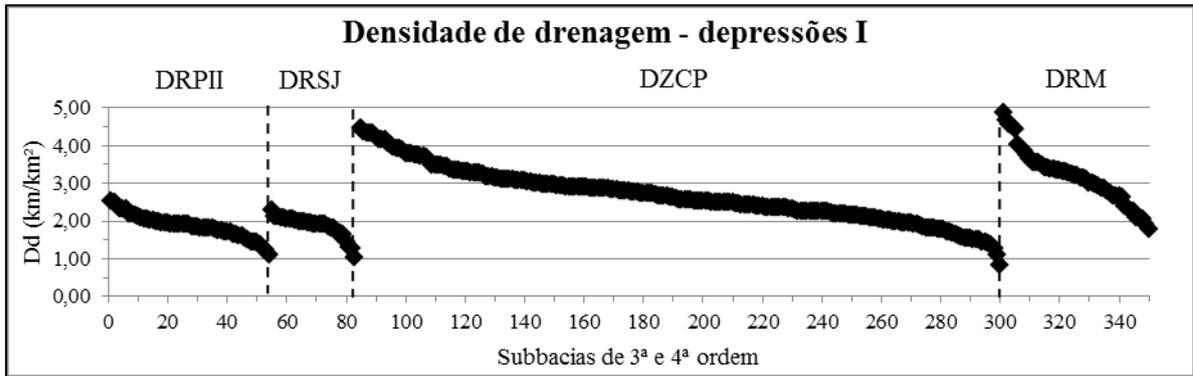


Gráfico 8: densidade de drenagem nas depressões elaboradas sobre as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas

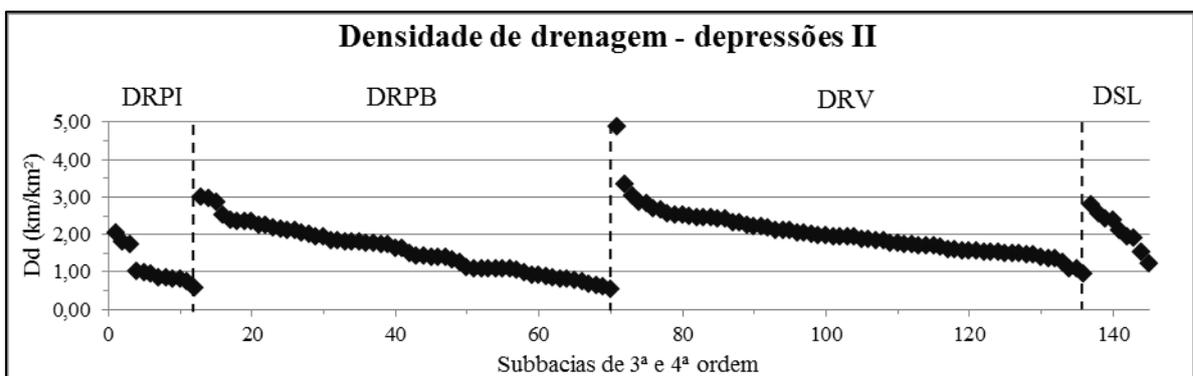


Gráfico 9: densidade de drenagem nas depressões elaboradas sobre as rochas do Grupo Bambuí

Outro aspecto é a média da densidade de drenagem por unidade do relevo (Gráfico 10). No gráfico com as médias, é possível reunir as unidades em três grupos. As médias mais elevadas correspondem às unidades elaboradas sobre as rochas granito-gnáissicas-migmatíticas (DRM, PEC e DZCP), associadas ao Complexo Belo Horizonte e aos granitoides. Nesse primeiro grupo é importante notar que as depressões e o planalto estão intercalados, sendo que uma depressão possui a maior média. Outro aspecto importante é que essas unidades foram elaboradas em terrenos nos quais se localizam a maior parte dos veios de quartzo e dos diques básicos existentes na região. O segundo grupo reúne as serras (SM, SO, SSH e SRP), o planalto e as depressões elaboradas sobre as rochas do Complexo Divinópolis e Granito Pará de Minas (PPMI, DRSJ, DRPII), além das depressões elaboradas sobre as rochas do Grupo Bambuí (DSL e DRV). Por fim, o terceiro grupo reúne as unidades com as menores médias, elaboradas sobre as rochas do Grupo Bambuí (DRPB e DRPI).

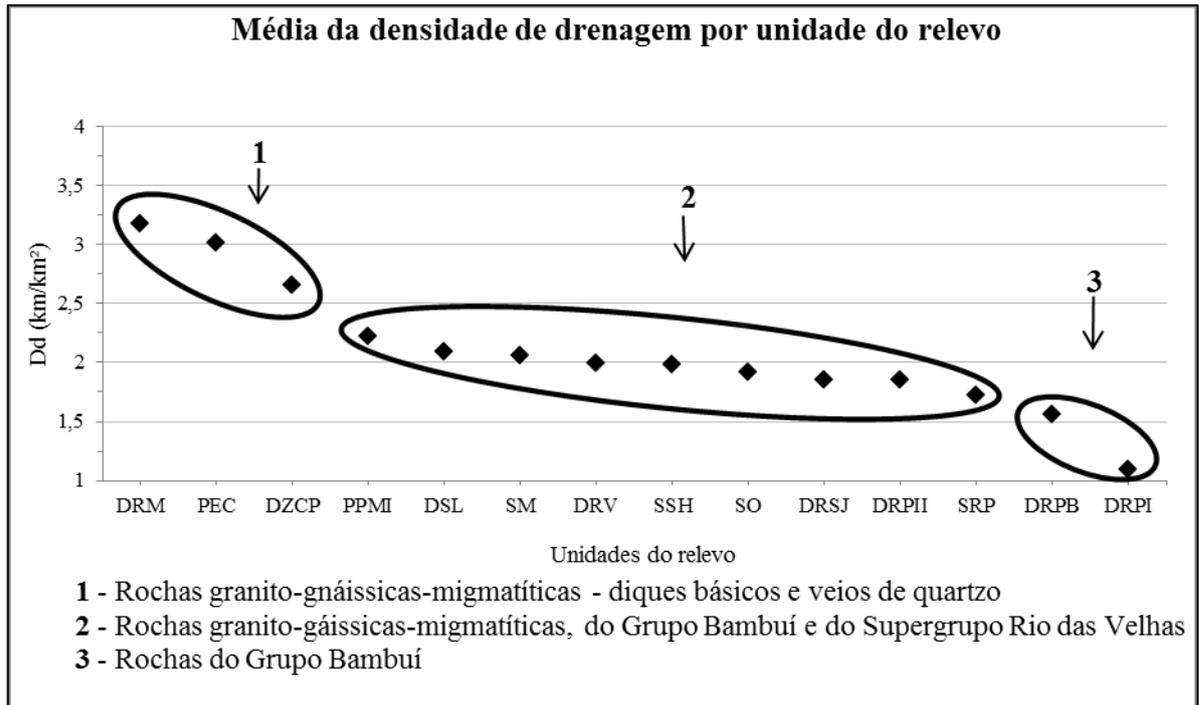


Gráfico 10: média da densidade de drenagem por unidade do relevo e tipos de rochas associadas às unidades

No Quadro 2 são apresentadas, sinteticamente, as principais características das unidades do relevo mapeadas.

Quadro 2: síntese das principais características das unidades do relevo

Sigla	Nome	Classe de relevo de acordo com a declividade (%)	Litologia	Densidade de drenagem km/km² (média)	Altimetria (m)
FV	Fundos de Vale	Plano	Sedimentos fluviais	-	600-900
DRPI	Depressão do Rio Pará I	Plano; suave ondulado	Coberturas eluvionares e Formação Serra de Santa Helena	1,09	600-710
DRPII	Depressão do Rio Pará II	Plano; suave ondulado	Complexo Divinópolis e Supergrupo Rio das Velhas	1,85	710-820
DRV	Depressão do Rio das Velhas	Plano; suave ondulado	Serra de Santa Helena	1,99	600-710
DRPB	Depressão do Rio Paraopeba	Plano; suave ondulado	Coberturas eluvionares e Formação Serra de Santa Helena	1,56	600-710
DRSJ	Depressão do Rio São João	Plano; suave ondulado; ondulado	Complexo Divinópolis	1,85	710-820
DSL	Depressão de Sete Lagoas	Plano; suave ondulado	Formação Sete Lagoas	2,09	700-820
DRM	Depressão do Ribeirão da Mata	Suave ondulado; ondulado	Complexo Belo Horizonte e diques básicos	3,17	710-820
DZCP	Depressão da Zona de Cristas do Paraopeba	Plano; suave ondulado; ondulado	Complexo BH, granitoides, diques básicos e veios de quartzo	2,66	710-820
SM	Serra Mucambinho	Ondulado	Formação Serra da Saudade	2,06	820-940
SO	Serra da Onça	Ondulado	Formação Serra da Saudade	1,92	820-1020
SRP	Serra do Rio do Peixe	Ondulado	Supergrupo Rio das Velhas	1,72	820-1200
SSH	Serra de Santa Helena	Ondulado	Formação Serra de Santa Helena	1,98	820-1060
PEC	Planalto de Esmeraldas-Contagem	Ondulado	Complexo BH	3,01	820-1140
PPMI	Planalto de Pará de Minas-Itaúna	Ondulado	Complexo Divinópolis, Granito Pará de Minas, SGRV, Granitoide de Florestal	2,22	820-1260

6. MAPEAMENTO E CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS DE FUNDO DE VALE

Foram mapeados os depósitos fluviais de fundo de vale de oito bacias hidrográficas de afluentes do Médio-Baixo Rio Paraopeba. Os depósitos fluviais de fundo de vale correspondem a planícies (N1) e terraços recentes (N2). Também foram mapeados e descritos os níveis deposicionais fluviais mais antigos (N3) identificados durante os trabalhos de campo. Os canais principais foram divididos em até três segmentos, considerando as características dos depósitos sedimentares fluviais e, de modo secundário, os trechos de corredeiras mais significativas, marcados pelos *Knickpoints*. Foram definidos até três segmentos: **segmento A**, **segmento B** e **segmento C**. O nível de base dos segmentos A é o Rio Paraopeba. O nível de base dos segmentos B são as soleiras encontradas entre 700 e 750 m de altitude. Essas soleiras não ocorrem no Ribeirão Águas Claras e Rio Pardo. Os segmentos C, individualizados apenas nos ribeirões das Lajes e do Ouro, têm como níveis de base as soleiras localizadas entre 780 e 820 m de altitude. Alguns trechos dos afluentes investigados não foram visitados, devido à falta de estradas ou à restrição do acesso pelos proprietários dos terrenos.

Na Figura 13, está representada a localização dos depósitos fluviais de fundo de vale, a setorização dos cursos d'água dos vales investigados e a localização dos perfis dos níveis N3 identificados em campo. Deve-se considerar a possibilidade da ocorrência espacial dos níveis N3 ter sido subestimada, devido ao estado em que se encontram na vertente, coluvionados. Por serem níveis deposicionais mais antigos e em contexto de vertente, a pedogênese e coluvionamento devem ter provocado a descaracterização deles em outros trechos, impedindo seu reconhecimento em campo ou em gabinete. A cobertura vegetal é outro elemento que pode dificultar o reconhecimento de níveis deposicionais como esses. É importante destacar que foram encontrados poucos locais com materiais dos níveis deposicionais N3 e que em nenhuma bacia foi encontrado um nível deposicional mais antigo (N4).

Os depósitos fluviais de fundo de vale (Figura 13, Quadro 3) são constituídos de planícies (N1) e de terraços (N2). No entanto, ressalta-se que no Ribeirão Águas Claras e nos segmentos A dos afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba (Lajes, Ouro, Cova D'Anta e Vermelho), foram identificadas apenas os N1.

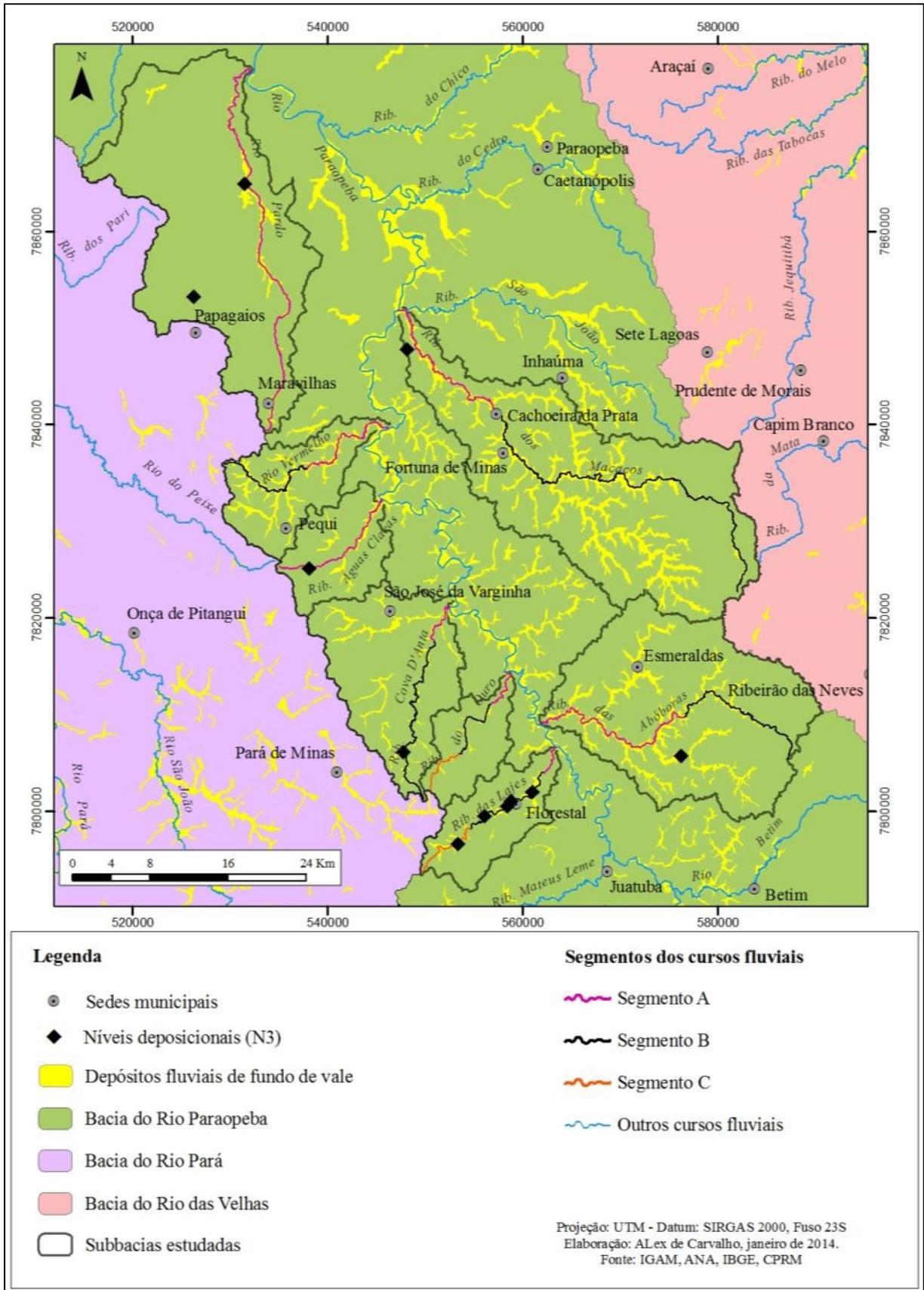


Figura 13: Setorização dos cursos fluviais investigados e localização dos depósitos fluviais investigados.

Quadro 3: Síntese das principais características dos depósitos fluviais de fundo de vale e níveis deposicionais identificados nos vales dos canais principais, por curso d'água

Curso d'água	Nível	Classificação	Distribuição no vale	Desnível da base para o rio (m)
Abóboras – segmento B	N1	Integralmente embutido	Pareado	0
	N2	-	Pareado	0
Abóboras – segmento A	N1	Integralmente embutido	Pareado	0
	N2	-	Pareado	0
Macacos – segmento B	N1	Integralmente embutido	Pareado	0
	N2	-	Pareado	0
Macacos – segmento A	N1	Integralmente embutido	Pareado	0
	N2	Escalonado	Pareado	0
	N3	-	Isolado	68
Lajes – segmento B	N1	Embutido	Pareado	0
	N2	Escalonado	Pareado	0
	N3	-	Isolado	7
Lajes – segmento C	N1	Embutido	Pareado	0
	N2	Escalonado	Pareado	0
	N3	-	Isolado	7
Ouro – segmento B	N1	Encaixado	Pareado	0
	N2	-	Pareado	1,5
Ouro – segmento C	N1	Encaixado	Pareado	0
	N2	-	Pareado	1
Cova D'Anta - segmento B	N1	Encaixado	Pareado	0
	N2	Escalonado	Pareado	2
	N3	-	Isolado	7
Cova D'Anta – segmento A	N1	-	Pareado	0
	N3	-	Isolado	5
Águas Claras	N1	Escalonado	Pareado	0
	N3	-	Isolado	5
Vermelho – segmento B	N1	Embutido	Pareado	0
	N2	-	Pareado	0
Vermelho – segmento A	N1	-	Pareado	0
Pardo	N1	Embutido	Pareado	0
	N2	Escalonado	Pareado	0
	N3	-	Isolado	9

Planícies (N1) e terraços (N2) que formam os depósitos fluviais de fundo de vale representados na Figura 13. Os segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro não tinham acesso.

Nos itens, a seguir, são apresentados os dados referentes aos depósitos fluviais de fundo de vale de cada bacia analisada. Para cada bacia são apresentados primeiramente os dados referentes aos segmentos de montante e, em seguida os dados dos trechos de jusante.

6.1. Ribeirão das Abóboras

O Ribeirão das Abóboras é um importante afluente de margem direita do Médio Rio Paraopeba e drena parte dos municípios de Esmeraldas e Contagem. É um curso d'água de 6ª ordem, com 46,02 km de extensão e cuja bacia hidrográfica possui 401,03 Km² de área. O canal principal desse ribeirão foi dividido em dois segmentos. O segmento B tem 20,23 km de extensão e corresponde ao trecho que se estende desde a nascente até um trecho de corredeiras

no médio curso. O segmento A possui 25,79 km de extensão e corresponde ao restante do médio e todo o baixo curso do ribeirão até a confluência com o Rio Paraopeba. Na área onde se localiza o baixo curso do ribeirão há poucas estradas e muitas delas têm o acesso restrito pelas empresas que extraem sedimentos das margens do ribeirão e de seus tributários.

A maior parte da bacia do Ribeirão das Abóboras é composta de rochas do Complexo Belo Horizonte. No alto curso predominam migmatitos e no restante da área ocorre o gnaisse biotítico fino a grosseiro. Em uma pequena área, na porção sudoeste da bacia, ocorrem rochas do Maciço Granitoide de Florestal e, no sul, ocorrem rochas do Grupo Nova Lima. Na bacia, os depósitos fluviais de fundo de vale se destacam pela área ocupada nas margens do canal principal e de seus principais tributários. Também é significativa a quantidade de diques básicos e veios de quartzo/falhas com preenchimento de quartzo, que entrecortam as rochas e têm direção variando de NW-SE a NNW-SSE. Na porção leste e central da bacia localizam-se duas zonas de falhas e fraturas com direção variando de NE-SW a N-S. Essas zonas de falhas e fraturas e alguns diques básicos coincidem com a localização de trechos com corredeiras, podendo haver relação entre a localização das corredeiras e dos diques, dos veios/falhas com preenchimento de quartzo ou das falhas e fraturas. Na porção leste da bacia, a zona de falhas e fraturas também coincide com o limite do trecho de alto curso sem depósitos fluviais de fundo de vale expressivos e mapeados (Figura 14a). A porção leste da bacia do Ribeirão das Abóboras pertence ao PEC. O restante da bacia pertence à DZCP (Figura 14b). No curso principal do ribeirão e de seu principal tributário de margem esquerda, o limite entre o PEC e a DZCP coincide com uma zona de falhas.

A ocorrência das corredeiras está representada na Figura 15, na qual é possível observar que existem dois trechos de corredeiras ao longo do perfil longitudinal do canal principal. A corredeira situada a aproximadamente 20 km da nascente, entre 740 e 760 m de altitude, marca o limite entre os segmentos A e B. Já a corredeira localizada a cerca de 5 km da nascente, entre 820 e 840 m de altitude, marca o limite entre o PEC e a DZCP. De modo geral, os depósitos fluviais de fundo de vale ocorrem desde a confluência com o Rio Paraopeba até a corredeira situada mais a montante no ribeirão.

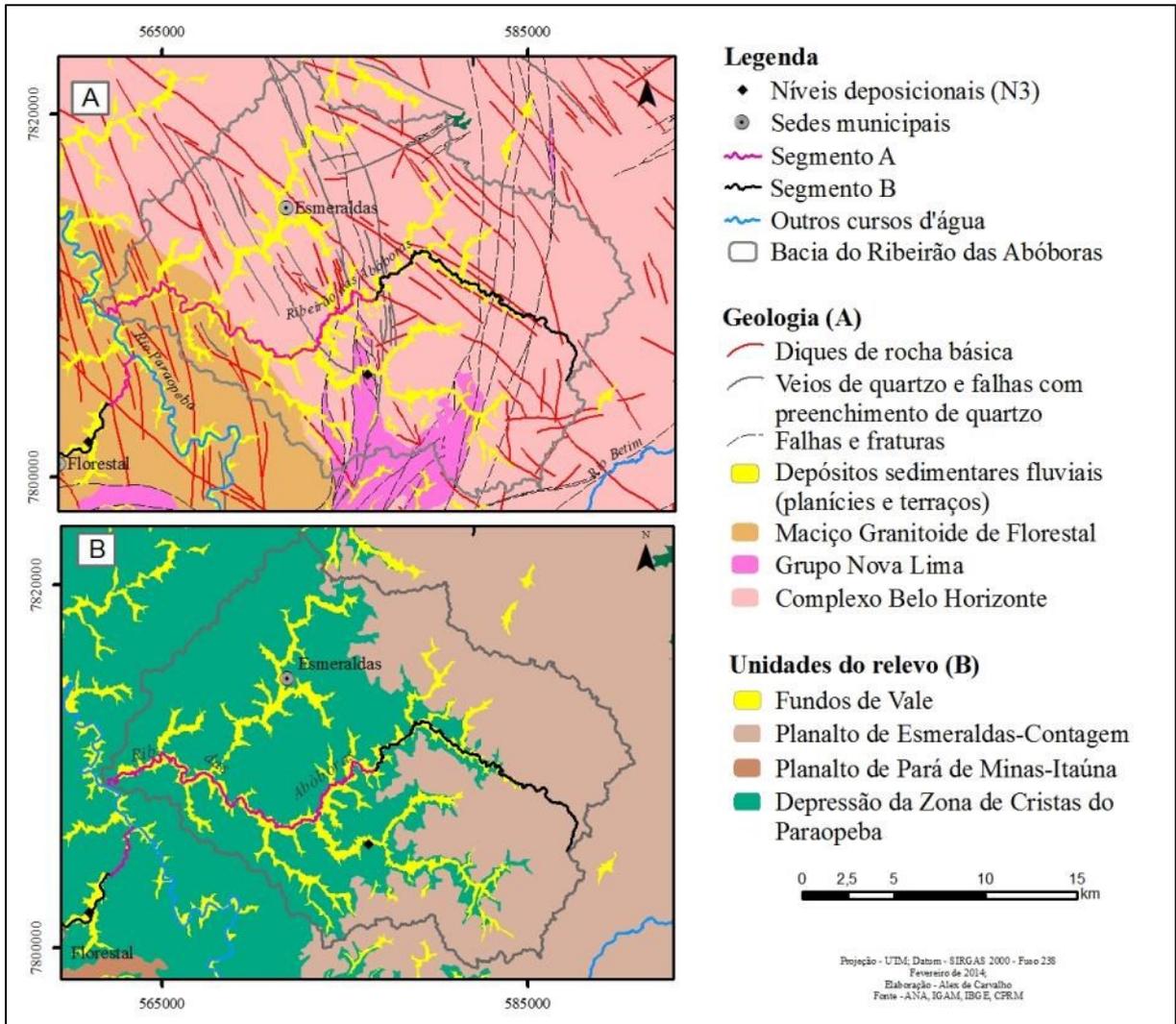


Figura 14: Bacia hidrográfica do Ribeirão das Abóboras. Em A, o quadro geológico da área e, em B, as unidades do relevo que compõem a bacia.

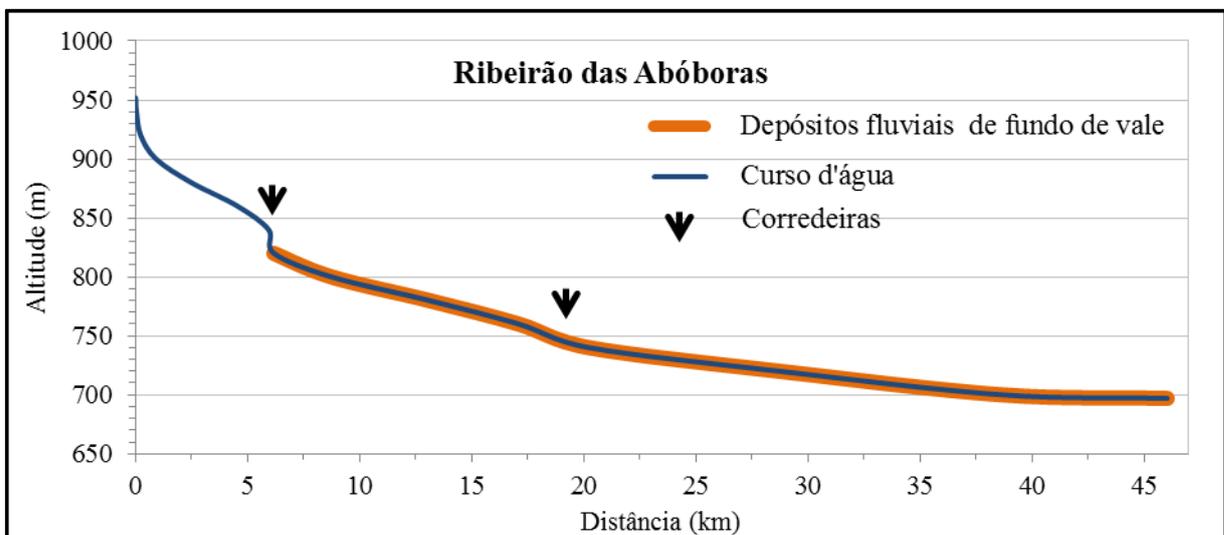


Figura 15: perfil longitudinal do Ribeirão das Abóboras, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.

Segmento B – N1 e N2

No segmento B do Ribeirão das Abóboras, foram identificados dois níveis deposicionais fluviais (N1 e N2). Ambos são pareados e o N1 está integralmente embutido no N2. A calha fluvial é predominantemente aluvial (areia) e, em alguns trechos, é comum encontrar o curso d'água em contato direto com o N2 em uma de suas margens. Parte dos depósitos N1 e N2 já sofreu algum tipo de modificação associada à mineração, muito comum na área.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 desse segmento possui diversos trechos horizontalmente amplos que alcançam até 500 m de extensão e, verticalmente, possui 6,0 m de espessura, em média. A base do depósito encontra-se encoberta pela lâmina d'água, o qual é composto de três fácies, separadas por transições graduais, com as seguintes características da base para o topo: (i) fácies basal silto-arenosa (areia fina), cor amarelo claro, de aspecto maciço e cerca de 4,0 m de espessura; (ii) fácies areno-siltosa (areia fina), de aspecto maciço e cerca de 60 cm de espessura; e (iii) fácies superior silto-argilosa, de aspecto maciço e cerca de 1,4 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 é um depósito horizontalmente mais restrito, alcançando até 10 m de extensão e 1,5 m de espessura e está relacionado à dinâmica recente do ribeirão. A base do pacote sedimentar se encontra sob a lâmina d'água. Ele é composto de duas fácies com transição gradual, com as seguintes características, da base para o topo: (i) fácies basal argilosa, cor amarelo claro, de aspecto maciço e cerca de 1,0 m, recoberto por (ii) fácies argilo-siltosa, cor amarelo claro, de aspecto maciço e cerca de 50 cm.

Na figura 16 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão das Abóboras.

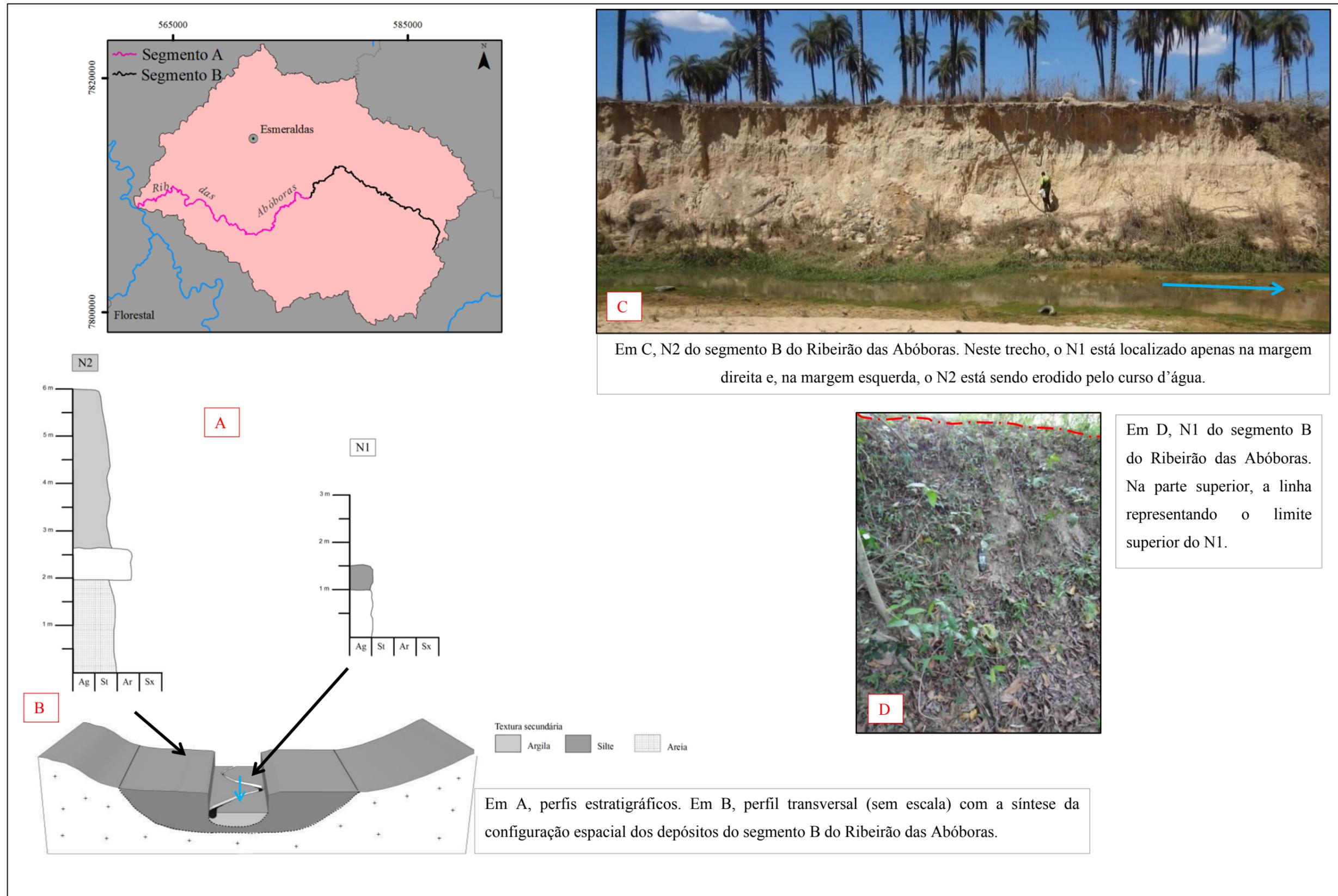


Figura 16: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão das Abóboras.

Segmento A – N1, N2 e N3

No segmento A do Ribeirão das Abóboras foram identificados três níveis deposicionais (N1, N2 e N3). O N1 e o N2 são níveis pareados, encontrados ao longo de todo o segmento A e o N3 é um nível isolado da margem esquerda de um importante tributário do médio curso do Ribeirão das Abóboras. O N1 está integralmente embutido no N2 e este escalonado em relação ao N3 – apesar de não ter sido identificado no vale principal do Ribeirão das Abóboras. A calha fluvial é predominantemente aluvial, composta de areia.

Nível Depositional Fluvial 3 - N3

O N3 foi identificado em apenas um ponto ao longo do vale de um tributário do médio curso do Ribeirão das Abóboras, a 9,0 m de distância vertical da lâmina d'água. Ele apresenta-se alterado pelos processos de encosta e possui apenas uma fácies de seixos de quartzo subarredondados a subangulosos, mal selecionados, de 2 a 7 cm de comprimento, suportados por matriz arenosa, com 20 cm de espessura, depositado sobre elúvio.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 do segmento A do Ribeirão das Abóboras é um depósito horizontalmente amplo, alcançando até 600 m de extensão. Em diversos pontos a base da sequência é encontrada em contato direto com o curso d'água, tendo sua parte inferior erodida. Ele é composto por uma única fácies argilo-arenosa (areia fina), cor cinza claro, aspecto maciço e com cerca de 5,0 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 é um depósito horizontalmente mais restrito, alcançando até 10 m de extensão horizontal. Trata-se do depósito relacionado à dinâmica atual do curso d'água. A base se encontra sob a lâmina d'água e o pacote é composto de duas fácies com transição gradual, com as seguintes características, da base para o topo: (i) fácies basal areno-argilosa (areia fina), de coloração cinza claro, aspecto maciço e 50 cm de espessura; (ii) fácies argilosa, de coloração cinza, aspecto maciço e 20 cm de espessura.

Na figura 17 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento A do Ribeirão das Abóboras.

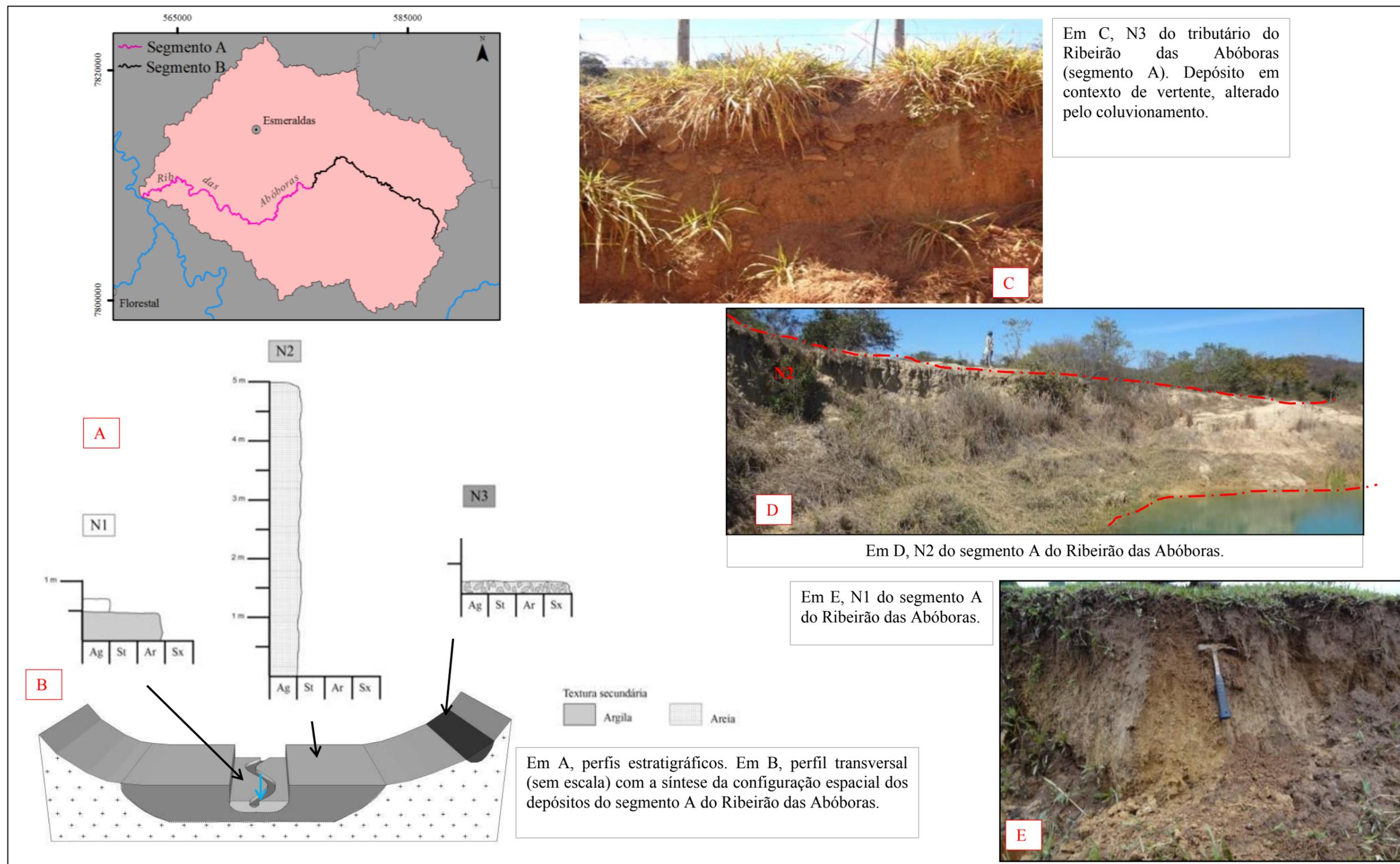


Figura 17: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento A do Ribeirão das Abóboras.

6.2. Ribeirão dos Macacos

O Ribeirão dos Macacos é um dos principais afluentes da margem direita do Médio Rio Paraopeba. Ele é um curso d'água de 6ª ordem, cujo canal principal possui 80,42 km de extensão e sua bacia hidrográfica 513,07 km² de área. Ele drena os municípios de Esmeraldas, Cachoeira da Prata, Inhaúma, Fortuna de Minas e Sete Lagoas. O canal principal do Ribeirão dos Macacos foi dividido em dois segmentos. O segmento B se estende desde a nascente até a cachoeira localizada na cidade de Cachoeira da Prata e possui 23,88 km de extensão. O segmento A se estende desde a referida cachoeira até a confluência com o Rio Paraopeba e possui 56,54 km de extensão.

Na bacia do Ribeirão dos Macacos predominam rochas do Complexo Granítico-Gnáissico-Migmatítico. No alto e em parte do médio curso do ribeirão (porção leste da bacia) são encontrados os migmatitos e os gnaisses do Complexo Belo Horizonte, respectivamente. Na outra parte do médio e no seu baixo curso (porção oeste da bacia) estão as rochas do Maciço Granitoide de Maravilhas-Cachoeira da Prata. Na bacia, destaca-se a expressividade dos depósitos fluviais de fundo de vale, presentes em praticamente toda a extensão do canal principal do Ribeirão dos Macacos e em praticamente todos os seus tributários. Além dos depósitos fluviais, nota-se grande quantidade de diques básicos e veios de quartzo que entrecortam as rochas da área. Esses diques e veios coincidem com os trechos dos cursos d'água nos quais existem corredeiras ou cachoeiras e delimitam trechos de significativo acúmulo de sedimentos. Outra característica importante é a existência de um conjunto de falhas e fraturas no alto curso do ribeirão, cortando a bacia no sentido ENE-WSW, às quais as corredeiras também podem estar associadas (Figura 18a). Praticamente todo o alto curso do ribeirão se encontra no PEC e o médio e baixo curso na DZCP (Figura 18b). No canal principal do Ribeirão dos Macacos, o limite entre a depressão e o planalto coincide com a zona de falhas e fraturas.

No perfil longitudinal do Ribeirão dos Macacos (Figura 19) é possível observar pelo menos três trechos de maior declividade do canal, nos quais se localizam corredeiras importantes, que representam *knickpoints*. Destes, dois se encontram no alto curso (entre 820 e 840 m e entre 780 e 800 m de altitude) e um no baixo (entre 680 e 700 m de altitude). Essas alterações no gradiente do canal são as responsáveis pela diferenciação de três trechos, como se observa no perfil longitudinal. O *knickpoint* localizado a cerca de 58 km de distância da nascente, próximo da confluência com o Rio Paraopeba, representa o limite entre os segmentos A e B.

O segmento A, que se estende desse ponto até a nascente, possui outro *knickpoint* distante cerca de 19 km da nascente. Esse trecho de corredeiras, localizado mais a montante no canal principal, coincide com o limite entre o PEC e a DZCP e com a zona de diques básicos e veios/falhas com preenchimento de quartzo e com a zona de falhas e fraturas.

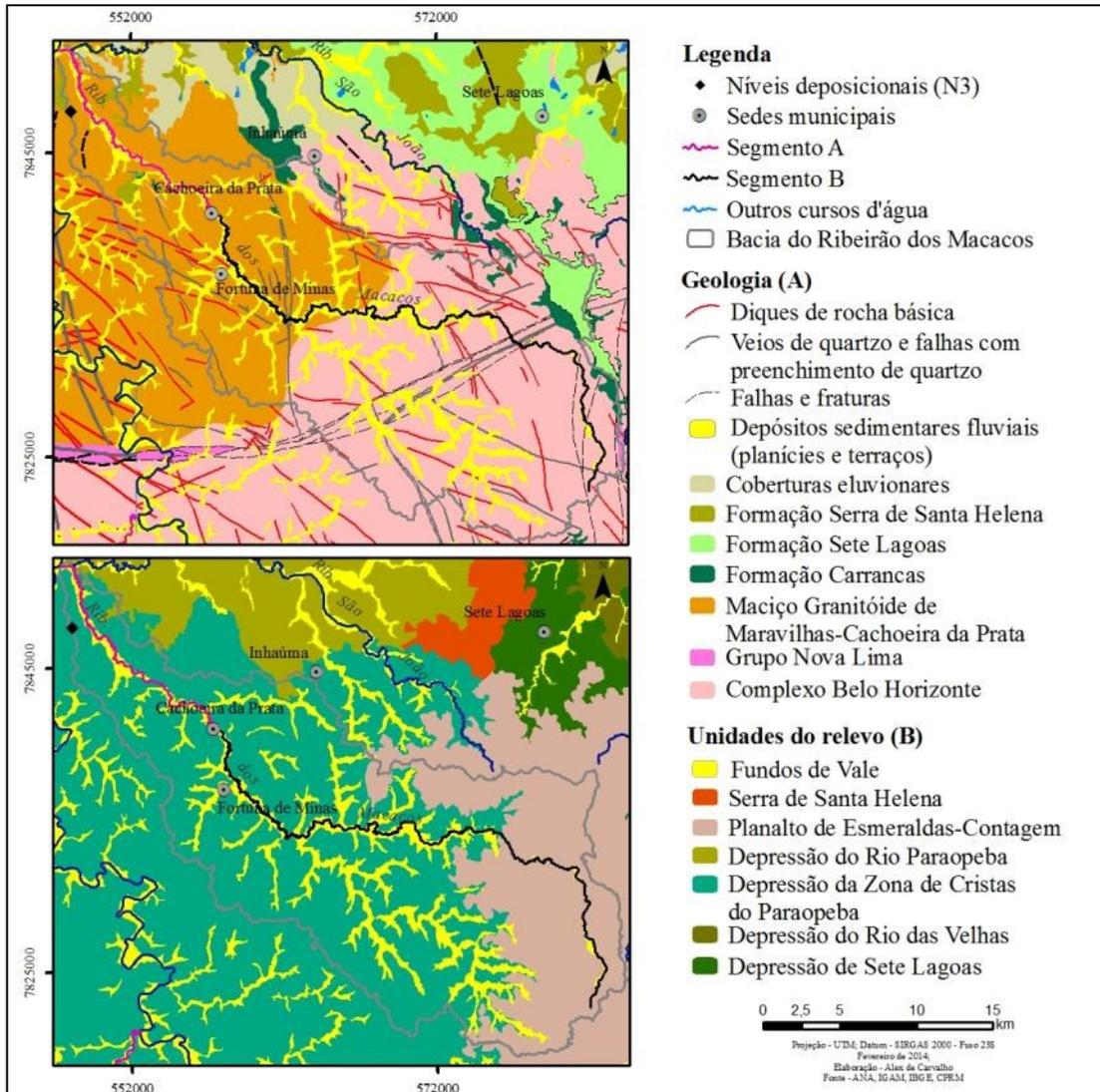


Figura 18: Bacia hidrográfica do Ribeirão dos Macacos.

Em A, o quadro geológico da área e em B as unidades do relevo que compõem a bacia.

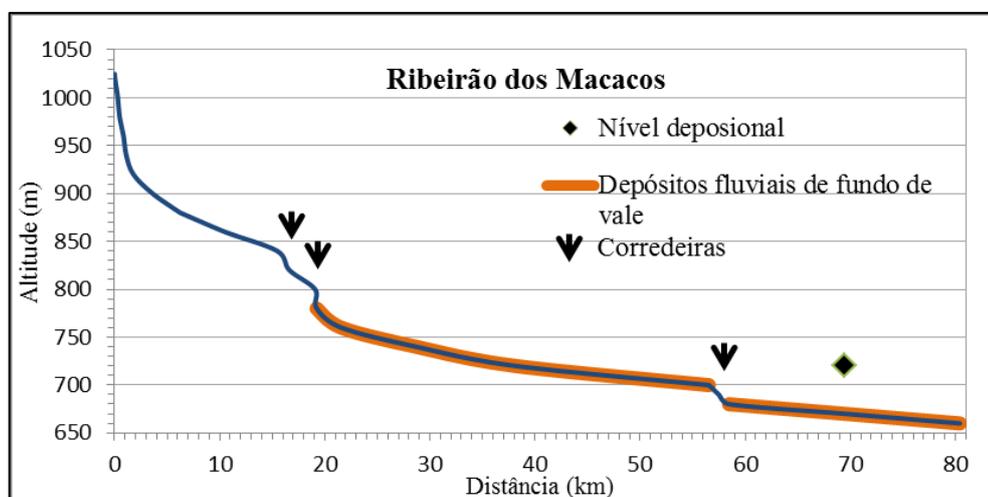


Figura 19: perfil longitudinal do Ribeirão dos Macacos, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.

Segmento B – N1 e N2

No segmento B do Ribeirão dos Macacos foram identificados dois níveis deposicionais fluviais (N1 e N2). Os níveis são pareados e o N1 está integralmente embutido no N2. Neste segmento, a calha fluvial é predominantemente aluvial (areia), com pequenos trechos de calha rochosa, devido à existência de corredeiras.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 é um nível consideravelmente amplo e espesso, alcançando até 1.000 m de extensão em alguns trechos e até 8,0 m de espessura. Em diversos trechos esse nível está em contato direto com a lâmina d'água, que encobre a base do depósito. Ele é composto de oito fácies com transições graduais, com as seguintes características, da base para o topo: (i) fácies basal arenosa (areia média a grossa), amarelo claro, estratificação cruzada e 2,8 m de espessura; (ii) fácies areno-siltosa (areia fina), coloração avermelhada, aspecto maciço e 1,0 m de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina), coloração avermelhada, cor amarelo, aspecto maciço e 80 cm de espessura; (iv) fácies areno-siltosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço e 10 cm de espessura; (v) fácies arenosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço e 30 cm de espessura; (vi) fácies areno-siltosa (areia fina), amarelo, aspecto maciço, 50 cm de espessura; (vii) fácies arenosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço, 60 cm de espessura; e (viii) fácies silto-arenosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço, presença de raízes e 1,6 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 está relacionado à dinâmica recente do ribeirão e possui menor extensão que o N2. Ele alcança, em média, 10 m de extensão horizontal e até 2,3 m de espessura. A base do depósito está encoberta pela lâmina d'água e ele é composto de duas fácies com transição abrupta: (i) fácies basal argilo-siltosa, cor cinza, presença de estruturas plano-paralelas e de mosqueados com tons avermelhados, possui 2,0 m de espessura; e (ii) fácies superior arenosa (areia fina a média), cor amarelo na parte superior, estruturas plano-paralelas, presença de raízes e cerca de 30 cm de espessura.

Na figura 20 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão dos Macacos.

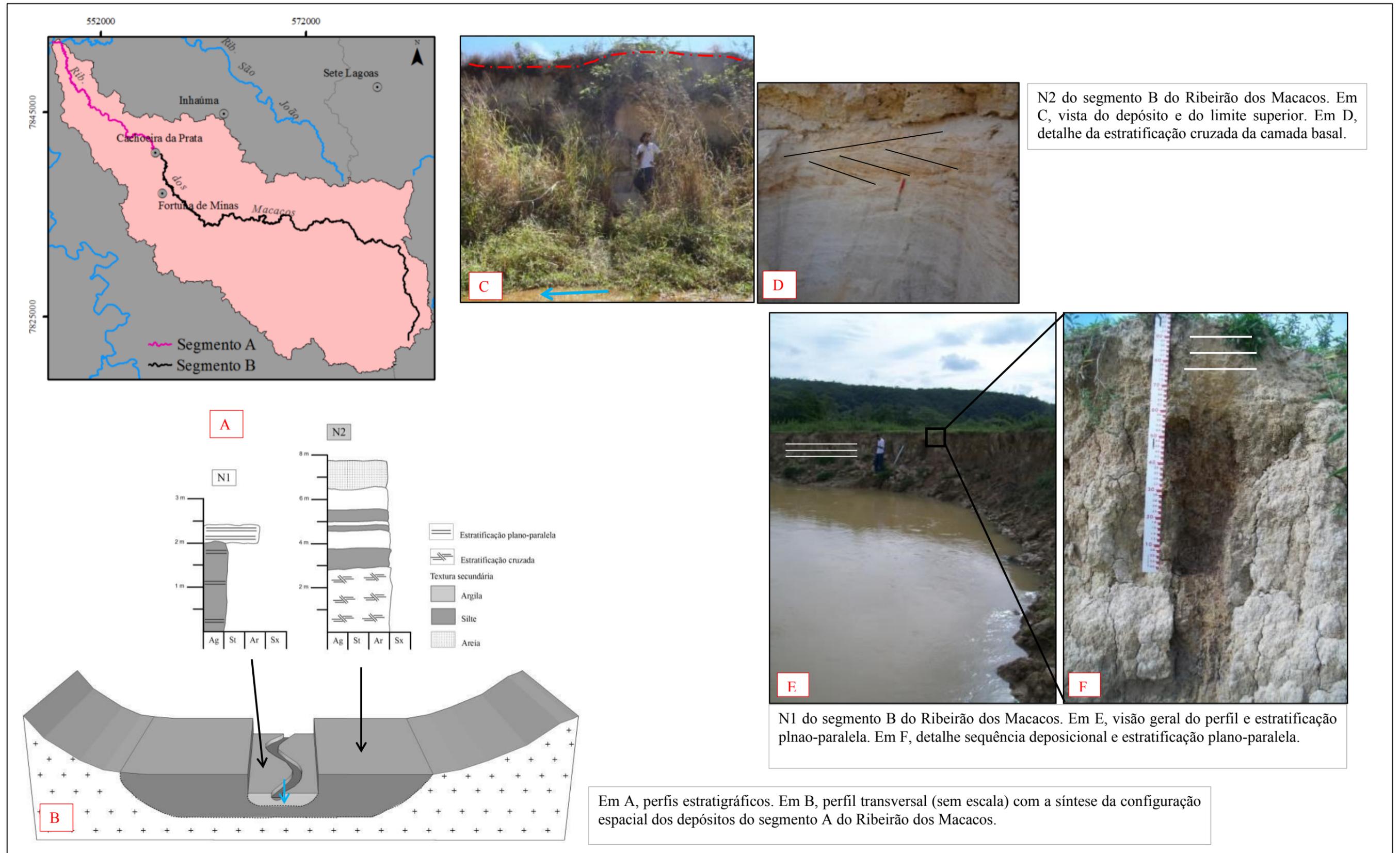


Figura 20: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão dos Macacos.

Segmento A – N1, N2 e N3

No segmento A do Ribeirão dos Macacos foram identificados três níveis deposicionais (N1, N2 e N3). O N1 e o N2 são níveis pareados, encontrados ao longo de todo o segmento. O N3 é um nível mais antigo, em contexto de topo de morro, encontrado apenas em um ponto, na margem esquerda do ribeirão. O N1 está integralmente embutido no N2, o qual está escalonado em relação ao N3. A calha fluvial neste segmento é toda aluvial (areia), com sinais de assoreamento relacionado à atividade de mineração, intensa nas margens desse ribeirão.

Nível Depositional Fluvial 3 – N3

O N3 foi encontrado apenas em um ponto do baixo curso do Ribeirão dos Macacos. Ele se encontra a 734 m de altitude e sua base está a 68 m de distância vertical da lâmina d'água do ribeirão, no topo de um morro divisor de águas da bacia do ribeirão com outro afluente do Rio Paraopeba. Atualmente ele é composto apenas de uma fácies de seixos mal selecionados, de 1 a 5 cm, arredondados a subangulosos, suportados, de litologias representadas por quartzito e quartzo, cuja espessura alcança cerca de 1,0 m. Devido às suas características (litologia, tamanho e organização dos seixos, bem como posicionamento no topo de um interflúvio e sua cota altimétrica), é possível que este nível esteja relacionado à dinâmica pretérita do próprio Rio Paraopeba e que as fácies de finos que faziam parte da sequência deposicional tenham sido erodidas. A comparação entre as características desse nível com as características do nível identificado por Marques (1997), próximo de Juatuba, a montante da área de estudo dessa dissertação, corroboram com a proposição apresentada acima. Assim, o nível mais antigo identificado por Marques (1997) no vale do Rio Paraopeba encontra-se a 760 m de altitude e a cerca de 60 m de distância vertical em relação à lâmina d'água, apresenta fácies basal composta de seixos quartzo e quartzito. Desse modo, apesar de, em princípio, este depósito ser considerado como pertencente ao Ribeirão dos Macacos, a comparação com os resultados obtidos pela autora citada anteriormente permitem associar o respectivo N3 ao nível mais antigo identificado no vale do Rio Paraopeba, a montante de Juatuba.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 é um nível horizontalmente amplo e verticalmente espesso. Em alguns trechos, ele possui até 1.000 m de extensão e chega a alcançar 10 m de espessura. Em diversos trechos o N2 está em contato direto com a lâmina d'água em uma das margens do ribeirão, a qual encobre a base de seu depósito. É um nível deposicional bastante rico em termos estratigráficos, possuindo oito fácies com transições abruptas ou graduais ao longo do perfil: (i) fácies basal arenosa (areia grossa a média), branca, presença de estratificação cruzada e cerca de 2,5 m de espessura; (ii) fácies areno-siltosa (areia fina), de cor variável (silte/argila – cinza; matéria orgânica – preto; areia – amarelo); presença de estruturas plano-paralelas, na parte inferior estão presentes lâminas de cerca de cinco centímetros de areia intercaladas com lâminas de cerca de cinco centímetros de argila/silte e algumas lâminas de dois a cinco centímetros de matéria orgânica (folhas e pequenos pedaços de galhos), na parte superior existem lâminas de cinco a 10 cm de areia intercaladas com lâminas de mesma espessura de argila/silte, presença de raízes grossas e cerca de 3,5 m de espessura; (iii) fácies arenosa (areia média a grossa), branco, estratificação cruzada e 80 cm de espessura; (iv) fácies arenosa (areia grossa a média), amarelo, estratificação cruzada e 50 cm de espessura; (v) fácies arenosa (areia fina), branca, aspecto maciço e cerca de 60 cm de espessura; (vi) fácies areno-siltosa (areia fina), amarelo claro, aspecto maciço e bastante compactada, cerca de 1,4 m de espessura; (vii) fácies arenosa (areia fina), amarelo claro, estruturas plano-paralelas, bastante compactada e 60 cm de espessura; e (viii) fácies silto-argilosa, amarelo claro, aspecto maciço, bastante compactada e 1,1 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 é um depósito associado à dinâmica atual do ribeirão e é horizontal e verticalmente bastante restrito. Ele alcança até 8 m de extensão e 1,0 m de espessura. A base está encoberta pela lâmina d'água e a transição entre as fácies é abrupta, com as seguintes características, da base para o topo: (i) fácies basal areno-argilosa (areia grossa), cor varia de cinza na parte inferior a amarelo na parte superior da camada, estruturas plano-paralelas, possui 40 cm de espessura; (ii) fácies areno-argilosa (areia fina), amarelo claro, estratificação cruzada e 40 cm de espessura; (iii) fácies superior silto-argilosa, cinza, presença de mosqueados avermelhados, matéria orgânica abundante, estruturas plano-paralelas e 20 cm de espessura. Nota-se que a sedimentação é bastante recente e deve ser condicionada pela extração de sedimentos que ocorreu no leito do ribeirão e hoje ocorre em suas margens.

Na figura 21 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento A do Ribeirão dos Macacos.

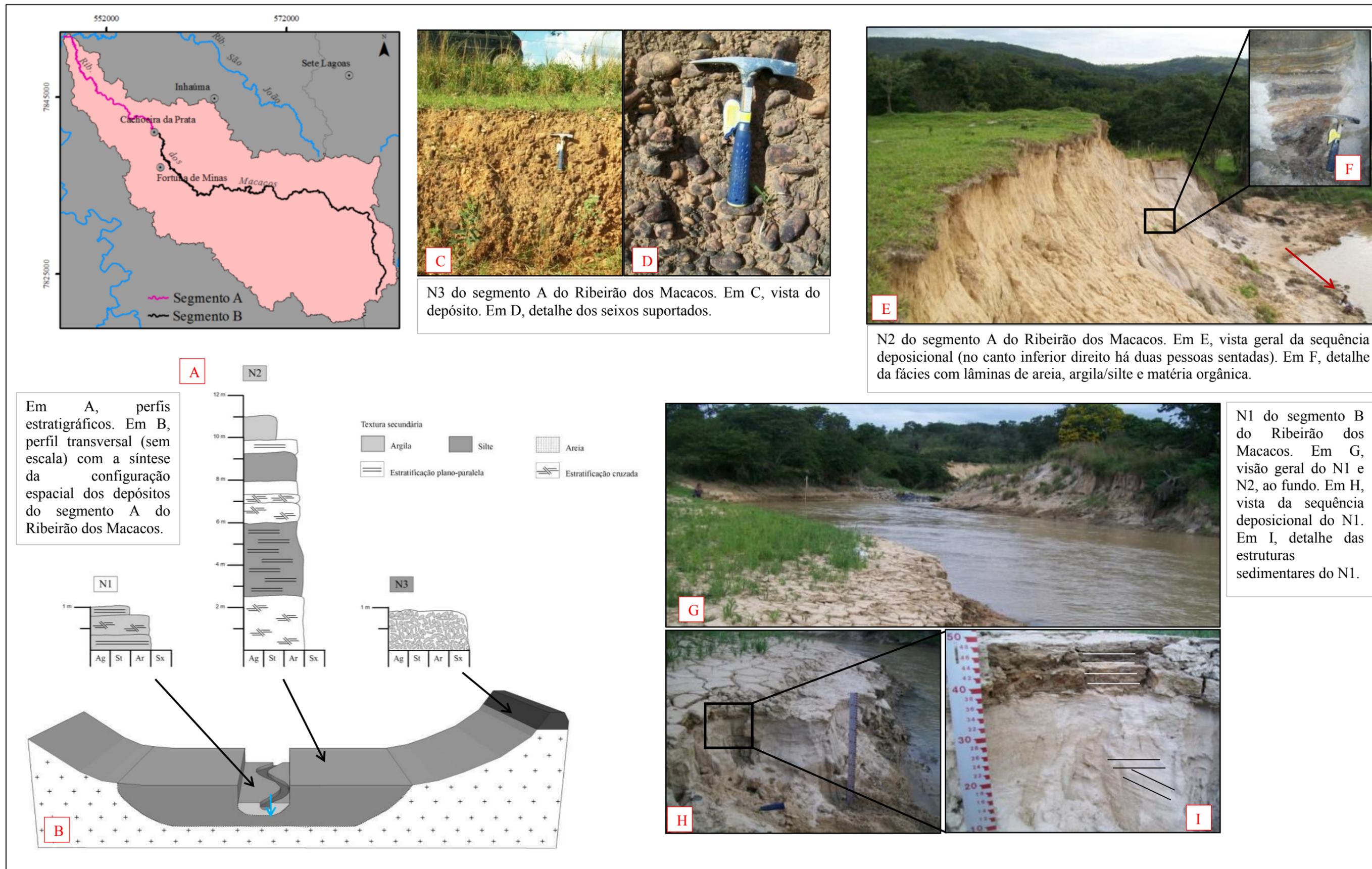


Figura 21: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento A do Ribeirão dos Macacos.

6.3. Ribeirão das Lajes

O Ribeirão das Lajes é um afluente da margem esquerda do Rio Paraopeba, que drena os municípios de Florestal e Mateus Leme. O curso d'água de 5º ordem possui 25,84 km de extensão e sua bacia hidrográfica 103,67 km² de área. O Ribeirão das Lajes teve seu curso principal dividido em três segmentos. O segmento C se estende desde a nascente até uma cachoeira localizada próxima ao contato entre as rochas do Grupo Nova Lima e o Maciço Granitoide de Florestal e possui 8,93 km de extensão. O segmento B se estende da referida cachoeira até outra cachoeira, no baixo curso do ribeirão, e possui 13,14 km. O segmento A possui 3,75 km de extensão e vai da segunda cachoeira até a confluência do ribeirão com o Rio Paraopeba e, por se tratar de um trecho bastante encaixado e sem vias de acesso, não teve seus níveis deposicionais identificados e descritos.

Na bacia do Ribeirão das Lajes predominam as rochas do Complexo Granítico-Gnáissico-Migmatítico, representado pelas litologias da Suíte Intrusiva Pará de Minas no alto curso e do Maciço Granitoide de Florestal no médio e baixo curso. Entre essas duas litologias, encontram-se as rochas do Grupo Nova Lima. As litologias da bacia do Ribeirão das Lajes são cortadas por diques básicos principalmente no médio e baixo curso, nas rochas do Maciço Granitoide de Florestal. No baixo curso, esses diques estão associados a uma cachoeira, no limite entre os segmentos B e A. No alto curso, localizam-se alguns veios de quartzo e falhas com preenchimento de quartzo, inclusive no limite entre as rochas do Grupo Nova Lima e do Maciço Granitoide. Nessa área localizam-se também o contato entre as duas litologias e uma falha, que coincidem com o trecho de corredeiras no alto curso do ribeirão. Nessa bacia, os depósitos fluviais de fundo de vale são identificados principalmente no vale do canal principal. Esses depósitos não são contínuos ao longo do vale, mas são limitados pelos trechos de corredeiras (Figura 22a).

A bacia do Ribeirão Lajes está inserida em duas unidades do relevo: o alto e grande parte do médio curso correspondem ao PPMI e o restante do médio e o baixo curso correspondem à DZCP. No canal principal, o limite entre o planalto e a depressão corresponde ao trecho de corredeiras e, conseqüentemente, à zona de ocorrência das falhas, fraturas e veios de quartzo. Os Fundos de Vale se dividem em duas unidades. A primeira, localizada no alto curso do ribeirão, na área pertencente ao PPMI, é composta de depósitos fluviais de fundo de vale que são mais amplos a montante e se tornam menos amplos a jusante, até desaparecerem pouco antes do trecho de corredeiras. A segunda, mais expressiva, se estende ao longo de

praticamente todo o segmento B e localiza-se na DZCP. Destaca-se que, entre a falha de direção E-W no centro da bacia e a cachoeira localizada no baixo curso, os depósitos fluviais de fundo de vale são horizontalmente significativos, constituindo fundos de vale amplos. Além disso, o N3, apesar de alterado por coluvionamento, erosão e pedogênese, pode ser observado em praticamente todo o segmento B. No segmento A, os Fundos de Vale devem estar mais relacionados à dinâmica atual do Rio Paraopeba (Figura 22b).

O perfil longitudinal do Ribeirão das Lajes (Figura 23) apresenta dois trechos de aumento do gradiente do canal, onde se localizam as corredeiras, associadas aos diques, veios de quartzo e falhas com preenchimento de quartzo ou às falhas e fraturas. O trecho de corredeiras localizado a cerca de 9 km da nascente do ribeirão, entre 800 e 820 m de altitude, representa um *knickpoint* e coincide com o limite entre Planalto de Pará de Minas-Itaúna e a Depressão da Zona de Crista do Paraopeba. O outro *knickpoint* se localiza a cerca de 22 km de distância da nascente do ribeirão, entre 720 e 740 m de altitude. Este *knickpoint* marca o limite entre os segmentos B e C. No Ribeirão das Lajes, os depósitos fluviais de fundo de vale ocorrem até mesmo no segmento de alto curso, no Planalto de Pará de Minas-Itaúna. Contudo, é no segmento B, na Depressão da Zona de Cristas do Paraopeba, que se encontra a maior extensão contínua desses depósitos.

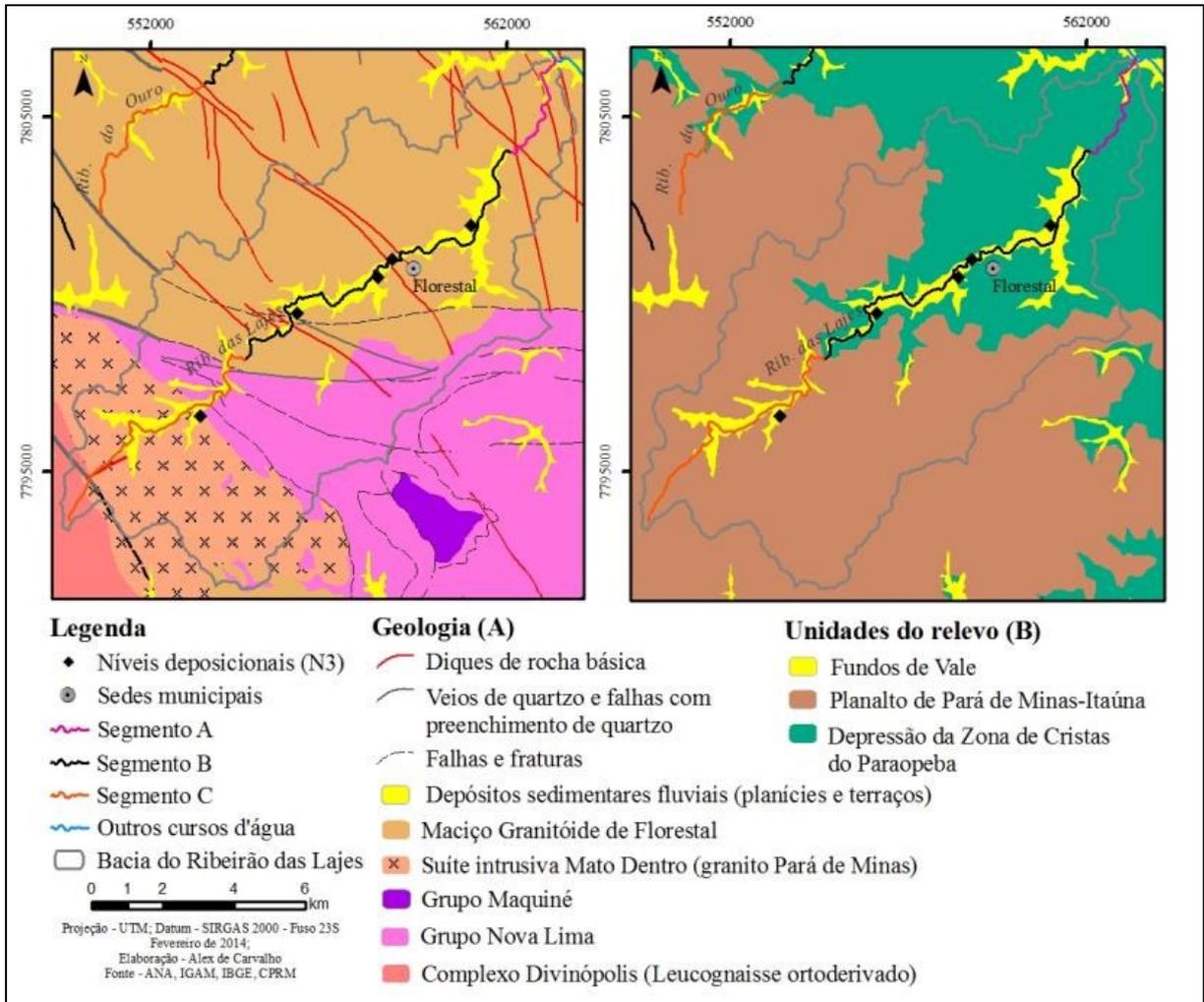


Figura 22: Bacia hidrográfica do Ribeirão das Lajes. Em A o quadro geológico da área e em B as unidades do relevo que compõem a bacia.

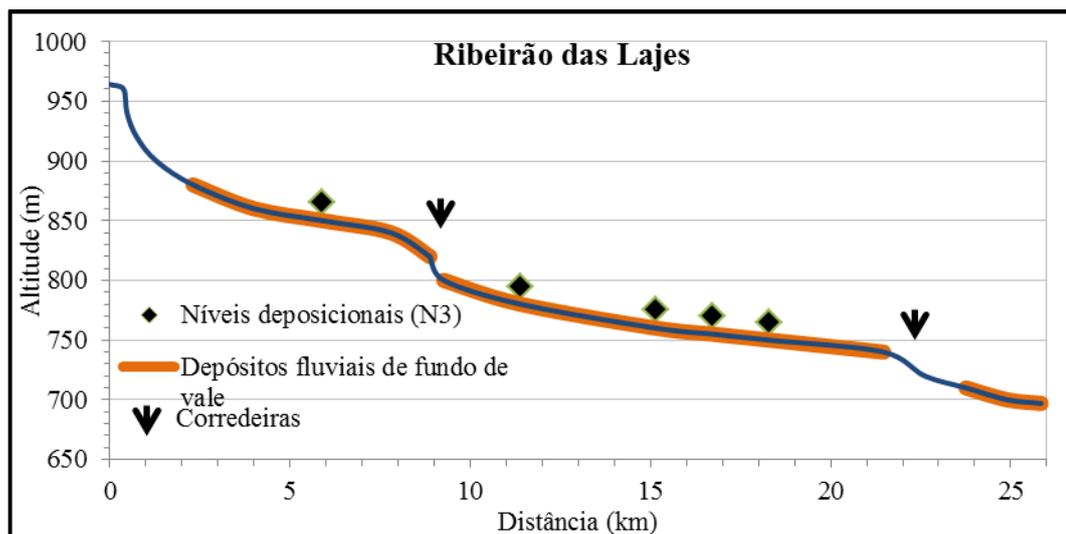


Figura 23: perfil longitudinal do Ribeirão das Lajes, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.

Segmento C – N1, N2 e N3

No segmento C do Ribeirão das Lajes foram identificados três níveis deposicionais (N1, N2 e N3). O N1 e o N2 são níveis pareados, encontrados ao longo de todo o segmento A do ribeirão. O N3 possivelmente era um nível pareado que atualmente possui fácies de seixos visível em alguns trechos da margem direita do ribeirão. De modo geral, o leito fluvial é aluvial (areia), o N1 se encontra embutido no N2, encobrindo a base deste. O N2, por sua vez, está escalonado em relação ao N3.

Nível Depositional Fluvial 3 – N3

O N3 é um nível deposicional identificado na margem direita do ribeirão das Lajes, alterado pelo coluvionamento e com pedaços concrecionados e cuja base está a uma distância vertical de 7 m da lâmina d'água. Atualmente, ele só possui a fácies de seixos subarredondados a angulosos, depositados sobre elúvio, suportados, bem selecionados, cujo tamanho varia entre 2 e 4 cm, e com cerca de 1,2 m de espessura. Predominam seixos de quartzo, embora também sejam encontrados seixos de granito e placas de um material arenoso concrecionado. Essas placas possuem até 20 cm de comprimento e predominam na base do depósito.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 é lateralmente amplo e verticalmente espesso, possuindo até 500 m de extensão e 4,0 m de espessura. Ele ocorre em todo o segmento C do ribeirão e em nenhum ponto foi visualizado em contato direto com a lâmina d'água. Nesse sentido, sua base está encoberta pelo N1. A parte superior, acima da planície, é composta de uma única fácies areno-siltosa (areia fina), cor cinza, aspecto maciço e 2,0 m de espessura. Somando o tamanho do N1 ao da fácies superior do N2 o topo alcança 4,0 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 alcança até 30 m de extensão em alguns pontos e 2,0 m de espessura. A sua base está sob a lâmina d'água do ribeirão. Ele possui apenas uma fácies areno-siltosa (areia fina a média), cor marrom, aspecto maciço e cerca de 2,0 m de espessura.

Na figura 24 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento C do Ribeirão das Lajes.



Figura 24: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento C do Ribeirão das Lajes.

Segmento B – N1, N2 e N3

No segmento B do Ribeirão das Lajes também foram identificados três níveis deposicionais (N1, N2 e N3). O N1 e o N2 são níveis pareados e ocorrem em toda a extensão do segmento B. O N3 é um nível que possivelmente era pareado, mas os depósitos da margem esquerda devem ter sido erodidos. Atualmente ele é um nível que ocorre em praticamente toda a margem direita do ribeirão, representado apenas pela fácies de seixos que são mais bem conservadas a montante. O N1 se encontra embutido no N2 e este escalonado em relação ao N3.

Nível Depositional Fluvial 3 – N3

O N3 do segmento B do Ribeirão das Lajes é um nível com trechos já alterado pelos processos de encosta, trechos com a fácies de seixos preservada e um pequeno trecho na parte mais a montante desse segmento no qual ele se encontra concrecionado. Ele localiza-se a cerca de 7 m de altura em relação à lâmina d'água. Boa parte de seus depósitos apresenta duas fácies com transição abrupta. Contudo, é possível que outras fácies superiores já tenham sido erodidas. A fácies basal tem 35 cm de espessura, é composta de seixos arredondados a subarredondados, os seixos se tocam, mas os espaços são preenchidos por matriz arenosa, eles são mal selecionados e o tamanho é de 1 a 5 cm e alguns chegam a 15 cm, predominam seixos de quartzo. A fácies de seixos é recoberta por uma fácies areno-argilosa, de 65 cm de espessura, com indícios de alteração pela pedogênese, haja vista a formação de horizonte A e presença de estrutura.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 é um nível do segmento B que alcança até 600 m de extensão e quase 4,0 m de espessura. Ele é composto de 4 fácies com transições graduais, descritas a seguir, da base para o topo: (i) fácies basal arenosa (areia fina a grossa), marrom claro, aspecto maciço e 2,35 m de espessura; (ii) fácies areno-argilosa (areia fina), aspecto maciço, cor marrom e 30 cm de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina), cor marrom claro, aspecto maciço e 75 cm de espessura; e (iv) fácies superior areno-argilosa (areia fina), cor marrom claro, aspecto maciço e 55 cm de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 é um depósito bastante restrito, possuindo no máximo 5 m de extensão e 1,65 m de espessura. A sua base está sob a lâmina d'água e ele apresenta transição gradual entre todas as fácies e muitas raízes, com as seguintes características, da base para o topo: (i) fácies basal areno-argilosa (areia fina), cor variando de marrom na base a amarelo na parte superior, aspecto maciço e 50 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia fina a média), cor preto provavelmente associada a matéria orgânica, aspecto maciço e 15 cm de espessura; (iii) fácies argilosa, cor avermelhada, aspecto maciço e 70 cm de espessura; e (iv) fácies arenosa (areia fina), cor avermelhada, presença de seixos de quartzo esparsos na base, com tamanho variando entre 1 e 6 cm, camada com aspecto maciço e 30 cm de espessura.

Na figura 25 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão das Lajes.

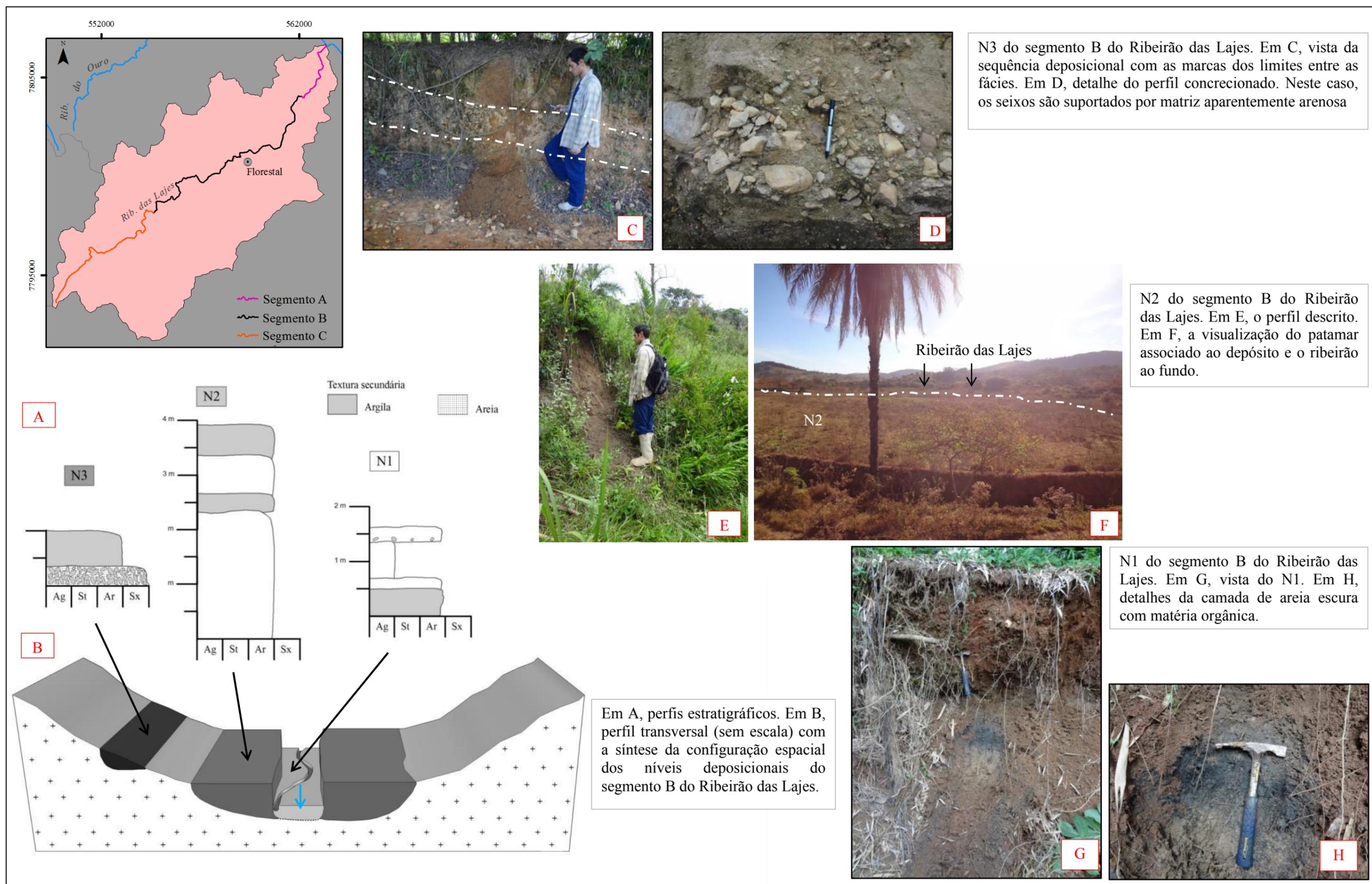


Figura 25: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão das Lajes.

6.4. Ribeirão do Ouro

O Ribeirão do Ouro é um afluente da margem esquerda do Rio Paraopeba e drena os municípios de Florestal e Pará de Minas. Ele é um curso d'água de 5ª ordem, possui 20,8 km de extensão e sua bacia hidrográfica tem 74,74 km² de área. O canal principal do Ribeirão do Ouro foi dividido em três segmentos, cujos limites foram definidos de acordo com os trechos de corredeiras mais importantes e que representam *knickpoint*. O segmento C corresponde ao alto curso do ribeirão e se estende desde a nascente até um trecho de corredeiras e possui 6,06 km de extensão. O segmento B se estende desde esse primeiro trecho de cachoeiras até o trecho de corredeiras no baixo curso e possui 9,17 km de extensão. O segmento A se inicia no segundo trecho de corredeiras e se estende até a confluência com o Rio Paraopeba e possui 5,56 km de extensão. Esse segmento não teve seus depósitos fluviais de fundo de vale investigados devido à falta de vias acesso na área.

A bacia do Ribeirão do Ouro está totalmente inserida no Maciço Granitoide de Florestal. Os depósitos fluviais de fundo de vale mais significativos estão associados ao curso principal do ribeirão, sendo pouco expressivo em seus tributários. Esses depósitos podem ser divididos em três unidades, associadas, cada uma a um segmento. Nos segmentos B e C, os limites de jusante são determinados pelos trechos de corredeiras. No segmento A, esses depósitos se comunicam com os depósitos do Rio Paraopeba. No segmento C, os depósitos são mais expressivos verticalmente, enquanto no segmento B eles são mais expressivos verticalmente. Os diques básicos que cortam a área têm direção que varia de NO-SE a NNO-SSE. Os veios de quartzo e falhas com preenchimento de quartzo apresentam direção NNO-SSE e se localizam no alto e baixo curso do ribeirão. No alto curso, o trecho de corredeiras coincide com a localização de diques básicos e no baixo curso o trecho de corredeiras coincide com a localização de uma falha com preenchimento de quartzo (Figura 26a).

A maior parte do alto curso da bacia do Ribeirão do Ouro se localiza no PPMI e o restante da bacia se localiza na DZCP. No canal principal, o limite entre as duas unidades coincide com um trecho de corredeiras localizado no alto curso do ribeirão. Fora do vale principal, os limites entre as unidades coincidem com a localização dos diques básicos. Os Fundos de Vale se dividem em três subunidades, ambas localizadas na depressão, logo a jusante do primeiro trecho de corredeiras (Figura 26b).

O perfil longitudinal do Ribeirão do Ouro (Figura 27) apresenta três trechos de aumento do gradiente do canal, que influenciam a dinâmica fluvial e representam *knickpoints*. O primeiro

trecho de corredeiras localiza-se no segmento C do ribeirão, a cerca de 2,5 km de distância da nascente, entre 820 e 840 m de altitude. No trecho, não há registros de estruturas, contato litológico, diques básicos ou veios de quartzo que pudessem condicionar a existência do *knickpoint*. No entanto, ele marca o limite entre o PPMI e a DZCP e é somente a partir dele que surgem os depósitos fluviais de fundo de vale com planície e terraço expressivos horizontal e verticalmente. O segundo trecho de corredeiras localiza-se a cerca de 6,5 km de distância da nascente do ribeirão, entre 760 e 780 m de altitude. O *knickpoint* desse trecho está relacionado à ocorrência de diques básicos e define o limite entre os segmentos B e C. O terceiro trecho de corredeiras localiza-se a 16 km de distância da nascente do ribeirão, entre 700 e 720 m de altitude. Esse *knickpoint* está associado a um veio de quartzo/falha com preenchimento de quartzo e define o limite entre os segmentos A e B.

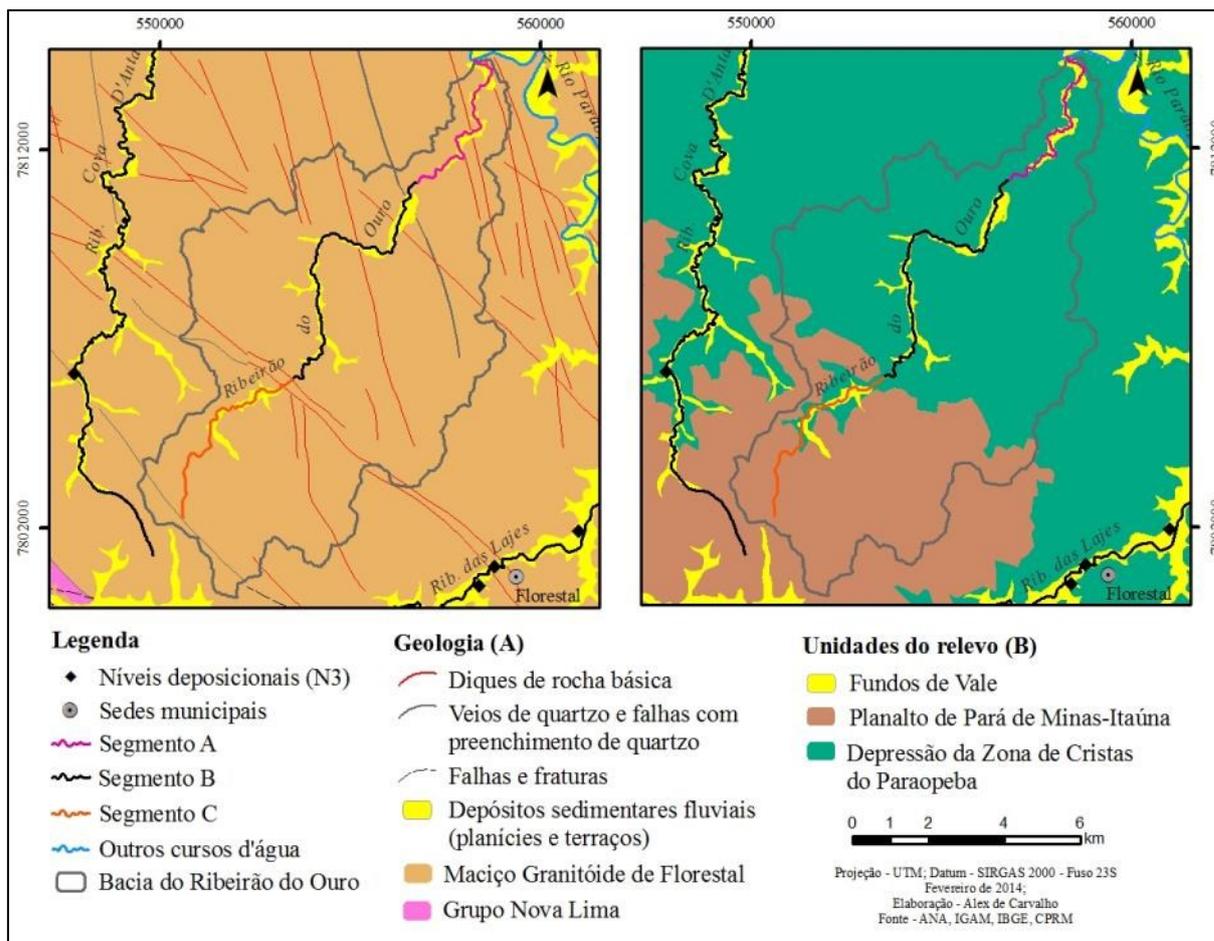


Figura 26: Bacia hidrográfica do Ribeirão do Ouro.
 Em A o quadro geológico da área e em B as unidades do relevo que compõe a bacia.

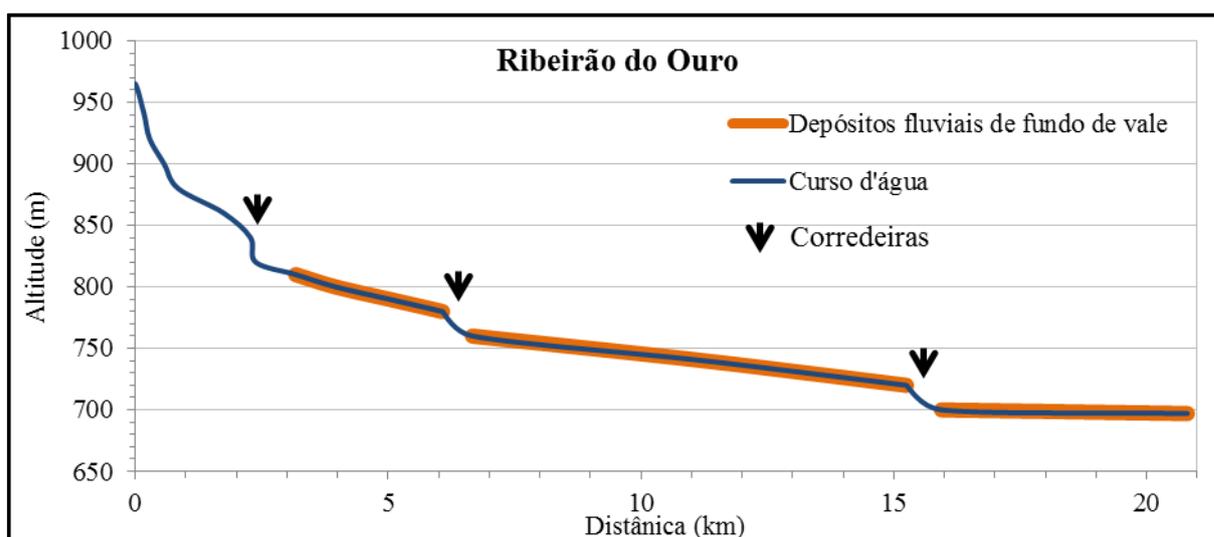


Figura 27: perfil longitudinal do Ribeirão do Ouro, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.

Segmento C – N1 e N2

No segmento C do Ribeirão do Ouro foram identificados dois níveis deposicionais (N1 e N2). Ambos são níveis pareados ao longo de todo o segmento C, contudo, em alguns trechos, o ribeirão está erodindo o elúvio na base do N2 em uma de suas margens. Já o N1 tem sua base encoberta pela lâmina d'água. O leito fluvial é aluvial, composto de areia. O N1 se encontra encaixado em relação ao N2.

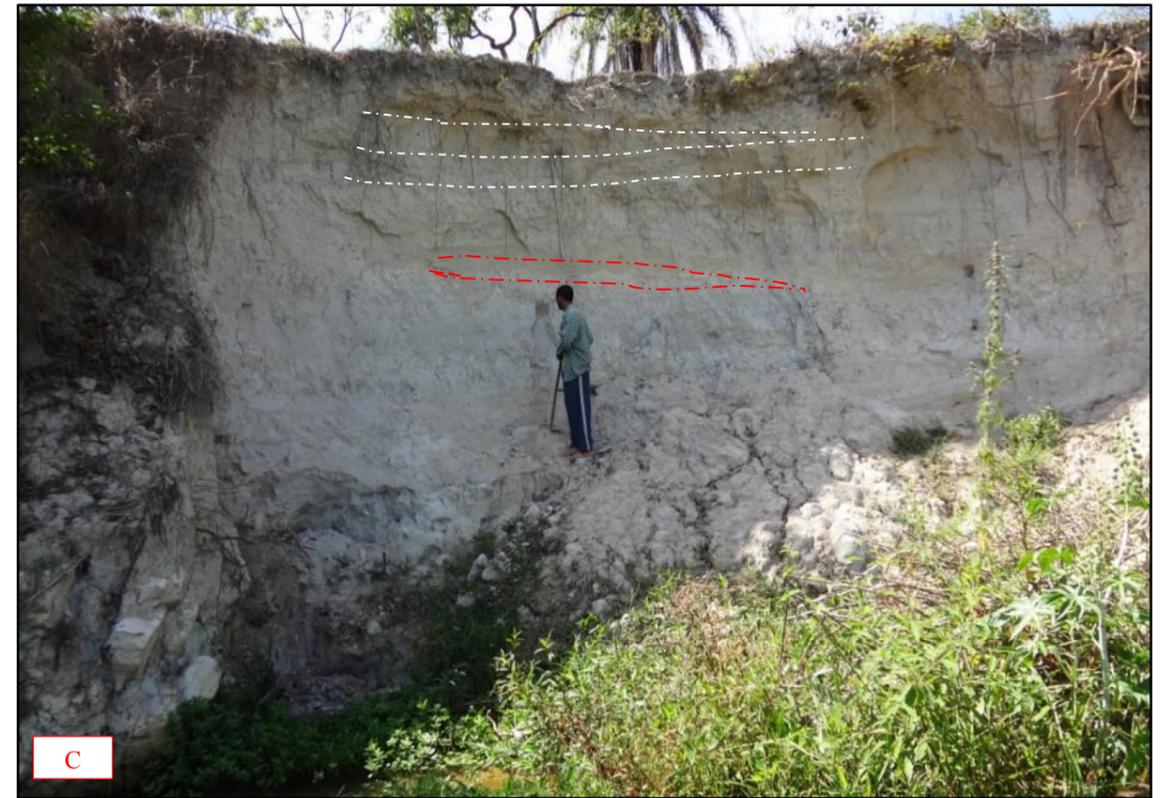
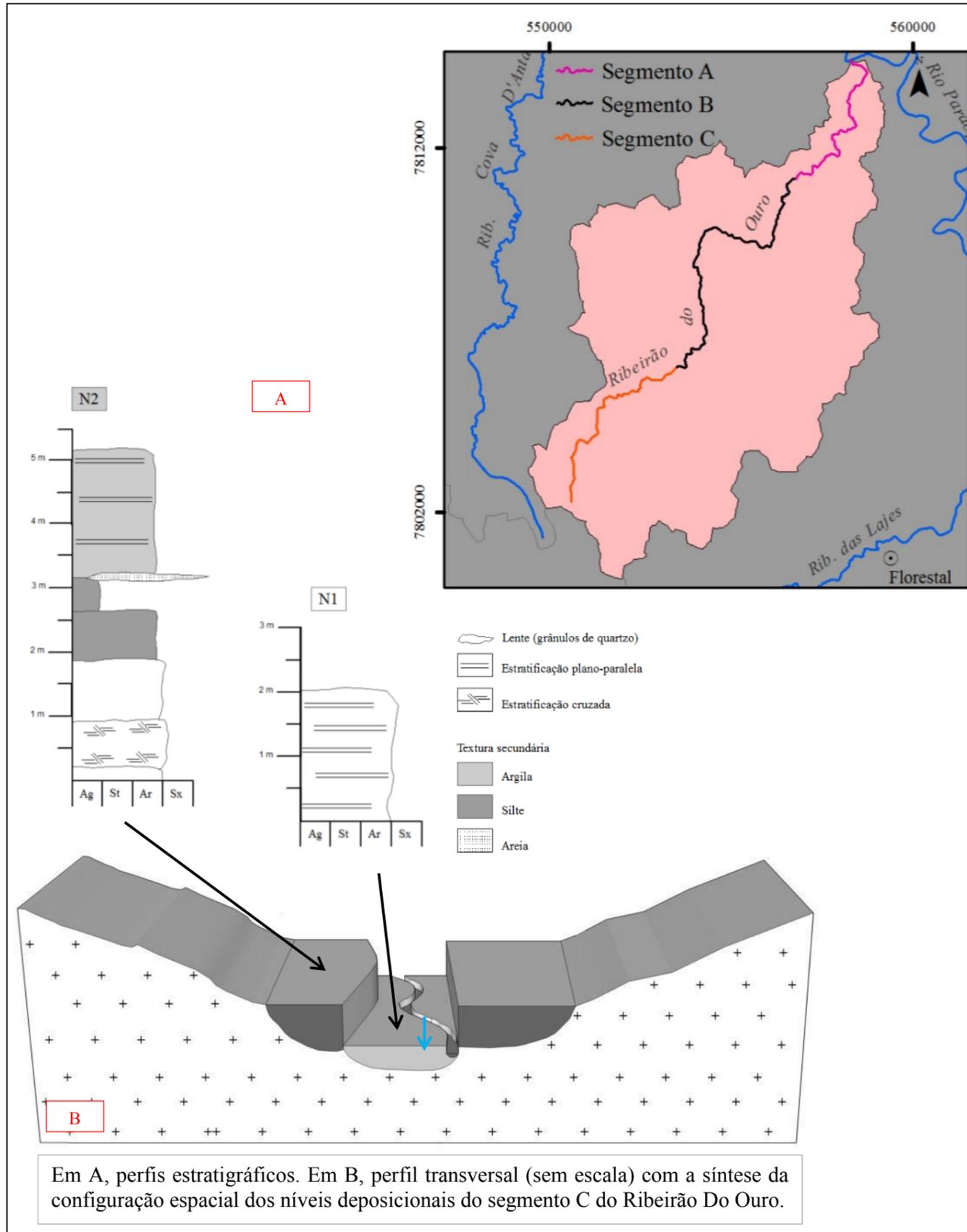
Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 do segmento C do Ribeirão do Ouro está depositado sobre elúvio, a 1 metro de distância vertical da lâmina d'água. Na porção mais a montante do segmento, esse patamar alcança no máximo 150 m de extensão. Na parte mais a jusante, próximo à cachoeira, o patamar alcança até 300 m de extensão. O perfil apresenta transições abruptas entre as fácies, com as seguintes características: (i) fácies basal arenosa (areia fina a média), tonalidade variando de amarelo escuro a avermelhado, aspecto maciço e 20 cm de espessura; (ii) fácies composta predominantemente por grânulos de quartzo e, de modo secundário, de areia grossa, cor amarelo escuro a avermelhado e presença de estratificação cruzada, 75 cm de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina a média), branca, de aspecto maciço e 1,0 m de espessura; (iv) fácies areno-siltosa (areia fina), branca, de aspecto maciço e 65 cm de espessura; (v) fácies argilo-siltosa, cor amarelo claro, de aspecto maciço e 50 cm de espessura; e (vi) fácies areno-argilosa (areia fina a média), cor amarelo claro, presença de estrutura plano-paralela e 2,0 m de espessura. Entre as fácies v e vi são encontrados lentes de grânulos de quartzo com areia fina.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 corresponde à dinâmica atual do ribeirão, sendo bastante restrito verticalmente e alcançando no máximo 2,0 m de espessura. Sua base está sob a lâmina d'água e é composto de uma fácies arenosa (areia fina a média), de cor amarela, com presença de estrutura plano-paralela e 2,0 m de espessura.

Na figura 28 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento C do Ribeirão do Ouro.



Em C, N2 do segmento C do Ribeirão do Ouro. Destaque para a lente de grânulos de quartzo (linha vermelha) e para as estruturas sedimentares plano-paralelas na parte superior



N1 do segmento C do Ribeirão do Ouro. Em D, depósito do N1. Em E, visualização do contexto dos dois níveis deposicionais (N1 e N2).

Figura 28: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento C do Ribeirão do Ouro.

Segmento B – N1 e N2

No segmento B do Ribeirão do Ouro também foram identificados dois níveis deposicionais (N1 e N2), cujas características se assemelham às dos níveis do segmento A. Os dois níveis são pareados, porém, o N1 e o N2 são mais estreitos e, juntos, chegam a 200 m de extensão. Assim como ocorre no segmento C, o N1 neste segmento está encaixado em relação ao N2 e, em alguns trechos, o curso d'água está em contato direto com o elúvio sobre o qual está depositado o N2, erodindo-o. O leito fluvial é aluvial, composto de areia.

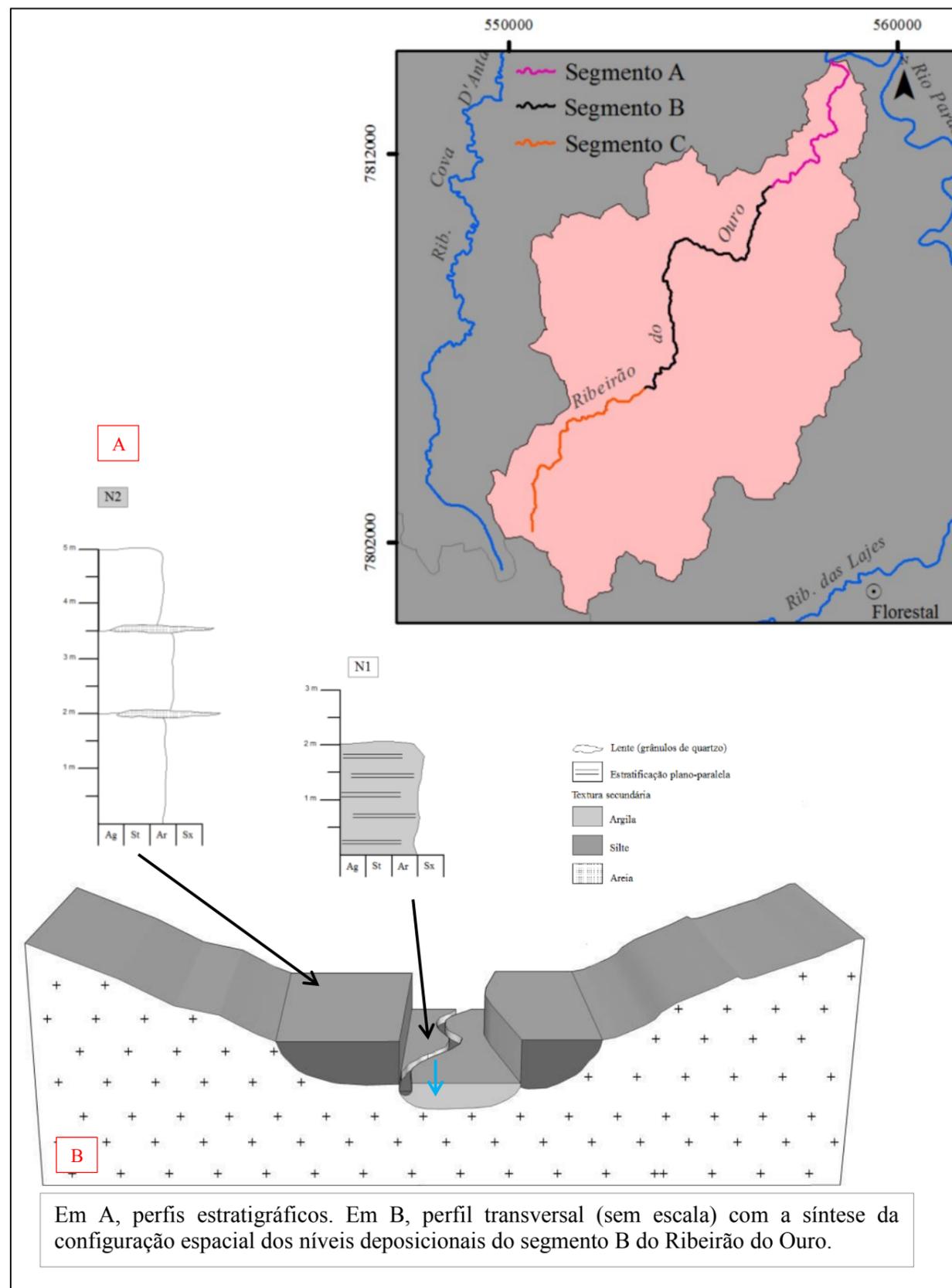
Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 do segmento B do Ribeirão do Ouro tem sua base sobre elúvio e apresenta transições graduais entre suas fácies, com as seguintes características: (i) fácies basal arenosa (areia fina) sobre elúvio a 1,5 m de distância vertical da lâmina d'água, amarelo claro a branco, de aspecto maciço e 2,0 m de espessura; (ii) fácies arenosa (areia média a grossa) com muitos grânulos de quartzo, tonalidades variando de amarelo a tons mais avermelhados, aspecto maciço e 1,5 m de espessura; (iii) fácies arenosa (areia fina), amarela, de aspecto maciço e 1,5 m de espessura. Entre as fácies são encontradas algumas lentes de grânulos de quartzo e areia grossa que podem ter até 40 cm de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 do segmento B do Ribeirão do Ouro corresponde à dinâmica atual do ribeirão. Ele tem a sua base encoberta pela lâmina d'água e é composto de apenas uma fácies areno-argilosa (areia fina), amarelo claro, com a presença de estruturas plano-paralelas e 2,0 m de espessura.

Na figura 29 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão do Ouro.



Em C, N2 do segmento B do Ribeirão do Ouro. As linhas vermelhas indicam a localização de duas lentes de grânulos de quartzo e de areia grossa.



N1 do segmento B do Ribeirão do Ouro. Em D, vista da sequência deposicional e das estruturas sedimentares plano-paralelas. Em E, patamares associados aos depósitos no vale do ribeirão.

Figura 29: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão do Ouro.

6.5. Ribeirão Cova D'Anta

O Ribeirão Cova D'Anta é um afluente da margem esquerda do Rio Paraopeba e drena os municípios de São José da Varginha e Pará de Minas. Ele é um curso d'água de 6ª ordem, possui 31,24 km de extensão e sua bacia tem área total de 213,02 km². O canal principal do ribeirão foi dividido em dois segmentos. O segmento B se estende desde a nascente do ribeirão até o trecho de corredeiras localizado no contato entre as rochas do Maciço Granitoide de Florestal e as rochas do Complexo Belo Horizonte. Esse segmento possui 25,44 km de extensão. O segmento A se estende desde o contato litológico até a confluência do ribeirão com o Rio Paraopeba e possui 5,97 km de extensão.

A porção oeste da bacia do Ribeirão Cova D'Anta, no interflúvio com a bacia do Rio Pará, é composta de rochas do Grupo Nova Lima. Na porção norte, próximo ao Rio Paraopeba, predominam os gnaisses do Complexo Belo Horizonte. As outras áreas da bacia são compostas de rochas do Maciço Granitoide de Florestal. Os depósitos fluviais de fundo de vale ocorrem no vale principal do ribeirão e nos vales de seus dois principais tributários da margem esquerda. Nos três vales, os depósitos são limitados a jusante por diques básicos e veios de quartzo/falhas com preenchimento de quartzo. Os diques básicos cortam as rochas do Complexo Belo Horizonte e do Maciço Granitoide e predominam aqueles com direção NW-SE. Os veios de quartzo/falhas com preenchimento de quartzo aparecem em menor quantidade e têm direção N-S. As falhas e fraturas estão associadas ao contato entre as litologias do Grupo Nova Lima e o Maciço Granitoide (Figura 30a).

A bacia está inserida em três unidades do relevo. A porção sul da área pertence ao PPMI, uma pequena área a NW pertence à SRP e o restante da área pertence à DZCP. Os limites entre a serra e a depressão praticamente coincide com o contato litológico, já o limite entre o planalto e a depressão é marcado pelo trecho de corredeiras no canal principal e pelos diques básicos em outros pontos dos limites das unidades. Os Fundos de Vale se concentram na DZCP e podem ser observados a jusante do PPMI e da SRP. No canal principal, os Fundos de Vale podem ser divididos em duas subunidades, uma no segmento A e outra no segmento B. Nos dois segmentos, os Fundos de Vale se estendem desde as respectivas corredeiras até o limite de jusante do segmento (Figura 30b).

No perfil longitudinal do Ribeirão Cova D'Anta (Figura 31), dois trechos de aumento do gradiente do canal são identificados, nos quais existem corredeiras, que representam *knickpoints*, e que devem controlar a dinâmica fluvial logo a montante. O primeiro trecho de

corredeiras se localiza no segmento B do canal, a cerca de 3 km de distância da nascente do ribeirão, entre 840 e 860 m de altitude, e marca o limite entre o PPMI e a DZP. O segundo trecho de corredeiras situa-se a cerca de 25 km de distância da nascente, entre 700 e 720 m de altitude, bem próximo ao Rio Paraopeba. Esse *knickpoint*, por sua vez, ocorre no contato entre o Complexo Belo Horizonte e o Maciço Granitoide de Florestal.

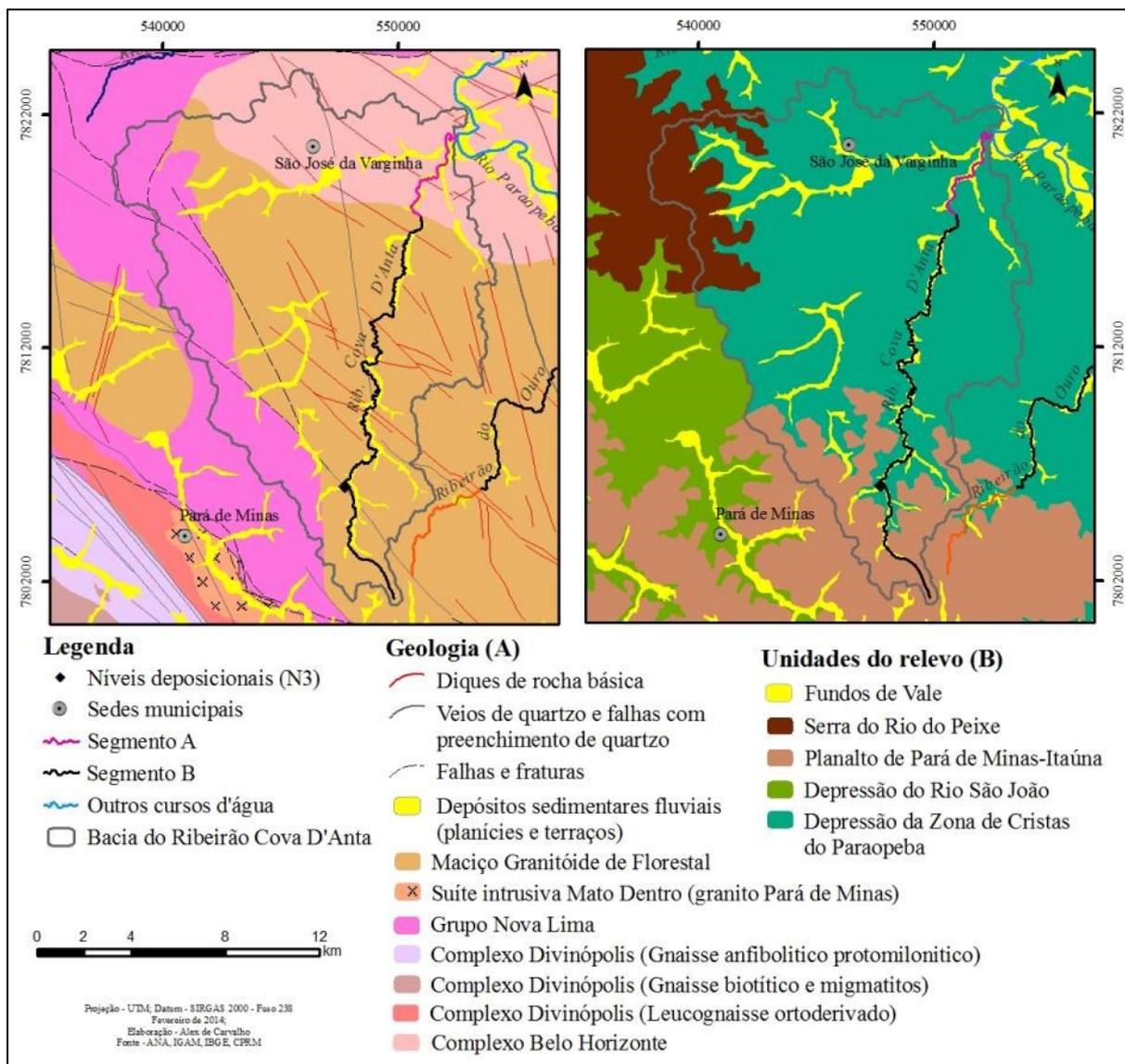


Figura 30: Bacia do Ribeirão Cova D'Anta.

Em A o quadro geológico da área e em B as unidades do relevo que compõem a bacia.

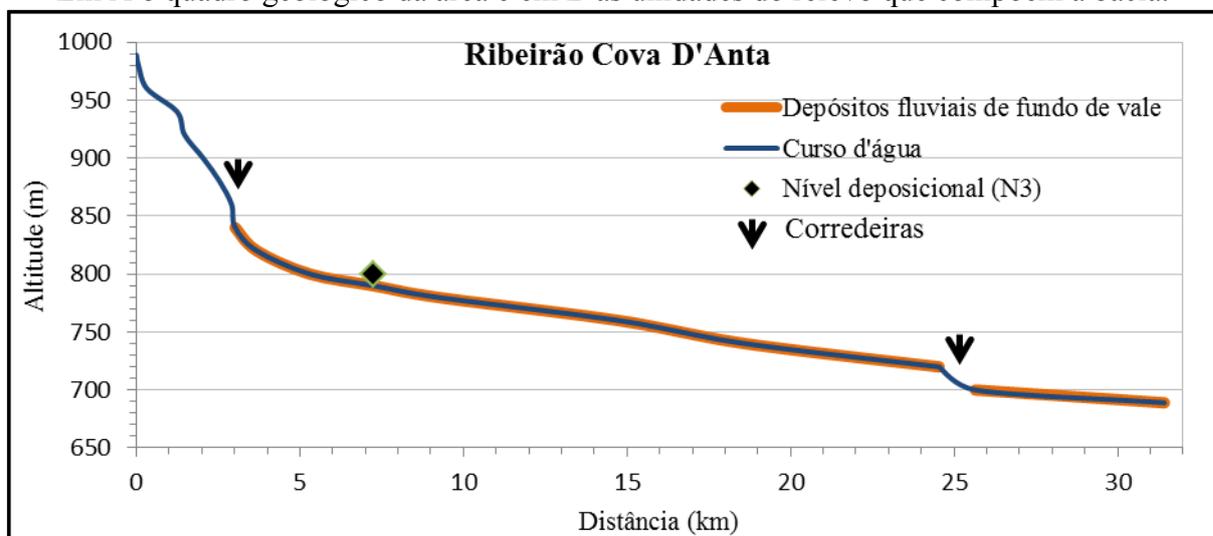


Figura 31: perfil longitudinal do Ribeirão Cova D'Anta, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.

Segmento B – N1, N2 e N3

Foram identificados três níveis deposicionais no segmento B do Ribeirão Cova D'Anta (N1, N2 e N3). Os níveis N1 e N2 são pareados e ocorrem ao longo de todo o segmento B, já o N3 foi identificado em apenas um ponto, na estrada entre Florestal e Pará de Minas, na margem direita do ribeirão e é um nível isolado. O N2 está depositado sobre elúvio e este, em diversos trechos, está sendo erodido pelo curso d'água. Praticamente toda a extensão do segmento B possui leito fluvial aluvial arenoso. Os níveis N1 e N2, apesar de contínuos em cada segmento, são mais restritos horizontalmente. Desse modo, juntos, esses depósitos alcançam, em média, pouco mais de 200 m de extensão no segmento B.

Nível Depositional Fluvial 3 – N3

O N3 é um nível deposicional alterado pelos processos de encosta, encontrado em contexto de vertente. Sua base está a 7 m de distância vertical da lâmina d'água, depositado sobre elúvio. Ele é composto de duas fácies, com transição abrupta. É possível que o perfil tenha sido mais espesso no passado e que as camadas superiores tenham sido erodidas ou deformadas pelo coluvionamento. Suas fácies têm as seguintes características: (i) fácies basal de seixos de quartzo, angulosos a subarredondados, mal selecionados, cujo tamanho varia entre 1 e 5 cm, suportados por matriz arenosa e com 30 cm de espessura; e (ii) fácies areno-argilosa, de cor laranja e aspecto maciço, com 50 cm de espessura.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 do segmento B do Ribeirão Cova D'Anta é um nível deposicional assentado sobre 2 m de elúvio acima da lâmina d'água. No perfil descrito, apresenta transição gradual entre as fácies, que possuem as seguintes características: (i) fácies basal silto-arenosa (areia fina), cor amarelo claro, aspecto maciço, bastante endurecida e com 50 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia grossa a fina) com muitos grânulos de quartzo, aspecto maciço, cor amarelo claro e 50 cm de espessura; e (iii) fácies argilosa, de cor marrom claro, aspecto maciço e bastante endurecida com 2,3 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 é um depósito de planície bastante espesso, chegando a alcançar 2,7 m de espessura. A base dele está encoberta pela lâmina d'água. Suas fácies apresentam transições abruptas. Esse depósito apresenta as seguintes características: (i) fácies basal arenosa (areia fina a média), composta por lâminas de areia de cor amarela e areia de cor cinza com matéria orgânica (pedaços de galhos de árvores), estruturas plano-paralelas e com 90 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia fina a grossa), composta predominantemente de material cinza com lâminas intercaladas de areia amarela, possui estrutura plano-paralela e 1,0 m de espessura; e (iii) fácies superior arenosa (areia fina a grossa), tonalidades variando de amarelo escuro na base a marrom no topo, estruturas plano-paralelas e 80 cm de espessura.

Na figura 32 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão Cova D'Anta.

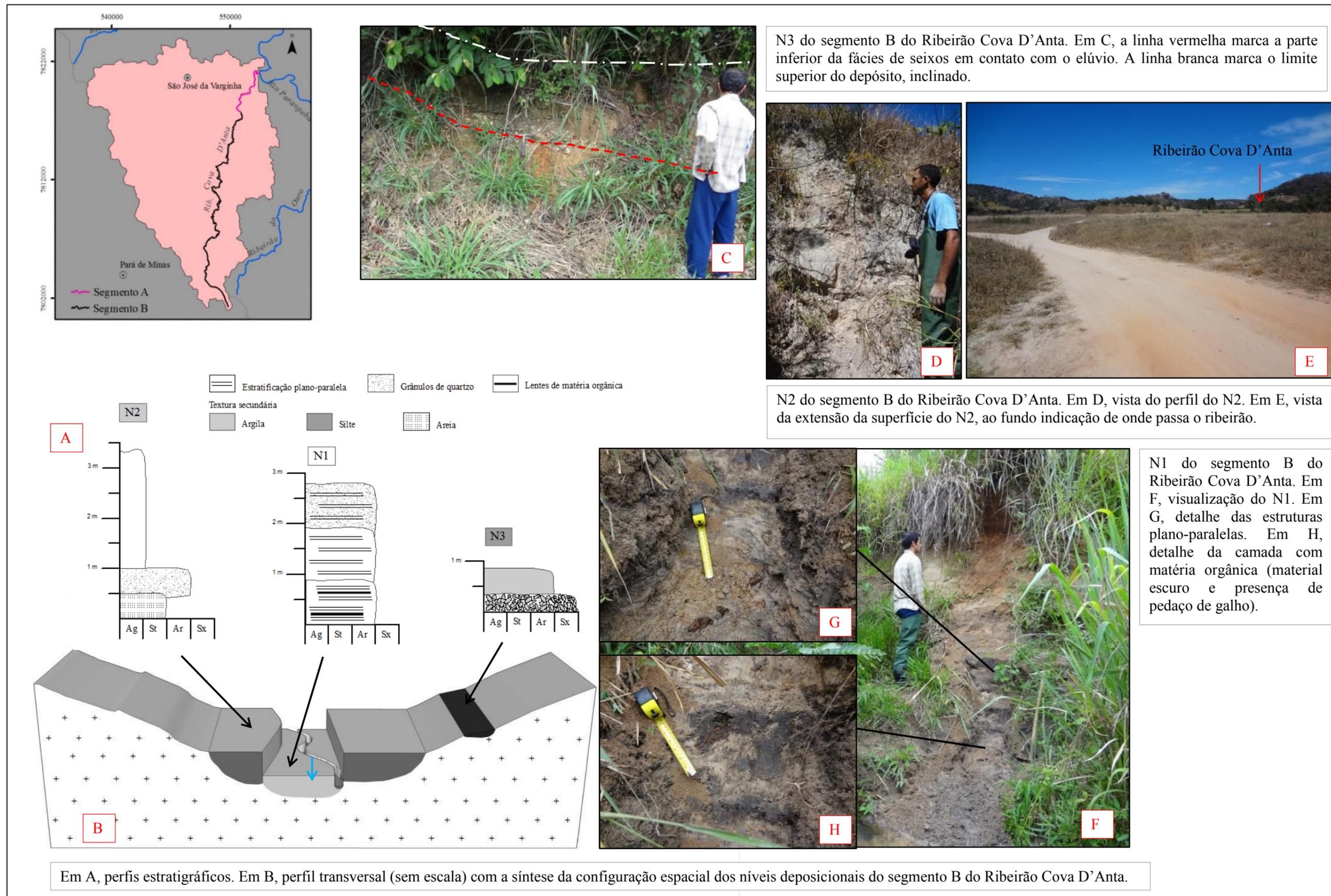


Figura 32: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Ribeirão Cova D'Anta.

Segmento A – N1

Nível Deposicional Fluvial 1 – N1 (planície)

No segmento A foi encontrado apenas o N1 que está associado à dinâmica atual do ribeirão. Como o patamar relacionado a esse nível tem extensão considerável, é possível que as partes mais distantes não tenham mais relação com a dinâmica sedimentar atual. A base do N1 está sob a lâmina d'água. A calha fluvial é aluvial, composta de areia. Esse depósito é constituído de uma fácies areno-siltosa (areia fina), de cor marrom, aspecto maciço, presença abundante de raízes e cerca de 2,0 m de espessura.

Na figura 33 estão representadas as principais características do N1 do segmento A do Ribeirão Cova D'Anta.

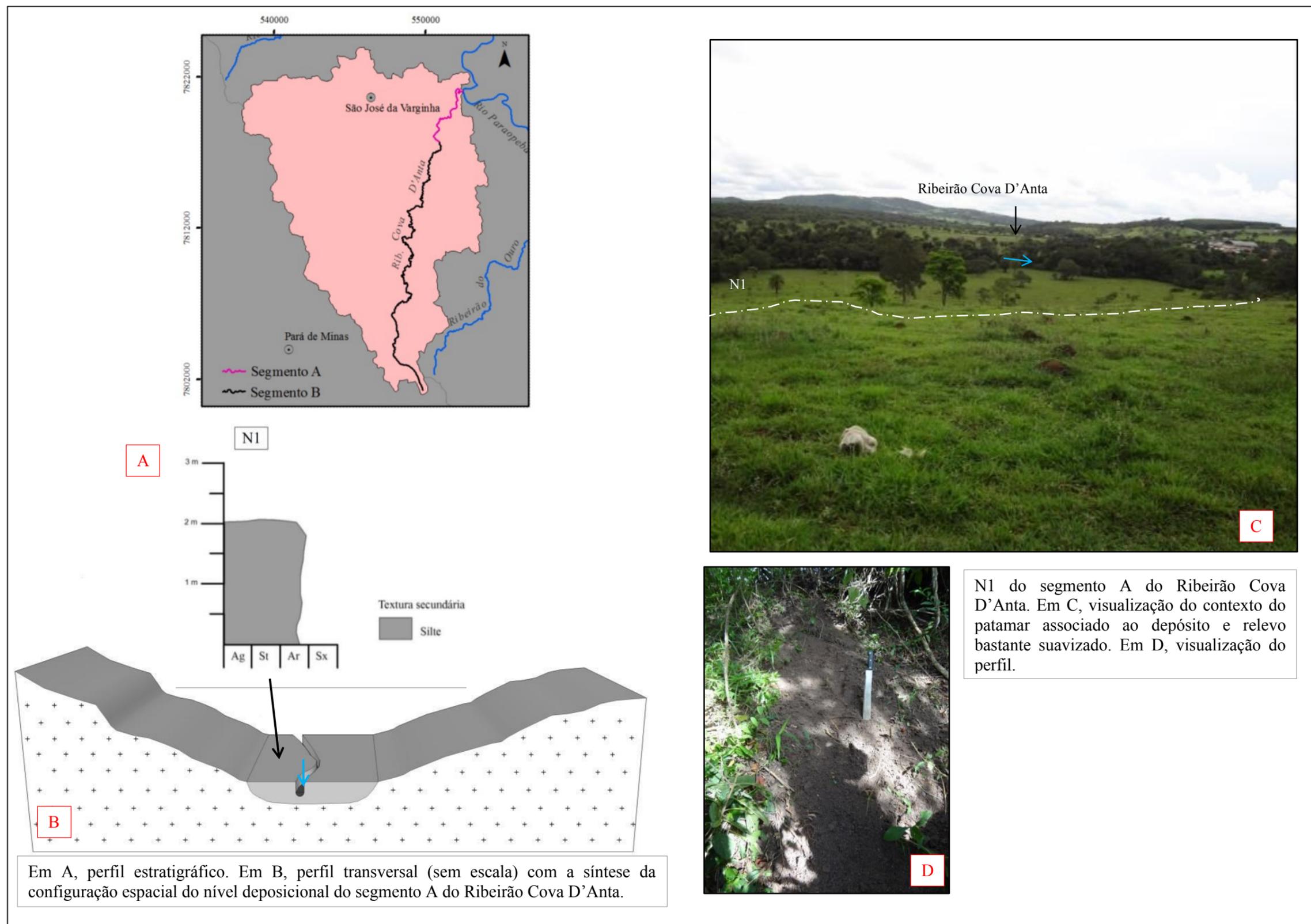


Figura 33: Quadro síntese das principais características do nível deposicional do segmento A do Ribeirão Cova D'Anta.

6.6. Ribeirão Águas Claras

O Ribeirão Águas Claras é um afluente da margem esquerda do Médio Rio Paraopeba e drena os municípios de Pequi e São José da Varginha. Ele é um curso d'água de 5ª ordem e possui 99,04 km de extensão e sua bacia tem área de 99,04km². O canal principal desse ribeirão não foi dividido.

A porção norte da bacia está localizada em um terreno composto de rochas do Maciço Granitoide de Maravilhas-Cachoeira da Prata. Na porção sul, afloram as rochas do Grupo Nova Lima. Uma pequena área, no limite sudeste da bacia, está localizada no Complexo Belo Horizonte. Os diques básicos e os veios de quartzo/falhas com preenchimento de quartzo se concentram no maciço granitoide. Os diques têm direção predominante WNW-ESE e os veios de quartzo e falhas têm direção N-S. Aparentemente, eles não apresentam relação direta com a espacialização dos depósitos fluviais de fundo de vale. As fraturas e falhas se concentram na porção sul da bacia, associadas aos contatos litológicos das rochas do Grupo Nova Lima e também não apresentam relação direta com os depósitos fluviais de fundo de vale. Os depósitos fluviais de fundo de vale são mais expressivos no médio e baixo curso do canal principal e também no alto curso do tributário da margem direita, localizado onde ocorrem as rochas do Complexo Belo Horizonte. De modo geral, esses depósitos são constituídos apenas da planície de inundação (Figura 34a).

A maior parte da bacia do Ribeirão Águas Claras pertence à DZCP (em grande parte do alto e em todo o médio e baixo curso do ribeirão). O restante do alto curso está localizado na SRP. Os Fundos de Vale estão localizados na DZCP, logo a jusante da SRP (Figura 34b).

Não foram encontrados trechos com aumento significativo do gradiente do canal no perfil longitudinal do canal principal do Ribeirão Águas Claras (Figura 35). Contudo, no canal principal são identificadas duas zonas de formação dos depósitos fluviais de fundo de vale. Os depósitos da primeira zona, mais a montante, são horizontalmente menos expressivos que os depósitos localizados mais a jusante. Apesar disso, esses depósitos são verticalmente bastante semelhantes e isso inviabilizou a distinção de segmentos.

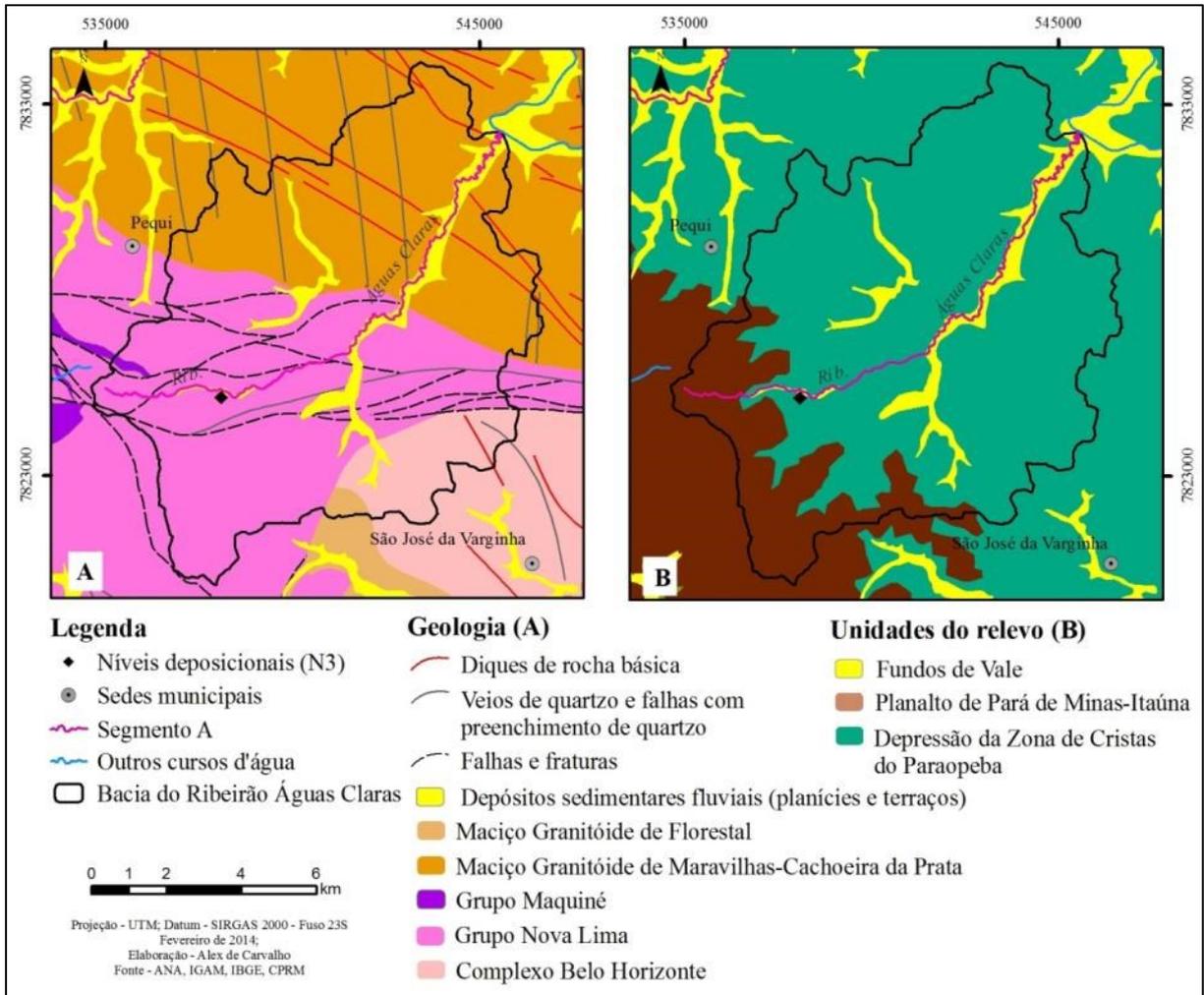


Figura 34: Bacia do Ribeirão Águas Claras.

Em A o quadro geológico da área e em B as unidades de relevo que compõem a bacia.

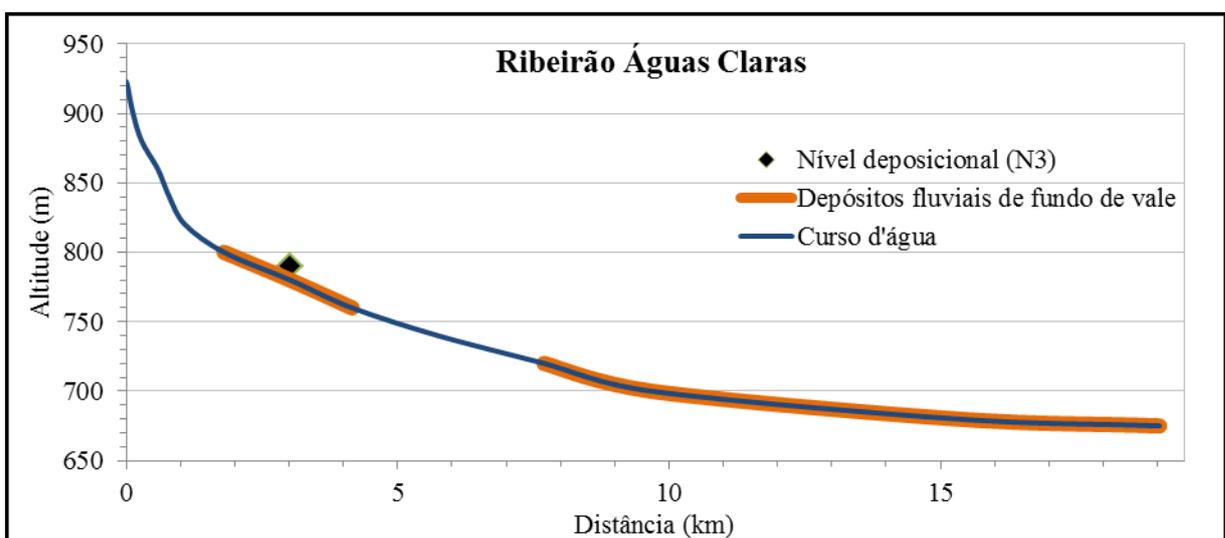


Figura 35: perfil longitudinal do Ribeirão Águas Claras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1.

Ribeirão Águas Claras (Segmento A) – N1 e N3

No Ribeirão Águas Claras foram identificados dois níveis deposicionais, o N1 e o N3. O N1 representa a planície e o N3 o nível deposicional alterado pelos processos de encosta. O N1 é um nível pareado, que se torna mais amplo quanto mais próximo da confluência com o Rio Paraopeba. O N3 é um nível isolado, identificado, durante os trabalhos de campo, em apenas um ponto. Entre os N1 e N2 de todas as bacias estudadas, apenas o N1 do Ribeirão Águas Claras possui uma camada de seixos visível, embora também não seja possível verificar a espessura real da camada, haja vista que a lâmina d'água encobre a sua base. A calha fluvial desse ribeirão é aluvial, sendo composta de seixos no alto curso, provavelmente oriundos do desmanche da camada de seixos do N1. No médio e baixo curso, a calha fluvial é composta de areia. O N1 chega a alcançar 450 m de extensão em seu baixo curso e se encontra escalonado em relação ao N3.

Nível Depositional Fluvial 3 – N3

O N3 é um nível deposicional que tem apenas duas fácies preservadas. É possível que outras fácies que constituíam o depósito tenham sido erodidas ou deformadas. Ele é constituído de duas fácies com transição abrupta e sua base está a 5 m de distância vertical da lâmina d'água. Apresenta as seguintes características: (i) fácies basal de seixos de quartzo depositado sobre elúvio, mal selecionados (entre 1 e 7 cm), subarredondados, que embora se toquem têm os espaços preenchidos por matriz areno-argilosa e até 0,4 m de espessura; e (ii) fácies argilo-arenosa, avermelhada, de aspecto maciço e 1,0 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 é um depósito que deve estar em fase de abandono, pois suas fácies não correspondem à capacidade e competência atuais do curso d'água. Ele é constituído de quatro fácies com transições abruptas, com as seguintes características: (i) fácies basal de seixos mal selecionados, subarredondados e subangulosos, entre 1 e 5 cm, sendo que alguns chegam a medir 25 cm, são suportados por matriz argilosa, possuem litologia variada, como quartzo, granito, rochas máficas, a camada possui 60 cm de espessura; (ii) fácies arenosa (areia fina), cor amarelo escuro, de aspecto maciço, presença de raízes e 70 cm de espessura; (iii) fácies de seixos mal selecionados, arredondados e subarredondados, entre 1 e 20 cm, em alguns pontos

são suportados e em outros são suportados por matriz arenosa, de litologia variada, como quartzo, granito e rochas máficas, possui 50 cm de espessura; e (iv) fácies areno-siltosa (areia fina), amarela, com estruturas plano-paralelas, presença de raízes e 30 cm de espessura.

Na figura 36 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do Ribeirão Águas Claras.

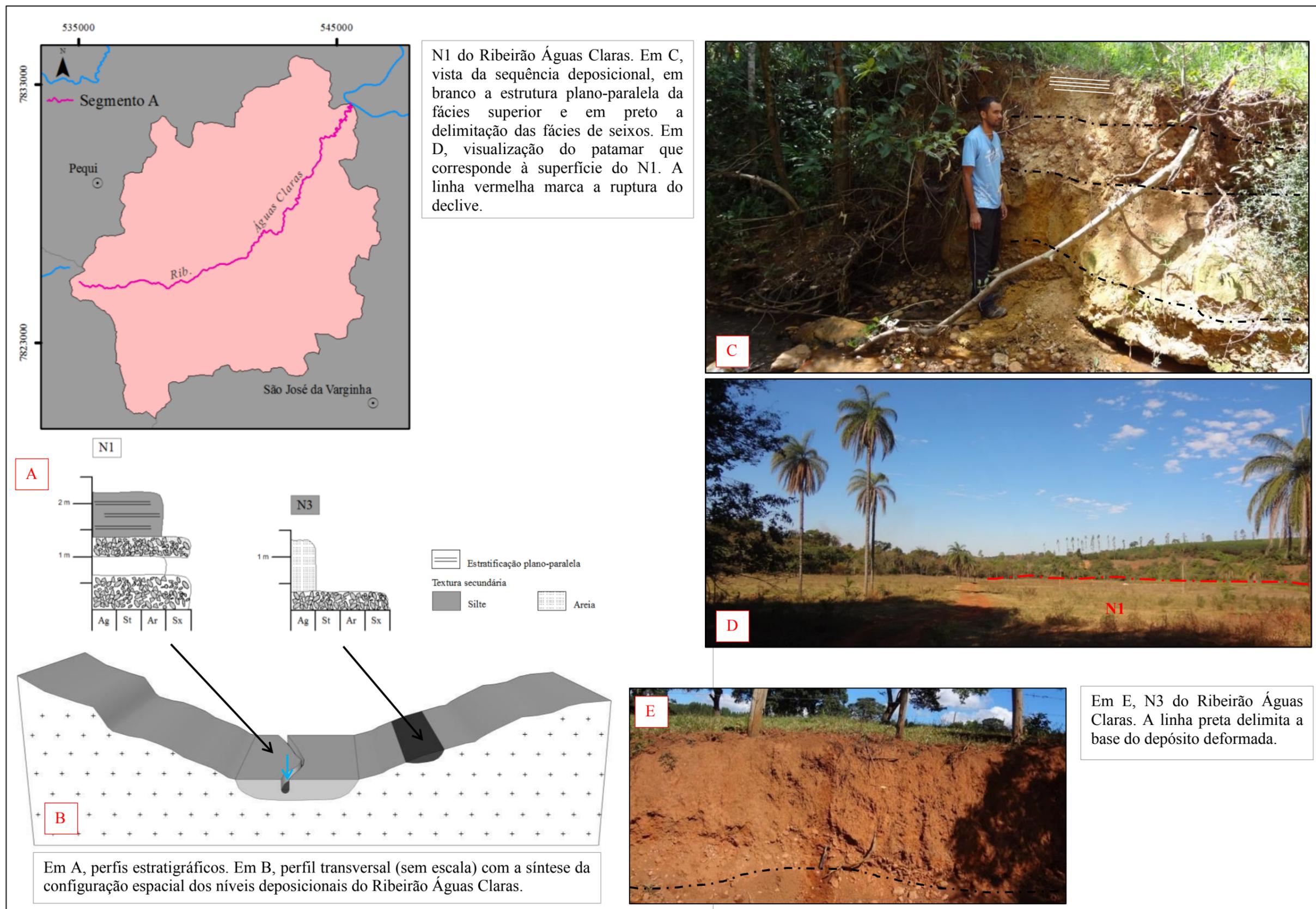


Figura 36: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do Ribeirão Águas Claras.

6.7. Rio Vermelho

O Rio Vermelho é um afluente da margem esquerda do Rio Paraopeba e drena o município de Pequi. É um curso d'água de 4ª ordem, com 30,02 km de extensão e cuja bacia possui 120,15 km² de área. O canal principal do rio foi dividido em dois segmentos. O segmento B possui 14,61 km de extensão e se estende desde a nascente até um trecho de corredeiras no médio curso, possivelmente associada aos veios de quartzo/falhas com preenchimento de quartzo. O segmento A tem 15,40 km de extensão e se estende desde o trecho de corredeiras até a confluência com o Rio Paraopeba.

Na bacia do Rio Vermelho, o interflúvio com a bacia do Rio Pará localiza-se em uma área na qual afloram quartzitos do Grupo Maquiné. No restante do alto curso, predominam rochas do Grupo Nova Lima. O restante da bacia localiza-se no Maciço Granitoide de Maravilhas-Cachoeira da Prata. Os diques básicos cortam o médio e baixo curso da bacia e têm direção WNW-ESE. Os veios de quartzo/falhas com preenchimento de quartzo também seccionam o médio e baixo curso da bacia, porém têm direção NNW-SSE. As falhas e fraturas se localizam próximas ao interflúvio com o Rio Pará e estão associadas aos grupos Maquiné e Nova Lima. Os depósitos fluviais de fundo de vale ocorrem no canal principal do Rio Vermelho e nos vales de seus principais tributários, estendendo-se de modo contínuo desde o alto curso até a confluência com o Rio Paraopeba. O trecho de corredeiras no médio curso marca a transição de fundos de vale nos quais ocorrem planícies e terraços a montante para fundos de vale nos quais ocorrem apenas planícies a jusante (Figura 37a).

A bacia está localizada em duas unidades do relevo. A área menor, na porção SW da bacia, pertence à SRP. O restante da bacia pertence à DZCP. Os Fundos de Vale localizam-se nas margens dos principais cursos fluviais, na DZCP. O limite entre a serra e a depressão praticamente coincide com o contato litológico entre o Grupo Nova Lima e o Maciço Granitoide (Figura 37b).

No perfil longitudinal do Rio Vermelho (Figura 38) há apenas um trecho de aumento significativo do gradiente do canal, a cerca de 14,5 km de distância da nascente, entre 700 e 720 m de altitude. Nesse trecho, existe uma sequência de corredeiras e cachoeiras cuja localização coincide com os veios de quartzo/falhas com preenchimento de quartzo. Esse *knickpoint* define os limites entre os dois segmentos do canal, os quais se localizam na DZCP e possuem depósitos fluviais de fundo de vale em praticamente toda a sua extensão.

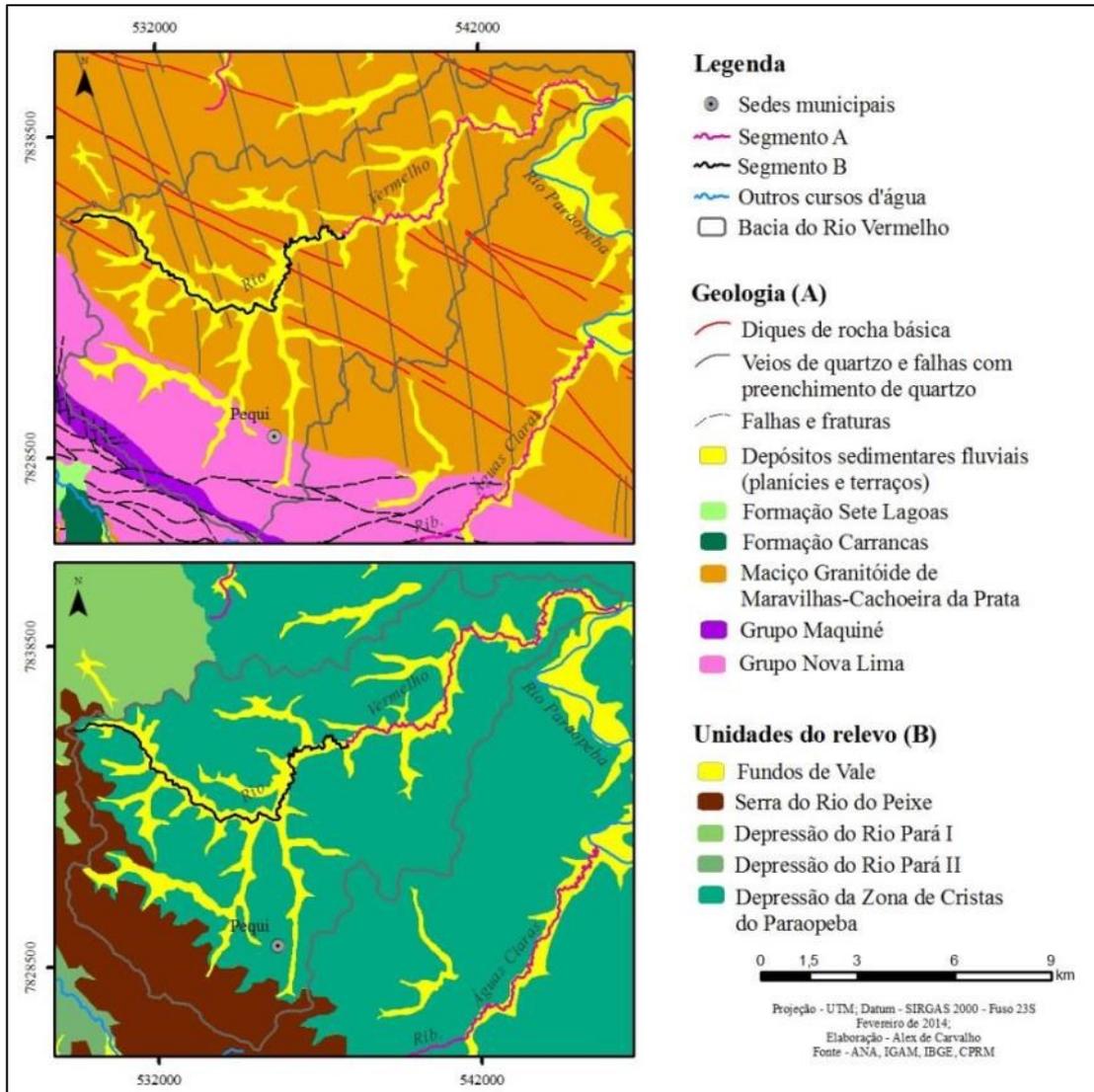


Figura 37: Bacia do Rio Vermelho.

Em A o quadro geológico da área e em B as unidades do relevo que compõem a bacia.

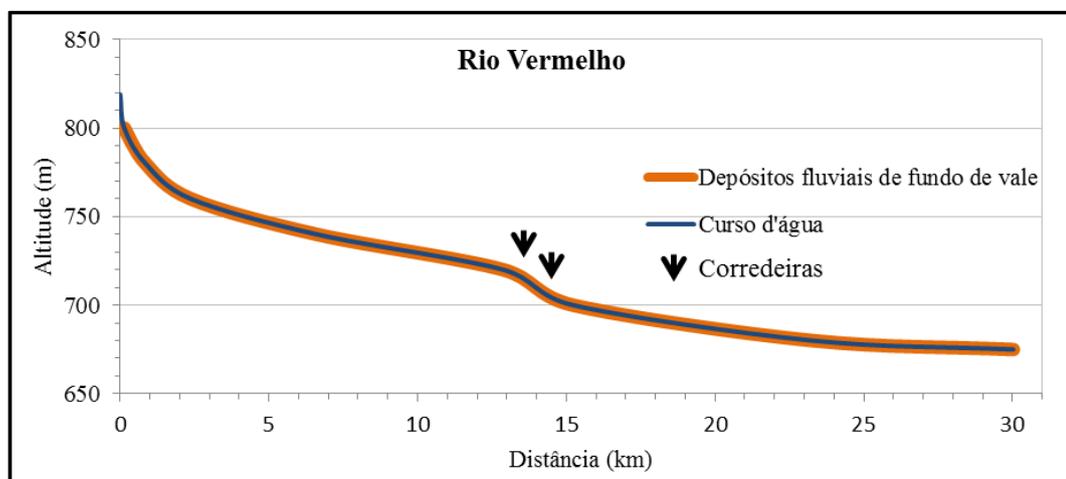


Figura 38: Perfil longitudinal do Rio Vermelho, localização das corredeiras e distribuição dos depósitos fluviais de fundo de vale – N1 e N2.

Segmento B – N1 e N2

No segmento B do Rio Vermelho foram identificados dois níveis deposicionais: N1 e N2. Ambos são níveis pareados e o N1 se encontra embutido no N2. O patamar associado ao N1 possui menor extensão horizontal que o patamar associado ao N2. Em alguns trechos, o N2 aparece em contato direto com o curso d'água, tendo, nesses pontos, sua base encoberta pela lâmina d'água. O mesmo ocorre com o N1, cuja base não é possível visualizar. O leito fluvial do segmento é predominantemente do tipo aluvial, ocorrendo pequenos trechos de calha rochosa associados às corredeiras na parte mais a jusante do segmento.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2

O N2 do Rio Vermelho tem, em média, 5 m de espessura e apresenta, na maior parte dos perfis descritos, duas fácies que estabelecem transição gradual entre si. A fácies basal (i) é areno-argilosa (areia fina), de coloração amarelo claro, presença de estruturas plano-paralelas e 3,0 m de espessura. Ela é recoberta pela fácies superior (ii) argilosa, de tonalidade amarela, com estruturas plano-paralelas e 2,0 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (terraço)

O N1 é o depósito associado à dinâmica sedimentar atual do Rio Vermelho. Ele é composto de apenas uma fácies argilo-siltosa, de cor amarelo claro, aspecto maciço. Sua espessura alcança, em média, 1,0 m.

Na figura 39 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Rio Vermelho.

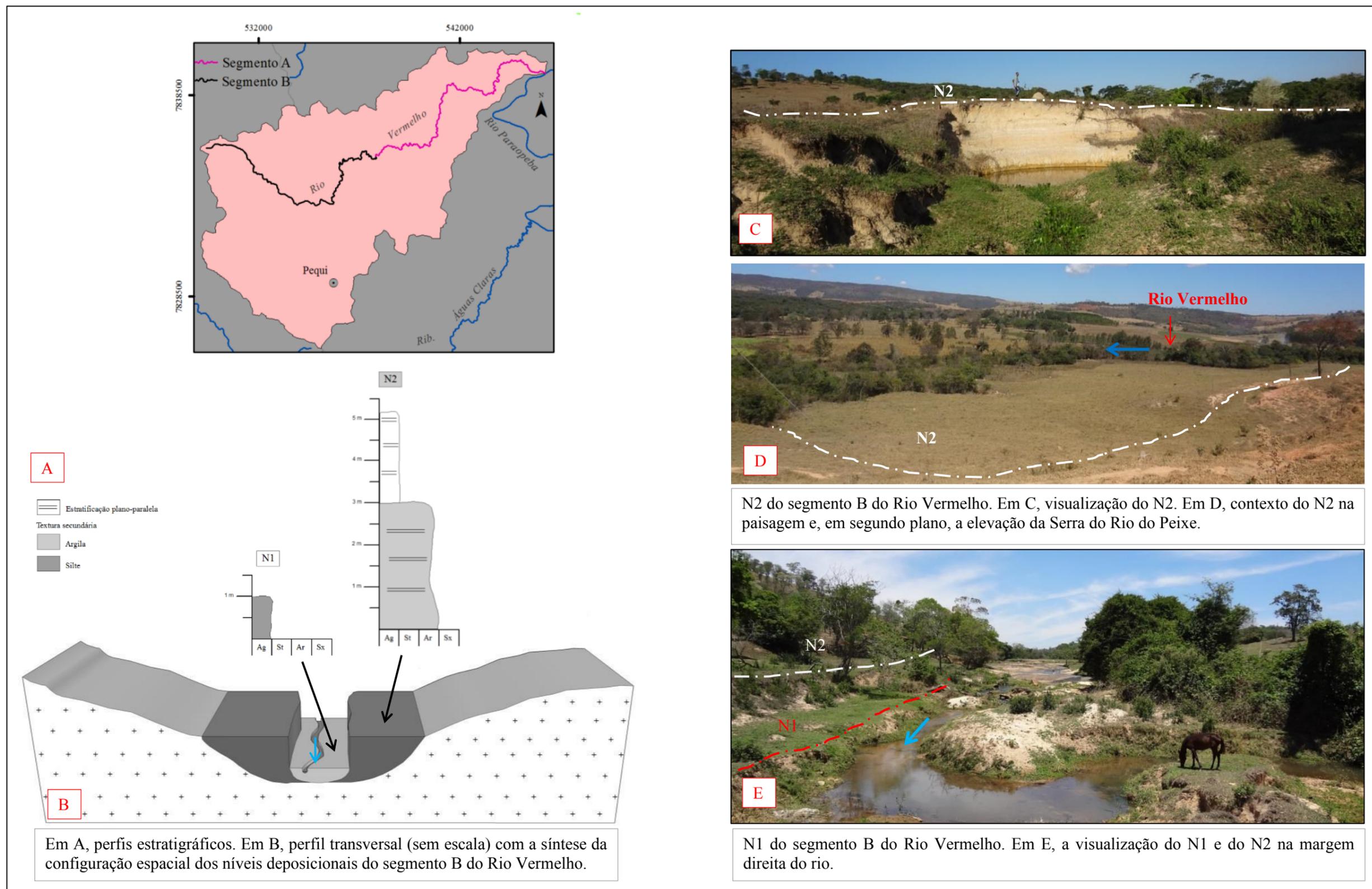


Figura 39: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do segmento B do Rio Vermelho.

Segmento A – N1

Nível Depositional Fluvial 1 – N1

No segmento A do Rio Vermelho, foi identificado apenas o N1. É possível que este nível esteja sofrendo um abandono gradual, com as partes mais afastadas do nível não recebendo mais sedimentos aluviais. A calha fluvial é predominantemente aluvial, composta de material arenoso e a base desse nível é encoberta pela lâmina d'água. Grande parte dos perfis descritos alcançavam 3,0 m de espessura, divididos em duas fácies com transição gradual, quais sejam: (i) fácies basal arenosa (areia fina a média), cor amarelo claro, aspecto maciço e 1,0 m de espessura; (ii) fácies superior areno-argilosa (areia fina), cor amarelo, de aspecto maciço, raízes abundantes e 2,0 m de espessura.

Na figura 40 estão representadas as principais características do N1 do segmento A do Rio Vermelho.

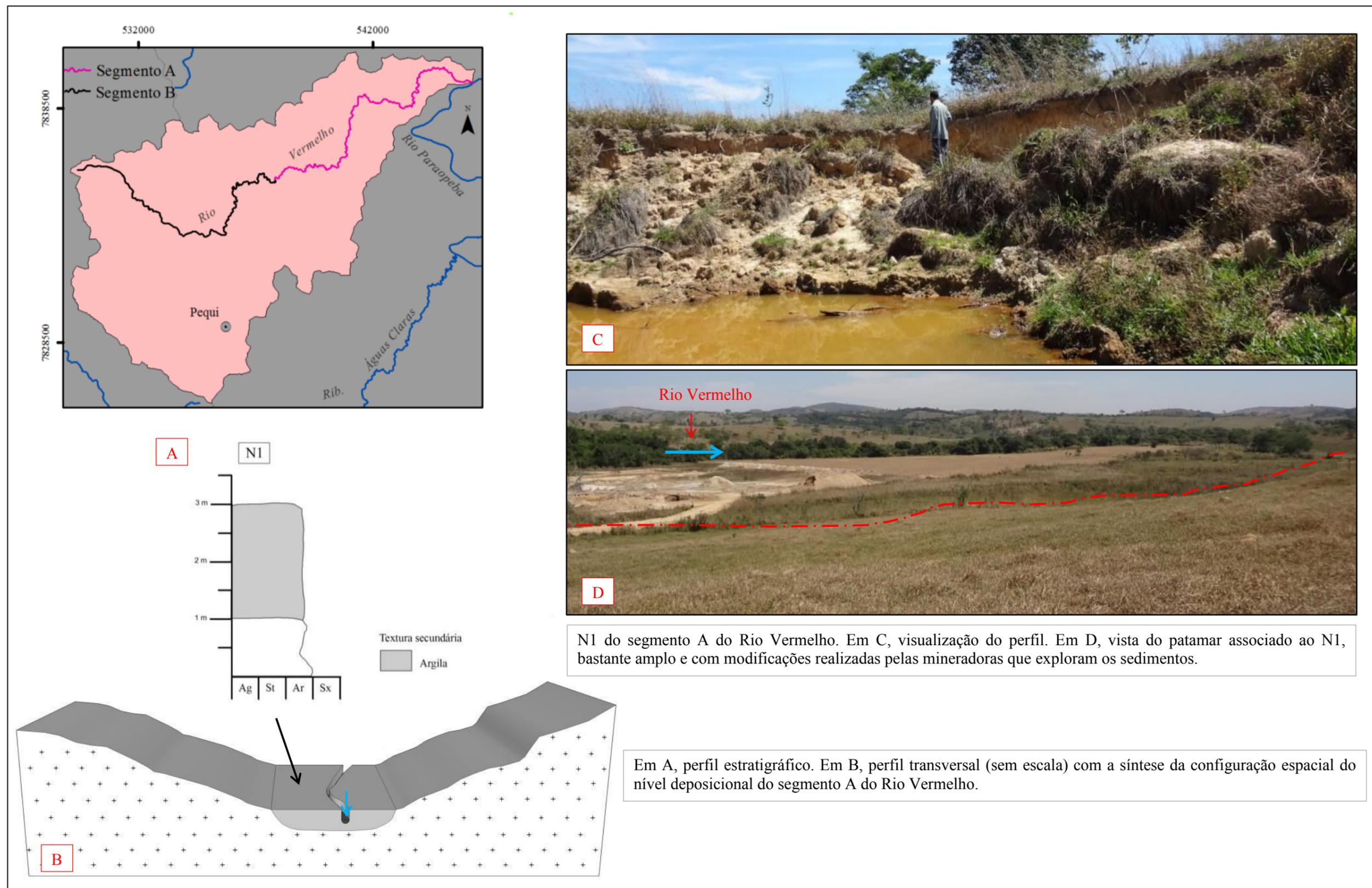


Figura 40: Quadro síntese das principais características do nível deposicional do segmento A do Rio Vermelho.

6.8. Rio Pardo

O Rio Pardo é afluente do Baixo Rio Paraopeba e drena os municípios de Pompéu, Papagaios e Maravilhas. Ele é um curso d'água de 5ª ordem, possui 52,57 km de extensão e sua bacia tem 474,08 km². O canal principal desse rio não foi segmentado.

A maior parte da bacia está localizada no Grupo Bambuí, onde predominam as coberturas eluvionares e as rochas da Formação Serra de Santa Helena. No alto curso, no sul da bacia, ocorrem as rochas do Maciço Granitoide de Maravilhas-Cachoeira da Prata, seccionadas por alguns diques básicos e veios de quartzo. Na área, são identificadas algumas falhas e fraturas de direção NNE-SSW, que parecem condicionar alguns cursos d'água. Os depósitos fluviais de fundo de vale são encontrados ao longo de praticamente todo o canal principal, contudo eles só se tornam horizontalmente expressivos no médio curso (Figura 41a). A porção sul da bacia pertence à DZCP. O restante da área pertence à DRPB. Os Fundos de Vale ocorrem nas duas depressões, mas são mais expressivos na Depressão do Rio Paraopeba (Figura 41b).

O perfil longitudinal do Rio Pardo (Figura 42) não apresenta trechos de aumento significativo do gradiente do canal ou mudanças significativas nas características dos níveis deposicionais, o que determinou a não segmentação do canal. Como se observa no perfil longitudinal, os depósitos acompanham praticamente todo o canal principal, desde o alto curso até a confluência com o Rio Paraopeba.

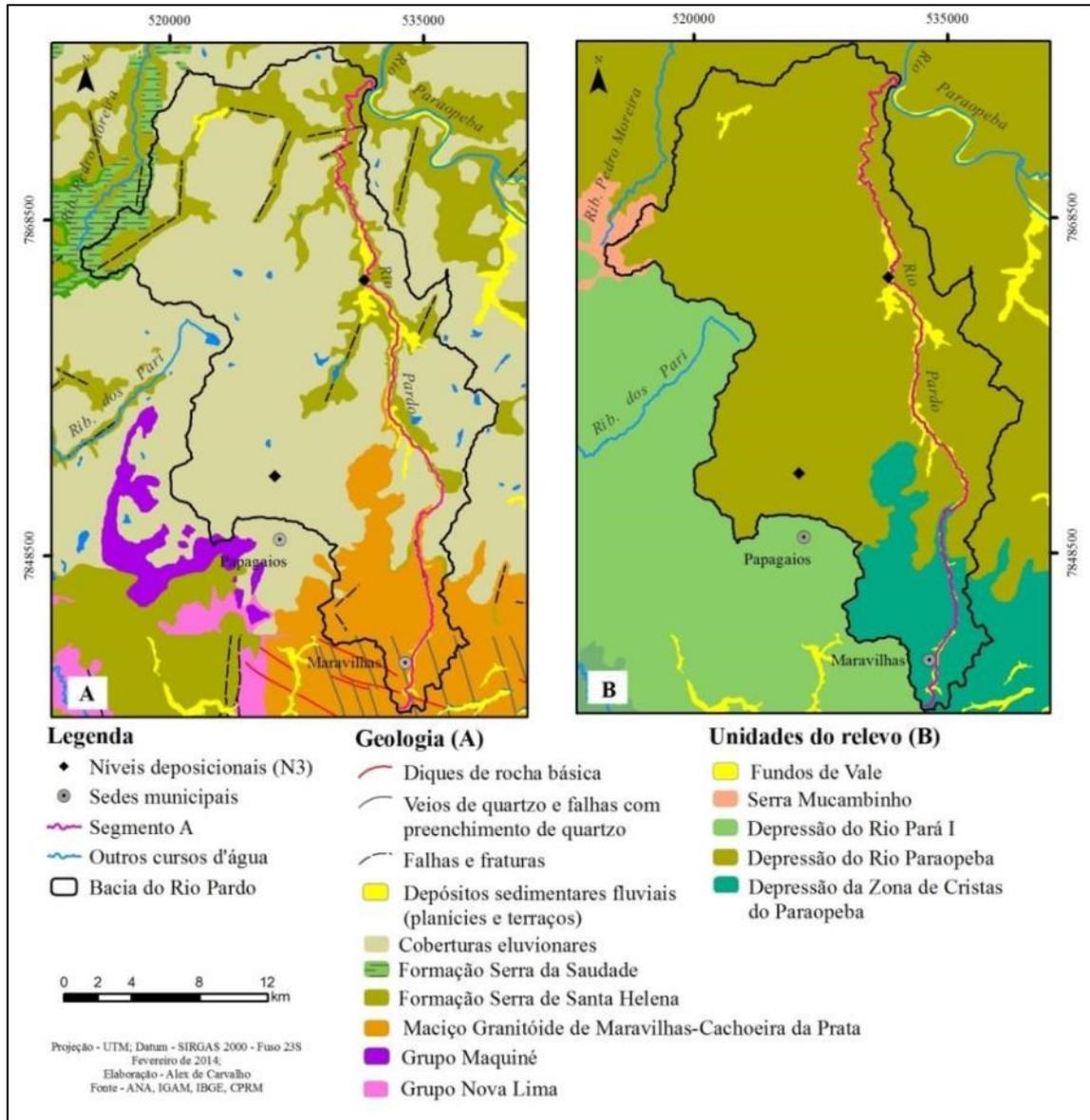


Figura 41: Bacia do Rio Pardo.

Em A, o quadro geológico. Em B, as unidades do relevo que compõem a bacia.

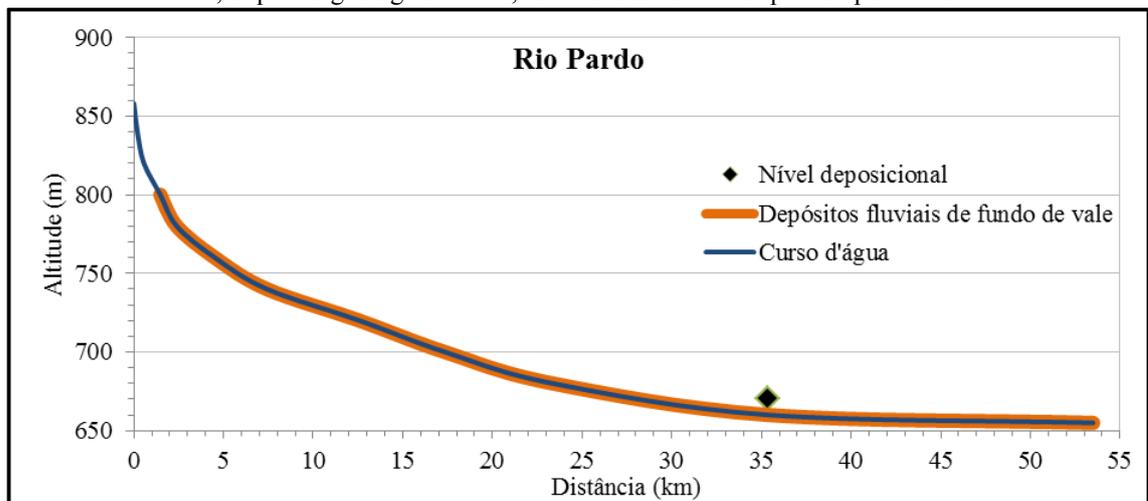


Figura 42: perfil longitudinal do Rio Pardo e distribuição dos níveis fluviais de fundo de vale – N1 e N2.

Rio Pardo (Segmento A) – N1, N2 e N3

No Rio Pardo, foram identificados três níveis deposicionais: N1, N2 e N3. O N1 e o N2 são níveis pareados, bem preservados e o N3 é um nível isolado, identificado nas margens esquerda do Rio Pardo e de um tributário, ambos com sinais de deformação por coluvionamento. A calha fluvial do Rio Pardo é do tipo aluvial, composta de areia. O N1 se encontra embutido no N2 e este, por sua vez, escalonado em relação ao N3.

Nível Depositional Fluvial 3 – N3

O N3 é um nível que já se encontra em contexto de encosta, identificado no baixo curso do Rio Pardo e no alto curso de um tributário da margem esquerda. Ele é composto por duas fácies com transição abrupta: (i) fácies basal de seixos de quartzo, arredondados e subarredondados, que embora os seixos se toquem, os espaços entre eles se encontram preenchidos com material argilo-arenoso, a camada possui 50 cm de espessura; e (ii) fácies superior argilosa, vermelha, aspecto maciço, presença de raízes e 85 cm de espessura.

Nível Depositional Fluvial 2 – N2 (terraço)

O N2 é um nível deposicional cujo patamar associado se torna mais extenso lateralmente na medida em que se aproxima da confluência do Rio Pardo com o Rio Paraopeba. Em alguns trechos, esse nível se encontra em contato direto com o curso d'água, que encobre sua base. Ele é composto de três fácies de finos, cuja transição é gradual, a saber: (i) fácies basal argilosa, de cor cinza escuro, aspecto maciço e 1,5 m de espessura; (ii) fácies argilo-siltosa, de cor cinza claro, com presença de estruturas plano-paralelas e 2,0 m de espessura; e (iii) fácies superior arenosa (areia fina), amarela, estruturas plano-paralelas e 1,0 m de espessura.

Nível Depositional Fluvial 1 – N1 (planície)

O N1 corresponde à dinâmica sedimentar atual do Rio Pardo. Ele é pouco expressivo horizontal e verticalmente no alto e médio curso do rio e torna-se mais amplo apenas no baixo curso, no qual o N2 não foi identificado. É composto de duas fácies que estabelecem transição gradual entre si, com as seguintes características: (i) fácies basal argilo-arenosa (areia fina a média), amarelo claro, com presença de estruturas plano-paralelas e 60 cm de espessura; e (ii) fácies superior arenosa (areia fina a média), cor amarelo claro, estruturas plano-paralelas e 1,5 m de espessura.

Na figura 43 estão representadas as principais características dos níveis deposicionais do Rio Pardo.

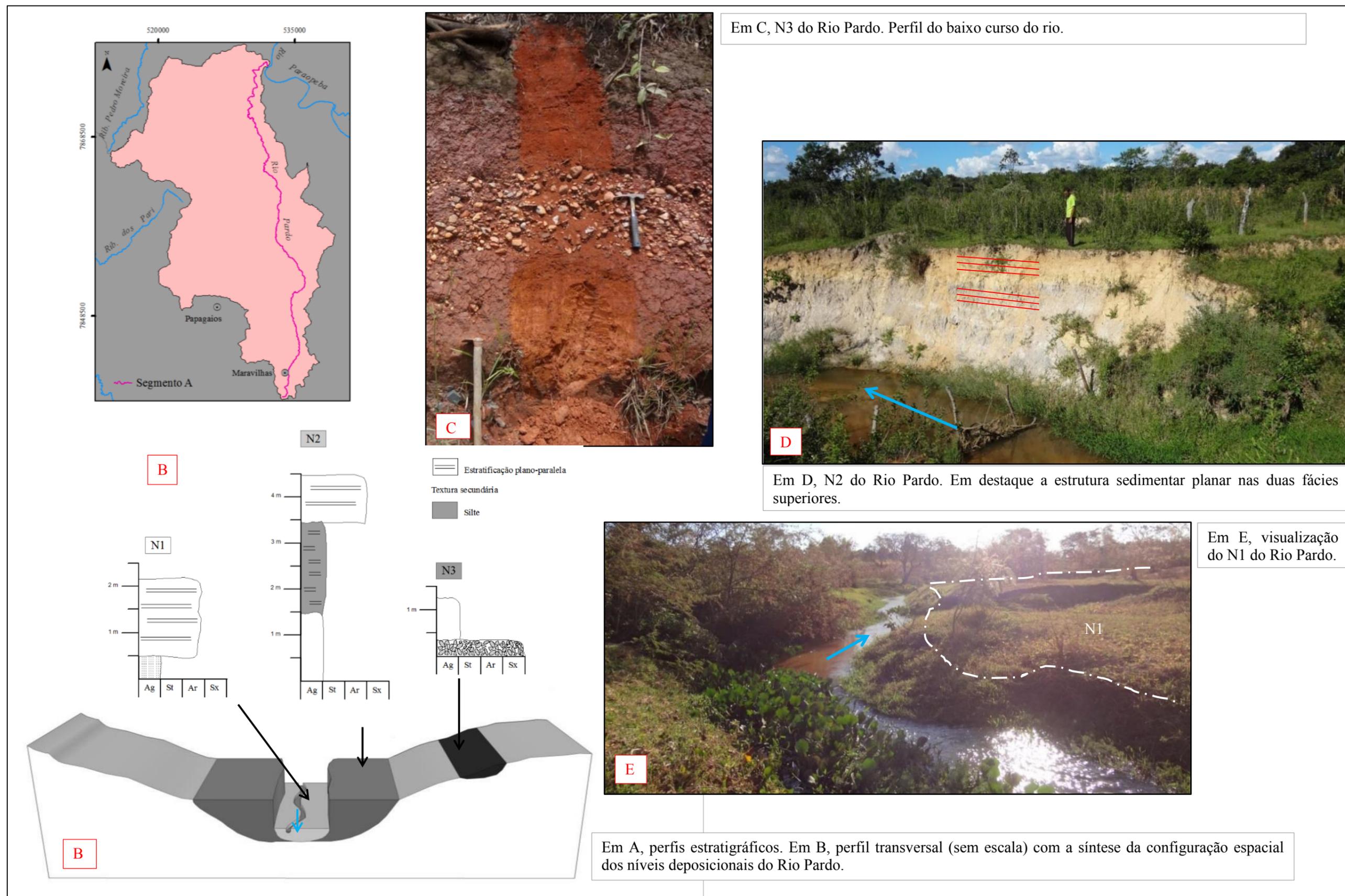


Figura 43: Quadro síntese das principais características dos níveis deposicionais do Rio Pardo.

6.9. Análises granulométricas⁷

A realização das análises granulométricas (para materiais menores que 2 mm) dos níveis deposicionais N1 e N2, permitiu a caracterização de acordo com sua composição granulométrica. Os resultados estão dispostos na Tabela 4. Diversos depósitos são constituídos, predominantemente, por material arenoso (principalmente areia fina): N2 do segmento A do Ribeirão das Abóboras; N1 dos segmentos B e C do Ribeirão das Lajes; N1 e N2 do segmento B e N2 do segmento A do Ribeirão do Ouro; N1 do segmento B do Ribeirão Cova D'Anta; N1 do Ribeirão Águas Claras; e N1 do segmento A do Rio Vermelho. No depósito N1 do segmento B do Ribeirão das Abóboras e nos depósitos N1 e N2 do segmento B do Rio Vermelho as camadas são compostas principalmente de argila. No depósito N1 do segmento A do Ribeirão das Abóboras e nos depósitos N2 dos segmentos B do Ribeirão dos Macacos e do Ribeirão Cova D'Anta as camadas inferiores são constituídas principalmente de areia, já nas camadas superiores predomina material argiloso. Os depósitos do N1 do segmento B do Ribeirão dos Macacos e do N1 e do N2 do Rio Pardo são constituídos principalmente de material argiloso nas camadas inferiores e de material arenoso nas camadas superiores. Nas camadas inferiores dos depósitos N1 e N2 do segmento A do Ribeirão dos Macacos predominam materiais arenosos, enquanto nas camadas superiores predominam material silteoso. No depósito N2 do segmento B do Ribeirão das Abóboras predomina material silteoso. Nos depósitos N2 dos segmentos B e C do Ribeirão das Lajes e nos depósitos N1 dos segmentos C do Ribeirão do Ouro e A do Ribeirão Cova D'Anta os percentuais de argila, silte e areia apresentaram valores muito próximos, inviabilizando a definição de um material como predominante.

Cabe destacar que a areia fina é a fração arenosa mais comum na maior parte dos depósitos analisados. Apenas os depósitos N1 e N2 do segmento B do Ribeirão dos Macacos e o N1 do segmento B do Rio Vermelho apresentaram predomínio de areia grossa ou perfis com grande variação da fração de areia predominante no perfil.

⁷ Na Tabela 4 as fácies estão organizadas de modo que o número 1, na coluna fácies sempre representa a fácies basal e o maior número representa o topo do depósito, as demais camadas, nesse intervalo, se distribuem no depósito de acordo com a numeração. Além disso, os percentuais das frações de areia (areia fina, média e grossa) foram calculados considerando o total de areia por fácies

Tabela 4: Granulometria dos sedimentos finos dos depósitos fluviais de fundo de vale por fácies – N1 e N2.

RIBEIRÃO DAS ABÓBORAS										
Segmento	Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)				
			Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Grossa		
B	N1	1	15,3	10,3	74,2	58,2	27,3	14,4		
		2	2,3	27,6	69,9	82,6	14,1	3,2		
	N2	1	32,5	41,8	25,6	98,3	1,6	0,0		
		2	54,4	28,1	17,3	81,7	17,3	0,9		
		3	15,7	52,3	31,8	97,4	2,0	0,5		
A	N1	1	60,2	25,1	14,6	81,9	14,5	3,4		
		2	4,2	24,5	71,1	84,2	10,9	4,7		
	N2	1	54,4	19,8	25,6	64,0	33,4	2,5		
RIBEIRÃO DOS MACACOS										
Segmento	Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)				
			Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Grossa		
B	N1	1	15,2	30,2	54,5	36,5	15,2	48,1		
		2	75,6	10,8	13,4	56,9	26,0	17,0		
	N2	1	90,5	7,6	1,8	22,8	46,3	30,7		
		2	62,4	23,1	14,4	80,9	16,4	2,6		
		3	84,8	11,9	3,1	82,1	17,2	0,5		
		4	42,4	35,8	21,7	92,4	7,6	0,0		
		5	84,8	11,9	3,1	82,1	17,2	0,5		
		6	42,4	35,8	21,7	92,4	7,6	0,0		
	A	N2	7	84,8	11,9	3,1	82,1	17,2	0,5	
			8	34,2	40,0	25,6	82,6	11,3	6,0	
			N1	1	60,2	8,6	31,1	21,0	12,3	66,6
				2	55,3	16,2	28,4	63,2	33,4	3,3
				3	14,7	51,0	34,1	96,0	2,0	1,9
A	N2	1	87,8	8,6	3,5	21,9	31,6	46,3		
		2	57,4	30,7	11,8	94,5	3,1	2,2		
		3	82,4	14,7	2,8	26,8	43,0	30,0		
		4	88,4	8,8	2,7	19,5	37,8	42,5		
		5	82,7	12,7	4,5	57,9	29,8	12,2		
A	N2	6	43,5	32,8	23,6	74,5	18,8	6,6		
		7	70,2	17,8	11,9	97,2	2,7	0,0		
		8	16,6	47,0	36,3	17,5	11,7	70,7		

Continuação da tabela 4:

RIBEIRÃO DAS LAJES								
Segmento	Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)		
			Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Grossa
C	N1	1	56,7	23,8	19,4	57,3	32,5	10,1
	N2	1	Encoberto pela planície					
		2	34,6	33,3	32,1	71,7	21,9	6,3
B	N1	1	55,5	19,8	24,6	63,0	33,4	3,5
		2	81,2	11,2	7,5	53,6	35,6	10,7
		3	16,3	15,0	68,6	61,0	29,3	9,6
		4	74,5	11,9	13,4	78,9	11,0	9,9
	N2	1	71,2	18,2	10,5	44,2	26,2	29,5
		2	53,4	20,7	25,8	64,0	32,2	3,7
		3	75,6	11,9	12,4	78,9	11,0	9,9
		4	35,2	32,0	32,8	78,2	16,2	5,5
RIBEIRÃO DO OURO								
Segmento	Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)		
			Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Areia
C	N1	1	82,7	11,2	5,9	42,9	34,0	23,0
		1	68,5	18,2	13,1	42,1	30,5	27,3
		2	63,1	9,9	26,9	20,0	12,2	67,8
	N2	3	75,4	13,1	11,3	51,7	32,4	15,7
		4	39,3	32,3	28,3	82,7	12,4	4,7
		5	24,1	26,4	49,4	29,6	16,2	54,1
		6	39,3	24,2	36,4	57,1	27,6	15,1
	Lente	74,4	12,7	12,8	78,9	10,9	10,0	
B	N1	1	35,3	30,2	34,4	79,2	14,3	6,3
		1	61,2	20,2	18,4	66,7	23,5	9,7
	N2	2	79,7	10,2	9,9	28,5	37,2	34,2
		3	51,9	23,8	24,2	73,8	18,0	8,1
		Lente	86,0	7,7	6,1	19,4	17,6	62,8
RIBEIRÃO COVA D'ANTA								
Segmento	Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)		
			Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Areia
B	N1	1	80,3	10,2	9,3	54,6	36,4	8,9
		2	75,7	15,6	8,5	47,5	22,1	30,2
		3	70,3	17,5	12,1	40,0	27,4	32,5
	N2	1	34,1	41,7	24,0	73,0	21,6	5,3
		2	72,7	25,7	1,5	37,4	21,1	41,3
		3	3,2	26,9	69,8	85,4	10,9	3,6
A	N1	1	36,2	35,2	28,4	76,2	21,6	2,1

Continuação da tabela 4

RIBEIRÃO ÁGUAS CLARAS								
Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)			
		Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Areia	
N1	1 (seixos)							
	2	52,5	23,5	23,9	84,9	13,7	1,2	
	3 (seixos)							
	4	38,5	31,6	29,8	91,6	7,5	0,8	
RIO VERMELHO								
Segmento	Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)		
			Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Areia
B	N1	1	16,2	30,2	53,4	39,4	16,2	44,3
	N2	1	36,3	31,5	32,1	78,7	15,9	5,3
		2	1,4	31,0	67,5	83,8	15,4	0,7
A	N1	1	78,2	12,8	8,8	57,8	25,0	17,0
		2	53,1	23,4	23,3	69,5	19,0	11,4
RIO PARDO								
Nível deposicional	Fácies	Finos (%)			Frações de areia (%)			
		Areia	Silte	Argila	Fina	Média	Areia	
N1	1	15,9	35,4	48,6	48,1	29,0	22,8	
	2	72,0	16,8	11,1	44,8	31,8	23,3	
N2	1	16,3	14,5	69,1	60,2	28,2	11,5	
	2	15,1	33,2	51,6	37,8	17,5	44,5	
	3	70,4	19,3	10,2	44,2	27,8	27,9	

6.10. *Análise das fácies e interpretação dos contextos de formação dos depósitos*

Considerando os princípios da estratigrafia genética, as fácies dos níveis e sequências deposicionais foram interpretadas de acordo com suas características, como localização, distribuição e composição granulométrica. A abordagem da estratigrafia genética destaca a natureza da estratigrafia de unidades informais, de modo que a associação de fácies materializa uma sequência deposicional e permite interpretar os sistemas deposicionais.

Os estudos que buscam identificar o paleoambiente deposicional de uma fácies consideram a sequência sedimentar até limites discordantes ou as discontinuidades deposicionais, que englobam um conjunto tridimensional de ambientes de fácies que possuem relação genética entre si (GAMA Jr, 1989).

Nesse sentido, a seguir são apresentadas as fácies identificadas e a interpretação, de acordo com Miall (1985), conforme Quadro 4. Devido às diferenças entre o ambiente para o qual a classificação foi originalmente proposta e a área investigada neste estudo, a classificação sofreu algumas adaptações, tendo como base outros trabalhos realizados no Sudeste do Brasil.

As interpretações contidas nos Quadros 5 a 9 não pretendem esgotar o tema. Ao contrário, elas buscam compreender um pouco melhor os contextos fluviais associados à formação desses depósitos e, portanto, de suas fácies. Assim, as interpretações são complementares para o trabalho e dialogam com outros trabalhos realizados em áreas adjacentes. Destaca-se ainda que os modelos de interpretação de fácies têm valor limitado, já que em um mesmo ambiente deposicional diferentes associações faciológicas podem ser geradas.

Quadro 4: Classificação de fácies proposta por Miall (1985)

Código de Fácies	Fácies sedimentares	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gms	Maciço, com cascalho suportado por matriz	agradacional	Depósitos de fluxo de detritos
Gm	Cascalho maciço ou pobremente acamadado	Acamamento horizontal, imbricação	Barras longitudinais, depósitos residuais, depósitos do tipo peneira (sieve)
Gt	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais
Gp	Cascalho estratificado	Estratificação cruzada planar	Barras longitudinais, crescimento deltaico de antigas barras remanescentes
St	Areia, média a muito grossa, podendo conter seixos	Estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas	Dunas (regime de fluxo inferior)
Sp	Areia, média a muito grossa, podendo conter seixos	Estratificações cruzadas planares isoladas ou agrupadas	Barras linguoides transversais e ondas de areia (regime de fluxo inferior)
Sr	Areia, muito fina a grossa	Marcas onduladas	Ondulações (regime de fluxo inferior)
Sh	Areia, muito fina a grossa, podendo conter seixos	Laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	Fluxo acamado planar (regime de fluxo superior)
Sl	Areia, muito fina a grossa, podendo conter seixos	Estratificação cruzada de baixo ângulo (< 10°)	Preenchimento de sulcos, erosão de topo de dunas, antidunas
Se	Sulcos erosionais com intraclastos	Estratificação cruzada incipiente	Preenchimento de sulco
Ss	Areia fina a muito grossa, podendo conter seixos	Sulcos largos e rasos	Preenchimento de sulcos
Fl	Areia, silte, lama	Laminação fina, ondulações de amplitude muito pequena	Depósitos de transbordamentos ou de decantação de enchentes
Fsc	Silte, lama	Laminada a maciça	Depósitos de áreas pantanosas
Fcf	Lama	Maciça, com moluscos de água doce	Depósitos de pântanos alagadiços
Fm	Lama, silte	Maciça, com gretas de dissecação	Depósitos de transbordamento
C	Carvão, lama carbonática	Vegetais, película de lama	Depósitos de pântano
P	Carbonatos	Feições pedogenéticas	Solos

Fonte: Menezes, 2004.

No Quadro 5 são apresentadas as interpretações das fácies sedimentares dos N3. Como se trata de níveis deposicionais alterados pelos processos de encosta e pouco preservados, é comum que as interpretações contenham erros. Apesar disso, a observação do quadro revela que o predomínio de fácies do tipo Gms, interpretadas como associadas a fluxos de detritos.

Quadro 5: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares - N3

Curso d'água - segmento	Espessura máxima (m)	Fácies sedimentares	Código de Fácies	Interpretação
Ribeirão das Abóboras - A	0,2	cascalho, matriz arenosa	Gms	fluxo de detritos
Ribeirão dos Macacos - A	1	cascalho suportado, arredondado a subanguloso	Gm	depósito de canal (leito)
Ribeirão das Lajes - C	1,2	cascalho suportado, subarredondados a angulosos	Gm	depósito de canal (leito)
Ribeirão das Lajes - B	1	cascalho arredondado a subarredondado, matriz arenosa	Gms	fluxo de detritos
		areno-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão Cova D'Anta - B	0,8	cascalho, matriz arenosa	Gms	fluxo de detritos
		areno-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão Águas Claras	1,4	cascalho subarredondado, matriz areno-argilosa	Gms	fluxo de detritos
		areno-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Rio Pardo	1,35	cascalho arredondado a subarredondado, matriz argilo-arenosa	Gms	fluxo de detritos
		argilosa, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia

No Quadro 6 estão apresentadas as interpretações das fácies sedimentares dos N2 dos segmentos B. Observa-se que, nestes depósitos há o predomínio de fácies do tipo Sh e Fl, associadas a ambientes de depósito de leito plano e de planície/meandro abandonado, respectivamente.

Quadro 6: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares - N2 - segmentos B

Curso d'água	Espessura máxima (m)	Fácies sedimentares	Código de Fácies	Interpretação
Ribeirão das Abóboras	6	silto-arenoso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
		areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
		silto-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão dos Macacos	8	areia média a grossa, estratificação cruzada	Sp/St	depósito de leito, barras linguoides e transversais
		areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
Ribeirão das Lajes	4	areia fina a grossa, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areno-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
		areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areno-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão do Ouro	5	areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
		lente - cascalho, matriz areia grossa	Gm	barras longitudinais
		areia média a grossa, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
Ribeirão Cova D'Anta	3,3	silto-arenoso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
		areia grossa a fina, grânulos de quartzo, maciço	Sh	depósito de leito plano
		argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Rio Vermelho	5	areno-argiloso, plano-paralelas	Fl	planície/meandro abandonado
		argiloso, plano-paralelas	Fl	planície/meandro abandonado
Rio Pardo	4,5	argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
		argilo-siltoso, plano-paralelas	Fl	planície/meandro abandonado
		areia fina, plano-paralelas	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia

No Quadro 7 é possível observar que os N2 do segmento A do Ribeirão das Abóboras mantêm-se com depósito formado principalmente por fácies do tipo Fl. Já no Ribeirão dos Macacos o N2 do segmento B (situado em cota altimétrica mais elevada), conforme Quadro 6,

se difere bastante do N2 do segmento A. Enquanto o primeiro é marcado por fácies do tipo Sh, o segundo possui maior diversidade de tipos de fácies, englobando Fl, Sp/St e Sh. Assim, considerando as características das depósitos, pode-se afirmar que enquanto o Ribeirão das Abóboras passou a apresentar menor variedade de tipos de fácies, mantendo o tipo predominante do N2 do segmento B, o Ribeirão dos Macacos passou a apresentar N2 nos segmentos A com maior variedade de tipos de fácies, embora mantendo o predomínio de fácies do tipo Sh.

Quadro 7: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares - N2 - segmentos A

Curso d'água	Espessura máxima (m)	Fácies sedimentares	Código de Fácies	Interpretação
Ribeirão das Abóboras	5	argilo-arenoso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão dos Macacos	11	areia grossa a média, estratificação cruzada	Sp/St	depósito de leito, barras linguoides e transversais
		areno-siltoso, plano-paralelas (lâminas de matéria orgânica)	Fl	planície/meandro abandonado
		areia média a grossa, estratificação cruzada	Sp/St	depósito de leito, barras linguoides e transversais
		areia grossa a média, estratificação cruzada	Sp/St	depósito de leito, barras linguoides e transversais
		areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areia fina, plano-paralela	Sl	depósito de canal (leito)
		silto-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia

No Quadro 8 estão apresentadas as interpretações das fácies dos N1 dos segmentos A. Observa-se que o N1 do Ribeirão das Abóboras mantém as características do N2 do segmento B (em cota altimétrica mais elevada), com dois tipos de fácies Sh e Fl. Nesse sentido, é possível que a fácies Sh e Fl sejam compostas de sedimentos remobilizados do N2 do segmento B. No Ribeirão dos Macacos, o N1 do segmento A apresenta características similares àquelas do N2 do mesmo segmento. Nos demais cursos d'água, observa-se que os N1 são constituídos principalmente de fácies do tipo Fl, associado principalmente à planície de inundação da dinâmica deposicional atual.

Quadro 8: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das fácies sedimentares – N1 - segmentos A

Curso d'água	Espessura máxima (m)	Fácies sedimentares	Código de Fácies	Interpretação
Ribeirão das Abóboras	0,7	areno-argiloso, maciço	Sh	depósito de leito plano
		argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão dos Macacos	1	areno-argiloso, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado
		areno-argiloso, estratificação cruzada	Sp/St	depósito de leito, barras linguoides e transversais
		silto-argiloso, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado
Ribeirão Cova D'Anta	2	areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
Ribeirão Águas Claras	2,1	cascalho subarredondado a subanguloso, matriz argilosa	Gms	fluxo de detritos
		areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
		cascalho arredondado a subarredondado, suportados	Gm	depósito de canal (leito)
		areno-siltoso, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado
Rio Vermelho	3	areia fina a média, maciço	Sh	depósito de leito plano
		areno-argilosa, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Rio Pardo	2,1	argilo-arenoso, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado
		areia fina a média, plano-paralela	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia

Nos depósitos N1 dos segmentos B dos ribeirões das Abóboras, dos Macacos, das Lajes, do Ouro, Cova D'Anta e do Rio Vermelho observa-se o predomínio de fácies do tipo Fl, associadas à planície de inundação, da dinâmica deposicional atual. Assim, nota-se que nos segmentos B, enquanto os N2 são marcados principalmente pela presença de fácies Sh (Quadro 6), os N1 desses segmentos são compostos de fácies associadas a uma dinâmica deposicional marcada pela formação de planícies com fácies do tipo Fl (Quadro 9). No segmento C do Ribeirão das Lajes, o N2 é composto de fácies do tipo Sh, assim como se observa nos N2 de outros segmentos e o N1 é composto de fácies do tipo Fl, também similar ao que ocorre em outros segmentos. Já no segmento C do Ribeirão do Ouro, o N2 é formado por uma grande variedade de fácies, similar ao que ocorre no N2 do segmento A do Ribeirão dos Macacos (Quadro 7), cuja base do depósito possui fácies do tipo Sh e o topo do tipo Fl. Já o N1 do segmento C do Ribeirão do Ouro é semelhante aos outros N1, composto de fácies Fl, associado à dinâmica deposicional atual do curso d'água.

Quadro 9: Caracterização dos níveis deposicionais e interpretação das litofácies – N1 e N2 dos segmentos C e N1 dos segmentos B

Curso d'água Segmento	Nível	Espessura máx. (m)	Fácies sedimentares	Código de fácies	Interpretação
Ribeirão das Abóboras – B	N1	1,5	argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
			argilo-siltoso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão dos Macacos – B	N1	2,5	argilo-siltoso, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado
			areia fina a média, plano-paralela	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão das Lajes - C	N2	4	areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
	N1	2	areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
Ribeirão das Lajes - B	N1	1,65	areno-argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
			areia fina a média, maciço	Sh	depósito de leito plano
			argiloso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
			areia fina, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Ribeirão do Ouro - C	N2	5,1	areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
			cascalho, matriz areia grossa	Gms	fluxo de detritos
			areia fina, maciço	Sh	depósito de leito plano
			areno-siltoso, maciço	Sh	depósito de leito plano
			lente - cascalho, matriz areia fina	Gm	barras longitudinais
			argilo-siltoso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
	areno-argiloso, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado		
N1	2	areia fina a média, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado	
Ribeirão do Ouro - B	N1	2	areno-argiloso, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado
Ribeirão Cova D'Anta - B	N1	2,7	areia fina a média, lâminas de matéria orgânica, plano-paralela	Fl	planície/meandro abandonado
			areia fina a grossa, plano-paralela	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
			areia fina a grossa, plano-paralela	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia
Rio Vermelho	N1	1	argilo-siltoso, maciço	Fl	transbordamento de canal - fase final de cheia

6.11. *Datação por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE*

A seleção dos depósitos para a coleta de sedimentos para a datação por LOE teve como objetivo identificar os intervalos temporais de formação dos depósitos N2 nos segmentos A, B e C dos afluentes do Rio Paraopeba. Pretendia-se, desse modo, estabelecer relações temporais e espaciais entre os níveis deposicionais identificados. Foram selecionados três bacias e cinco depósitos para realizar a coleta de sedimentos e datação: N2 dos segmentos A e B do Ribeirão dos Macacos, N2 dos segmentos B e C do Ribeirão do Ouro e N2 do segmento B do Rio Vermelho.

Na Tabela 5 estão organizados os resultados das datações por LOE realizadas em amostras de sedimentos da base e do topo dos depósitos selecionados. Entre os resultados, destaca-se a idade do depósito do segmento B do Ribeirão dos Macacos (amostras 1 e 2), cuja base teria 800 anos e o topo 530 anos. Contudo, esse seria um depósito bastante recente para corresponder a um fundo de vale tão amplo, que chega a 1.000 m de extensão, e a um pacote de sedimentos de quase 8 m de espessura. O resultado das datações por LOE será discutidas com maior detalhamento no item 8.3.

Tabela 5: Concentrações de Th (Tório), U (Urânio) e K (Potássio), dose anual, dose acumulada e idade dos níveis deposicionais analisados. As amostras 1, 3, 5, 7 e 9 correspondem às bases dos depósitos e as amostras 2, 4, 6, 8 e 10 se referem aos topos.

Curso d'água/ segmento	Amostra	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Dose anual ($\mu\text{Gy}/\text{ano}$)	Dose Acumulada (Gy)	Idade (anos)
Macacos/ segmento B	1	$7,15 \pm 0,25$	$1,80 \pm 0,22$	$2,29 \pm 0,33$	3.530 ± 420	2,8	800 ± 130
	2	$23,14 \pm 0,83$	$5,13 \pm 0,21$	$3,97 \pm 0,57$	7.270 ± 700	3,9	530 ± 80
Macacos/ segmento A	3	$11,17 \pm 0,40$	$3,08 \pm 0,12$	$3,22 \pm 0,46$	5.150 ± 540	14,1	2.750 ± 420
	4	$23,29 \pm 0,83$	$5,79 \pm 0,60$	$3,80 \pm 0,55$	7.300 ± 780	9,1	1.250 ± 190
Ouro/ segmento C	5	$7,96 \pm 0,28$	$2,70 \pm 0,53$	$2,53 \pm 0,36$	4.030 ± 530	25,2	6.250 ± 1.100
	6	$4,13 \pm 0,14$	$1,30 \pm 0,04$	$1,23 \pm 0,18$	2.100 ± 200	6	2.850 ± 420
Ouro/ segmento B	7	$5,82 \pm 0,21$	$1,64 \pm 0,07$	$2,07 \pm 0,30$	3.170 ± 340	55,7	17.600 ± 2.780
	8	$4,38 \pm 0,15$	$1,59 \pm 0,02$	$2,20 \pm 0,31$	3.190 ± 340	50,4	15.800 ± 2500
Vermelho/ segmento B	9	$32,59 \pm 1,17$	$8,83 \pm 0,04$	$2,07 \pm 0,30$	6.500 ± 400	35	5.400 ± 610
	10	$20,04 \pm 0,72$	$5,91 \pm 0,23$	$2,70 \pm 0,39$	5.860 ± 515	13,1	2.250 ± 300

7. ANÁLISES MORFOMÉTRICAS

Os resultados de parte das análises morfométricas (Rr, Is, Dd e FABD) realizados por bacia hidrográfica/canal principal dos afluentes do Rio Paraopeba estão apresentados na Tabela 6⁸. A Rr e o Is estão mais diretamente relacionados à energia disponível para os processos geomorfológicos nas vertentes e nos canais fluviais. De acordo com a Rr e o Is, as bacias dos afluentes do Rio Paraopeba podem ser separadas em dois grupos. Um grupo reúne as bacias dos afluentes da margem direita, os ribeirões das Abóboras e dos Macacos. Essas bacias apresentam baixos valores de Rr e elevados valores de Is, indicando menor energia disponível para os processos geomorfológicos e rios mais sinuosos. O outro grupo, por sua vez, reúne as bacias dos demais afluentes da margem esquerda (ribeirões das Lajes, do Ouro, Cova D'Anta e Águas Claras e rios Vermelho e Pardo). As bacias desse grupo apresentaram os maiores valores de Rr e os menores valores de Is, com exceção do Rio Pardo que possui baixo Rr e o Rio Vermelho que possui elevado Is. Os resultados desses parâmetros para o segundo grupo indicam maior energia e cursos d'água mais retilíneos.

Os valores de Rr mais elevados, dos afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba, devem ser condicionados pelas altitudes da Serra do Rio do Peixe. Nesse caso, deve-se considerar que a maior parte da área localizada na margem esquerda do Rio Paraopeba é bastante rebaixada e suavizada em relação à serra. Nesse sentido, é possível que a estreita faixa de altimetria mais elevada da serra tenha condicionado o cálculo da Rr e superestimado a capacidade energética naquela margem. Quanto ao Is, todos os cursos d'água apresentaram valores entre 1 e 2, sendo, portanto, considerados canais transicionais entre retilíneos e sinuosos. Ademais, é fundamental considerar que, nas duas margens, o índice pode ter sido superestimado, indicando sinuosidade maior do que a que realmente existe. Isso se deve, sobretudo, ao quadro litológico e estrutural da área, que obrigam os cursos d'água a apresentarem bruscas mudanças de direção.

⁸ Os gráficos apresentados na figura 44 apresentam os perfis longitudinais por bacia hidrográfica, sendo que os perfis a direita integram o perfil longitudinal ao RDEs/RDEt e os perfis da esquerda integram o perfil longitudinal ao Is.

Tabela 6: Parâmetros morfométricos calculados para os cursos d'água e bacias estudados.

Curso d'água	Rr	Is	Dd	FABD
Ribeirão das Abóboras	9,77	1,82	2,93	58,6
Ribeirão dos Macacos	4,53	1,77	2,64	36,0
Ribeirão das Lajes	16,44	1,37	2,26	56,2
Ribeirão do Ouro	16,82	1,44	2,63	64,7
Ribeirão Cova D'Anta	11,83	1,57	1,74	23,9
Ribeirão Águas Claras	21,54	1,40	1,56	43,8
Rio Vermelho	17,65	1,72	1,72	66,8
Rio Pardo	4,75	1,42	0,91	17,8
Paraopeba (CGGM)	-	-	-	62,8
Paraopeba (Bambuí)	-	-	-	51,4

As bacias dos afluentes da margem direita do Rio Paraopeba apresentam Dd com valores próximos, entre 2,64 e 2,93 km/km². Os afluentes da margem esquerda apresentaram valores que variam entre 0,91 km/km², no Rio Pardo, a 2,63 km/km² no Ribeirão das Lajes. Os dois maiores valores correspondem a bacias hidrográficas que coincidem com a área em que se localizam as rochas do Complexo Belo Horizonte. As bacias com valores intermediários correspondem a áreas de rochas dos granitoides e do Grupo Nova Lima. Já o menor valor corresponde à bacia localizada no Grupo Bambuí. Nesse sentido, é possível que a litologia seja um fator condicionante para os valores de Dd encontrados. Na Figura 12, é possível identificar as subbacias de tributários do alto curso do Ribeirão das Abóboras e dos Macacos que possuem valores ainda mais elevados que o obtido para as bacias desses afluentes.

O FABD calculado para as bacias dos afluentes indica pequenas disparidades areais entre as margens direita e esquerda nessas bacias hidrográficas. Os valores superiores a 50 indicam deslocamento do canal para a esquerda e valores inferiores a 50 indicam deslocamento para a direita. Desse modo, os valores do FABD indicam deslocamento dos canais dos ribeirões dos Macacos, das Lajes e do Rio Pardo para a margem direita. Já para os ribeirões das Abóboras e do Ouro e o Rio Vermelho os valores indicam deslocamento do canal para a margem esquerda. Entretanto, é preciso cautela ao interpretar esses valores, pois eles não indicam, necessariamente, que houve basculamento de blocos em determinada bacia hidrográfica. A dificuldade dessa análise está associada à necessidade de identificar os fatores que provocaram o deslocamento do canal principal. As bacias hidrográficas analisadas estão localizadas em uma área composta de diversas litologias, incluindo diques básicos e veios de quartzo/cataclasitos de extensão e espessura significativos, na qual estão mapeadas diversas falhas e fraturas. Esses elementos do quadro geológico influenciam bastante o arranjo da rede

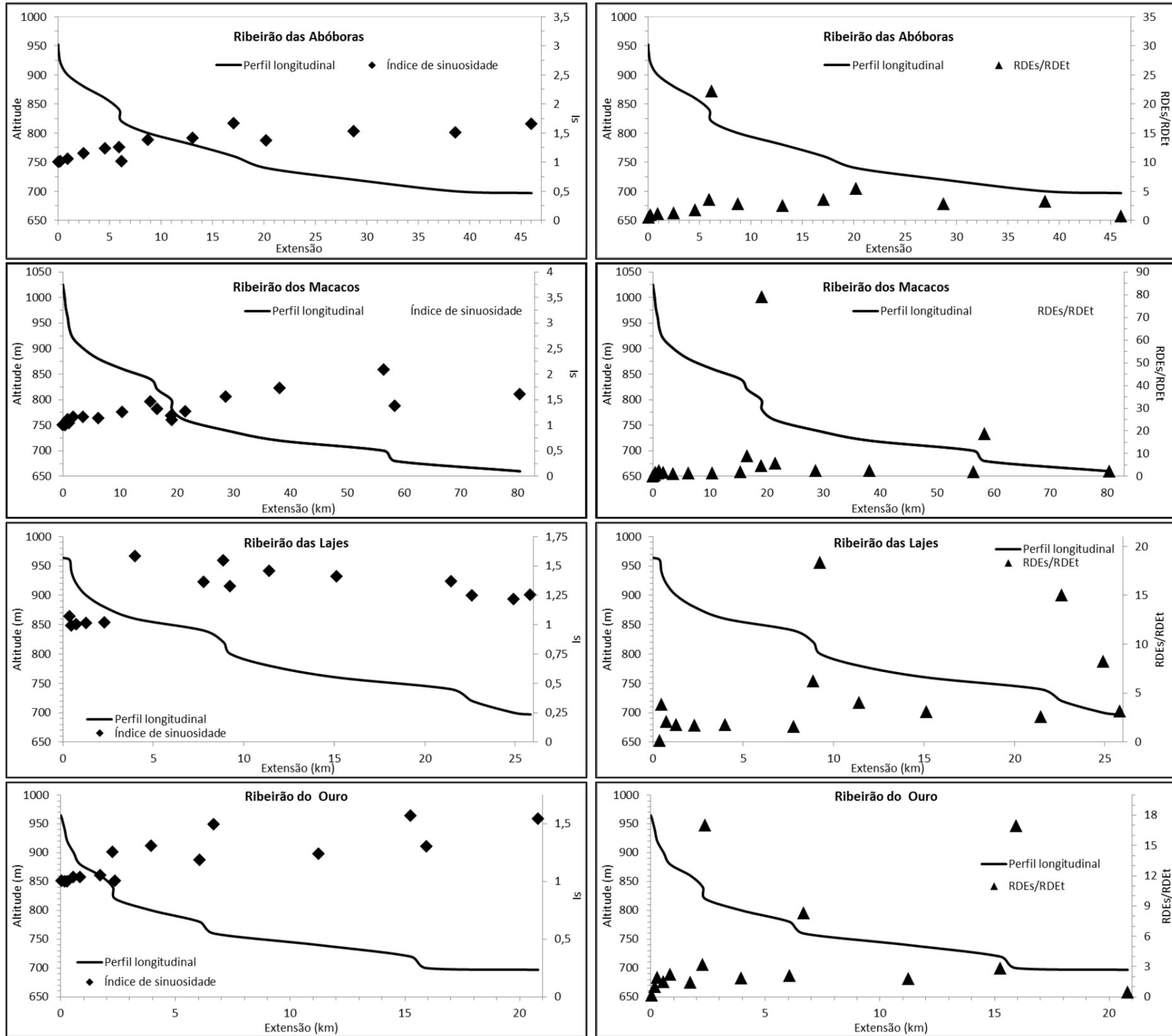
de drenagem e, por isso, podem ser os responsáveis pelos deslocamentos observados nas bacias hidrográficas. É preciso destacar o comportamento anômalo do Rio Paraopeba em seu médio-baixo curso. No trecho em que o rio atravessa os granitoides e os gnaisses e migmatitos do Complexo Belo Horizonte seu canal se encontra deslocado para a margem esquerda. Ao chegar às rochas do Grupo Bambuí, seu canal volta a ocupar o centro da bacia, nesse trecho.

Nas figuras apresentadas a seguir (Figuras 89 a 96), estão representados os perfis longitudinais, os valores de I_s por trecho e os valores de RDEs/RDEt. O cálculo do I_s por trecho permite localizar segmentos com maior (mais retilíneos) ou menor energia (mais sinuosos) e propor interpretações para sua variação ao longo do canal. Assim como ocorreu com os canais considerados em sua totalidade, os valores de I_s por trecho se mantiveram entre 1 e 2, indicando que os trechos são transicionais entre canais retilíneos e sinuosos. De modo geral, os trechos do alto curso possuem menores valores de I_s , que aumentam em direção ao baixo curso. Ao longo do canal, nos trechos de maior declividade, observa-se a diminuição significativa do I_s . Esses trechos de maior declividade coincidem com os segmentos de corredeiras/cachoeiras, associadas aos diques básicos, veios de quartzo/cataclasitos e, em alguns casos, às falhas, às fraturas e aos contatos litológicos. No baixo curso, os valores de I_s mais elevados coincidem com áreas de relevo mais suavizado.

Os valores de RDEs/RDEt indicam se o trecho possui anomalias e se estas são de primeira ou segunda ordem. De modo geral, os altos cursos dos canais fluviais estudados não possuem anomalias. Estas se concentram no médio e baixo curso dos cursos d'água. A maior parte das anomalias é de segunda ordem e, quase sempre, possuem valores muito baixos, próximo do intervalo que define os trechos não-anômalos. Já as anomalias de primeira ordem ocorrem em menor número. Os rios Pardo e Vermelho e o Ribeirão Águas Claras não possuem trechos com anomalias de primeira ordem, porém, o Rio Vermelho possui um trecho com anomalia de segunda ordem, com valor próximo ao limite inferior das anomalias de primeira ordem, que coincide com o *knickpoint* em seu médio curso. O Ribeirão das Abóboras possui apenas um trecho com anomalia de primeira ordem, o qual está associado ao *knickpoint* localizado em seu alto curso. Os ribeirões dos Macacos, das Lajes, do Ouro e Cova D'Anta possuem dois trechos com anomalias de primeira ordem, cada um. Todas as anomalias de primeira ordem, além de algumas de segunda ordem, estão associadas aos *knickpoints* existentes nas bacias hidrográficas. A identificação desses trechos com anomalias auxiliou a definição da

segmentação dos canais. As relações entre os *knickpoints*, a litologia e a estrutura já foram abordadas na descrição dos níveis deposicionais (Capítulo 8).

A seguir (Figura 44), são apresentados os gráficos com o comportamento do Índice de sinuosidade e do RDEs/RDEt, ambos por trecho, ao longo dos perfis longitudinais dos cursos d'água.



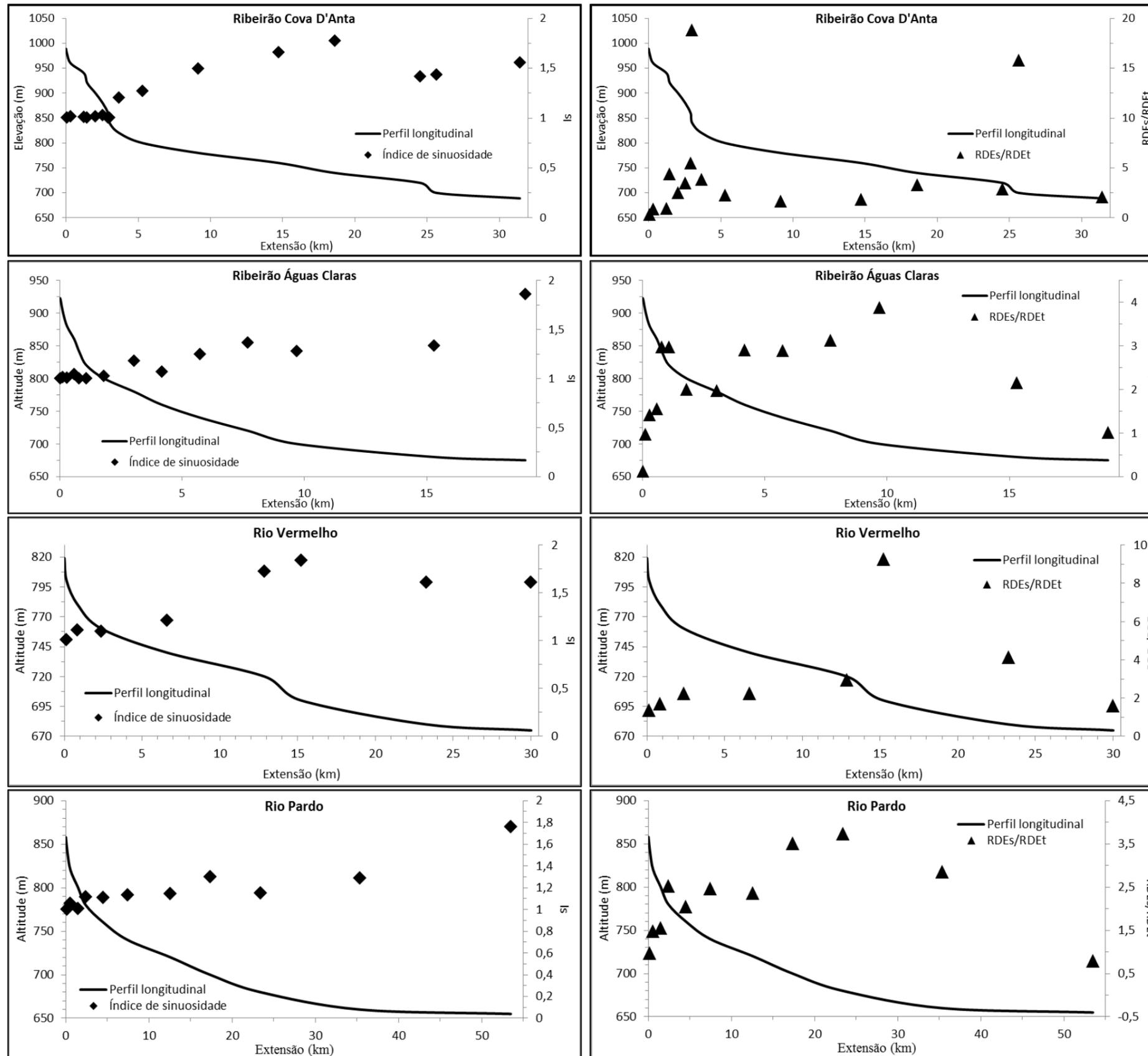


Figura 44: Parâmetros morfométricos RDEs/RDEt, Is trecho e perfil longitudinal, por bacia hidrográfica.

8. GÊNESE E EVOLUÇÃO DOS DEPÓSITOS FLUVIAIS DE FUNDO DE VALE

8.1. Os depósitos fluviais de fundo de vale

Durante a realização dos trabalhos de campo foram identificados até três níveis deposicionais fluviais (N1, N2 e N3) em cada bacia hidrográfica analisada. Os níveis N1 correspondem às planícies de inundação, os níveis N2 aos terraços e os níveis N3 aos níveis deposicionais cujas formas foram alteradas pelos processos de encosta. Em algumas bacias, como a do Ribeirão do Ouro e do Rio Vermelho, afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba, os N3 não foram identificados. A existência e localização desses níveis foram consideradas evidências importantes da dinâmica fluvial e ajudam a compreender a gênese dos depósitos fluviais de fundo de vale.

Como foi apresentado e discutido no Capítulo 6, os afluentes das margens direita e esquerda do Rio Paraopeba se diferenciam quanto à organização e número de níveis deposicionais. Assim, na margem direita, os segmentos A e B dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos possuem N1 e N2 (Figuras 16, 17, 20 e 21). Nos dois ribeirões, em seus segmentos A e B os N1 estão integralmente embutidos nos N2 (Quadro 3). Desse modo, não é possível verificar a espessura real dos N2.

Nos afluentes da margem esquerda há maior diversificação da organização e do número de níveis deposicionais. Os segmentos A dos ribeirões das Lajes, do Ouro, Cova D'Anta e do Rio Vermelho, além de todo o Ribeirão Águas Claras e do baixo curso do Rio Pardo apresentam apenas N1, geralmente amplos e de espessuras variáveis. Os segmentos B dos ribeirões das Lajes, do Ouro, Cova D'Anta, do Rio Vermelho e médio e alto curso do Rio Pardo possuem N1 e N2 (Figuras 24, 25, 28, 29, 32, 33, 36, 39, 40 e 43). Como se observa no Quadro 3, nos segmentos B do Ribeirão das Lajes e do Rio Vermelho os N1 estão embutidos nos N2 e nos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta os N1 estão encaixados em relação aos N2. Os segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro possuem N1 e N2, sendo que, no primeiro, o N1 está embutido no N2 e no segundo o N1 está encaixado em relação ao N2.

Como foi apresentado no item que trata das análises granulométricas, os depósitos fluviais de fundo de vale são constituídos predominantemente por material arenoso, destacando-se a areia fina (Tabela 4). Apenas na bacia do Ribeirão Águas Claras foram encontradas fácies de seixos associada ao N1. É possível que essas fácies de seixos não estejam associadas à dinâmica

sedimentar atual daquele ribeirão, haja vista sua capacidade e competência. Como foi apresentado no Capítulo 6, em nenhum N2 foi encontrada fácies de seixos, apenas algumas fácies com uma quantidade maior de grãos maiores que 2 mm. Nos Quadros 6 a 8 estão descritos de modo sintético os níveis deposicionais N2, onde é possível observar descrições com ausência de fácies de seixos. Como os solos da região são mais evoluídos, sobretudo Latossolos e Argissolos, é possível que os processos erosivos atuantes principalmente no PEC e no PPMI não tenham sido capazes de expor o substrato rochoso para disponibilizar material que viesse a compor uma fácies de seixos. Com isso, mesmo que os movimentos de massa tenham se intensificado na região quando houve a formação dos N2, eles não devem ter sido suficientes para disponibilizar seixos para os cursos d'água. Portanto, apenas sedimentos nas frações areia, silte e argila teriam chegado em grande quantidade aos cursos d'água e transportados por estes. De fato, mesmo em áreas que apresentam índices morfométricos (Is por trecho e Rr – Tabela 6 e Figura 44) que indicam maior capacidade energética nos afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba e nos quais é possível observar o contato entre o elúvio e a base do pacote sedimentar, não foram observadas fácies de seixos.

Os níveis deposicionais identificados neste estudo podem ser relacionados aos níveis deposicionais do Rio Paraopeba identificados por Marques (1997) no vale do rio, em um trecho a montante de Juatuba. Ela identificou cinco níveis deposicionais no vale do Rio Paraopeba, os quais tiveram suas gêneses associadas a períodos de instabilidades tectônicas que resultaram no soerguimento regional da área estudada. Independente da interpretação realizada pela autora, cabe destacar que os níveis deposicionais identificados por ela podem ser relacionados aos níveis deposicionais dos afluentes do Rio Paraopeba. Assim, essa relação pode ser um indício importante de que a gênese de diversos níveis deposicionais identificados nos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba teve como principal condicionante o nível de base regional representado pelo Rio Paraopeba. Nesse sentido, os episódios de rebaixamento desse nível de base regional teriam condicionado a gênese de níveis deposicionais nos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba, bem como estariam relacionados ao surgimento de *knickpoints* e níveis de base locais nesses afluentes. A seguir, é apresentado um quadro com os níveis deposicionais dos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba e sua correlação com os níveis identificados por Marques (1997). Ressalta-se que a nomenclatura utilizada pela referida autora não foi apresentada na tabela para que não provocasse nenhuma confusão (Quadro 10).

Quadro 10: Correlação entre os níveis deposicionais dos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba e os níveis deposicionais identificados por Marques (1997) no vale do referido rio, a montante de Juatuba.

Nível deposicional/segmento do afluente e características que permitem a correlação	Nível deposicional do Rio Paraopeba (Marques, 1997) e suas principais características
N3 do segmento A do Ribeirão dos Macacos – localização no interflúvio do ribeirão com um afluente de pequeno porte do Rio Paraopeba; cota altimétrica, a altura em relação à lâmina d'água; as características dos seixos (grau de arredondamento, litologia e tamanho).	Nível deposicional localizado a 760 m de altitude e a cerca de 60 m de altura em relação à lâmina d'água, apresenta pacote sedimentar com espessura máxima de 13 m, com fácies basal de seixos arredondados, de litologia predominantemente composta de quartzo e quartzito, recoberto por outras fácies, com predomínio daquelas compostas de areia.
N3 dos afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba – cota altimétrica; litologia dos seixos da fácies basal (ressalta-se que a escassez de registros do N3 e a alteração da forma dos mesmos impede qualquer afirmação conclusiva).	Nível deposicional cujos depósitos estão localizados a 750 m de altitude e entre 30 e 40 m de altura em relação à lâmina d'água. É composto por fácies basal composta de cascalhos suportados, arredondados a subarredondados, com tamanho médio de 8 cm, recoberto por silte e areia fina, frequentemente com grânulos e pequenos seixos.
N2 dos segmentos B dos afluentes do Rio Paraopeba – depósitos preservados na cota altimétrica que varia de 680 m nos afluentes mais a jusante a 740 nos afluentes mais a montante; relação com os N3 coluvionados; diferença altimétrica entre a base e a superfície dos <i>knickpoints</i> (20 m, em média) semelhante ao encaixamento posterior à formação do nível deposicional do Rio Paraopeba análogo.	Nível deposicional localizado a 730 m de altitude e a 20 m de altura em relação à lâmina d'água, composto de camada basal de seixos subarredondados recoberto por areia fina, em alguns trechos, esse nível deposicional é recoberto por uma camada de material areno-siltoso, interpretado como indicio de coluvionamento de um nível deposicional mais antigo.
N2 dos segmentos A dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos – cota altimétrica; espessura e composição granulométrica dos finos dos depósitos (nos afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba, é possível que não tenha ocorrido a formação deste nível ou que o mesmo tenha sido desmontado).	Níveis deposicionais posicionados na cota altimétrica de 720 m e a cerca de 10 m de altura em relação à lâmina d'água cujos pacotes sedimentares possuem até 7 m de espessura e são compostos de camada basal de seixos arredondados com granulodecrescência normal, recoberta por uma camada de material areno-siltoso.
N1 dos segmentos A e baixos cursos dos afluentes do Rio Paraopeba – correspondem às planícies dos afluentes do Rio Paraopeba cuja formação está condicionada pelo nível de base regional representado pelo Rio Paraopeba; a espessura e a composição granulométrica dos depósitos em todos os segmentos permitem essa correlação.	Nível deposicional que corresponde à planície fluvial atual do Rio Paraopeba, cuja dinâmica atual do rio está sendo marcada pelo aumento da carga, que ultrapassa a capacidade de transporte e tem gerado sinais de entrelaçamento da drenagem. O aumento da carga, segundo a autora, deve estar associado à atividade minerária a montante da área.

Os depósitos fluviais de fundo de vale (N1 e N2) foram inseridos no mapa de unidades do relevo e correspondem às unidades denominadas Fundos de Vale, conforme Figura 8. A partir

da observação da figura, verifica-se que a maior parte desses níveis se localiza na DZCP. Uma pequena parte deles se localiza na DRPB, no PEC e no PPMI. Assim, constata-se que a principal zona de formação desses níveis é a DZCP, caracterizada pela grande quantidade de diques básicos e veios de quartzo. Ressalta-se que esses diques básicos e veios de quartzo sustentam as cristas finas e alongadas que marcam o modelado do relevo na região. Alguns diques e veios de quartzo são os responsáveis pela manutenção de níveis de base locais e, por vezes, correspondem aos limites entre algumas unidades do relevo.

De acordo com Schumm (1986), a observação do perfil longitudinal de um canal fluvial permite identificar as zonas de alta e baixa velocidade, o que pode explicar as características e o padrão fluvial de um curso d'água. As zonas de alta velocidade são aquelas com gradiente do canal mais elevado, portanto mais declivosas, nas quais haveria o predomínio da incisão do canal. Por outro lado, as zonas de baixa velocidade correspondem aos trechos com menor gradiente do canal, menos declivosos, nos quais tende a ocorrer a deposição de sedimentos.

Na área investigada, como se observa nos perfis longitudinais dos afluentes investigados (Figura 44), os trechos de alta velocidade desses canais localizam-se nos planaltos (PEC e PPMI) e na serra (SRP), em altitudes acima de 820 m. Nesse sentido, o Índice de Sinuosidade por trecho, expresso na Figura 44, corrobora com esse entendimento, haja vista que os valores do I_s nos trechos localizados acima de 820 m é sempre menor que os valores obtidos para outros trechos, em cotas altimétricas inferiores. Com essas características, os planalto e serras devem corresponder às principais áreas de produção de sedimentos que contribuem para a formação dos N2 e dos N1, atualmente. O PEC e o PPMI correspondem a áreas cuja litologia é composta de rochas granito-gnáissicas-migmatíticas. No PEC a litologia é composta pelos migmatitos do Complexo Belo Horizonte, no PPMI predominam as rochas da Suíte Intrusiva Pará de Minas (Granito Pará de Minas), ambas de granulação grossa.

Na mesma linha de pensamento, verifica-se que os trechos dos canais localizados na DZCP são zonas de baixa velocidade, cujos I_s por trecho apresentam valores mais elevados (Figura 44) e nos quais estão concentrados os níveis deposicionais apresentados ao longo do Capítulo 6. Ressalta-se ainda que nos afluentes da margem direita do Rio Paraopeba, nos ribeirões das Abóboras e dos Macacos, localizam-se os N1 e N2 mais expressivos horizontal e verticalmente. De acordo com as análises morfométricas, esses dois afluentes também apresentam os valores mais elevados de I_s por canal e os menores valores de R_r (Tabela 6), que podem ser considerados como indícios da menor capacidade energética nos mesmos.

Além disso, apresentam os perfis longitudinais mais regularizados nos médios e baixos cursos entre os afluentes investigados (Figura 44). Já os valores intermediários de Dd (Tabela 6) devem estar relacionados às cristas sustentadas pelos diques básicos e veios de quartzo, que podem contribuir para a manutenção de um número elevado de canais de primeira e segunda ordem. A DZCP é uma área cuja litologia é composta de gnaisses do Complexo Belo Horizonte e de granitoides, geralmente de granulação grossa, seccionada pelos diques e veios.

Na Figura 45 estão representadas as unidades do relevo que compõem a bacia do Médio/Baixo Rio Paraopeba. Considerando as informações apresentadas nos Capítulos 5, 6 e 7, propõe-se uma divisão da área de estudo em zonas de erosão e sedimentação que estão de acordo com as unidades de relevo anteriormente apresentadas. São proposta três zonas de erosão que coincidem com os planaltos e com uma serra – PEC, PPMI e SRP; e três zonas de deposição que coincidem com as depressões – DZCP e DRPB.

Os planaltos PEC e PPMI e a serra SRP são consideradas as zonas de erosão mais importantes na área de estudo. Elas devem ser as principais fontes de sedimentos para as áreas a jusante, tanto para os afluentes aos quais estão diretamente conectadas como para o Rio Paraopeba. Tendo em vista as características dos níveis deposicionais dos afluentes da margem direita do Rio Paraopeba (ribeirões das Abóboras e dos Macacos), pode-se inferir que o PEC desempenha um papel de destaque enquanto zona de erosão. Soma-se a isso o fato de que essa unidade de relevo possui a maior extensão areal quando comparada ao outro planalto e às demais serras. O PPMI e a SRP são unidade de relevo cujas áreas são menores, o que deve influenciar na quantidade de sedimento disponibilizado para os cursos d'água a elas conectados. Como se observa na Figura 12 e nos Gráficos 6, 7 e 10, as subbacias do PPMI e da SRP possuem valores de Dd mais baixos que aqueles das subbacias do PEC, o que também corrobora com o entendimento de que o PEC representa uma zona de erosão mais expressiva, com maior potencial de fornecimento de sedimentos para as áreas a jusante.

Como dito anteriormente, pode-se identificar até três zonas de deposição de sedimentos, que correspondem a áreas preferenciais de acúmulo de sedimentos. Essas três zonas de deposição estão associadas a duas depressões: DZCP e DRPB. A primeira depressão comporta duas zonas de deposição, sendo uma condicionada pelos níveis de base locais, sustentados pelos diques básicos e veios de quartzo, e a outra associada ao nível de base local do Rio Paraopeba no fundo de vale desse rio, no trecho em que ele atravessa as rochas do Complexo Belo Horizonte e dos granitoides. Já a DRPB possui apenas uma zona de deposição, que também

corresponde ao fundo de vale do Rio Paraopeba, porém em uma área cuja litologia é composta de rochas do Grupo Bambuí. Chama a atenção o fato de que essa terceira zona de deposição ocorre em uma área com a referida litologia e justamente a jusante do contato entre as rochas do Grupo Bambuí com o Granitoide de Cachoeira da Prata.

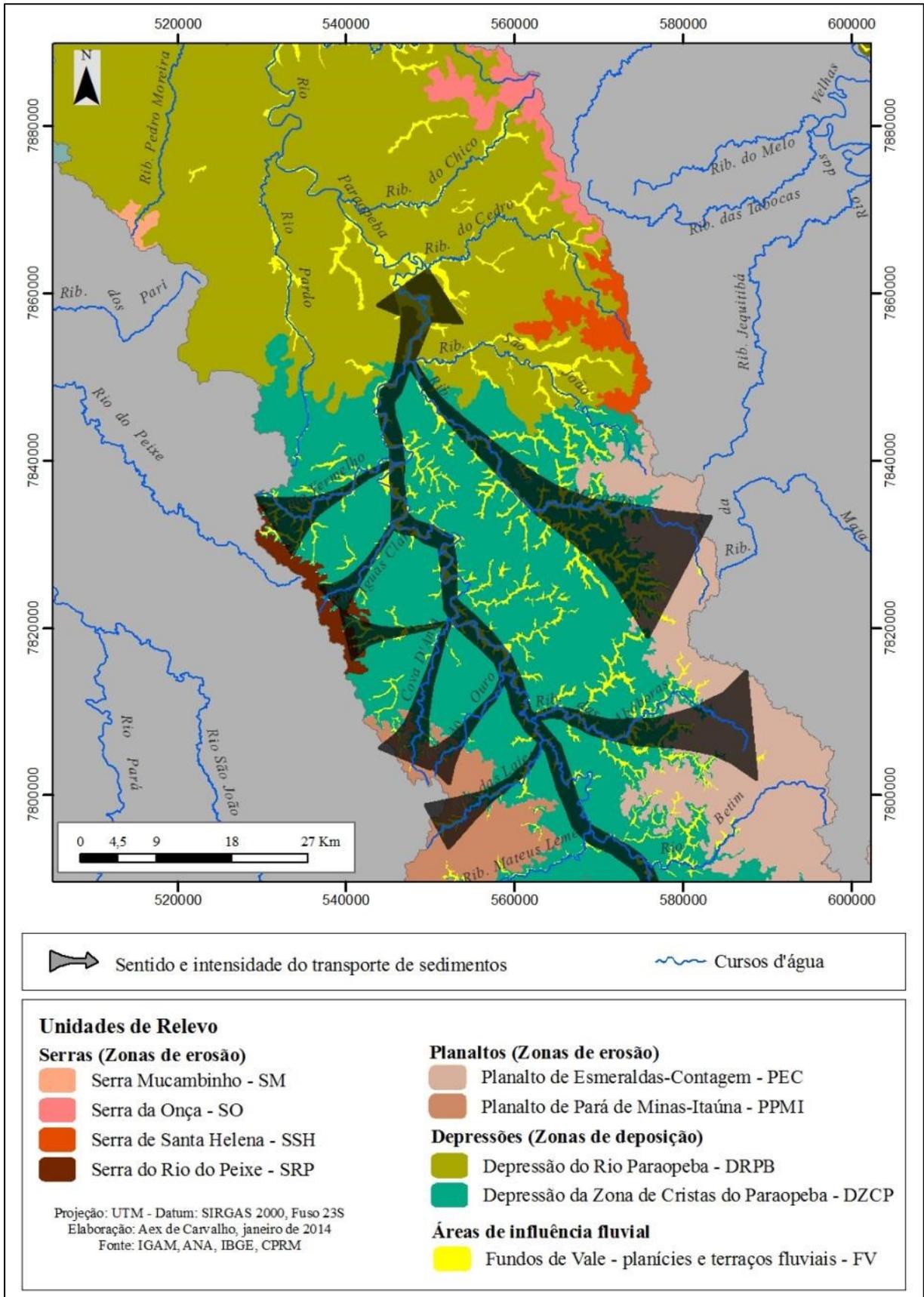


Figura 45: Representação das zonas de erosão e de deposição na bacia do Médio-Baixo Rio Paraopeba.

A partir da observação da Figura 45, pode-se concluir que os planaltos e serras constituem as principais áreas fonte de sedimentos para as áreas a jusante e que as diferenças de capacidades energéticas e de densidade de drenagem entre os cursos fluviais e bacias hidrográficas dessas unidades de relevo devem ter influenciado no fornecimento de sedimentos para os cursos d'água. Como consequência, os afluentes da margem direita devem ter recebido maior carga de sedimentos e isso, associado à menor capacidade energética desses cursos d'água nos médios e baixos cursos, deve ter contribuído para a formação de níveis deposicionais mais expressivos nesses afluentes.

Assim, dentro da DZCP existem áreas associadas aos médios e altos cursos de afluentes (segmentos B e C) nas quais a preservação de níveis deposicionais e o barramento de sedimentos são condicionados por níveis de base locais, sustentados pelos diques básicos e veios de quartzo. Desse modo, além de evitar a propagação da incisão da drenagem, a baixa energia nos segmentos a montante dos diques e veios impedem que boa parte dos sedimentos alcance os trechos dos afluentes a jusante ou mesmo o Rio Paraopeba. Apesar disso, é possível que parte dos sedimentos consiga alcançar os trechos a jusante e o Rio Paraopeba apenas durante eventos mais intensos de chuva, quando ocorre o aumento significativo da vazão dos cursos d'água.

Nas áreas mais rebaixadas da DZCP estão localizados outros níveis deposicionais, os quais têm sua gênese associada ao nível de base regional representado pelo Rio Paraopeba. Essas áreas rebaixadas correspondem aos baixos cursos (segmentos A) dos afluentes do Rio Paraopeba e ao próprio fundo de vale do rio na área em que ocorrem as rochas do Complexo Belo Horizonte e dos granitoides. Por fim, na DPRB (que coincide com as rochas do Grupo Bambuí) está localizada a terceira zona preferencial de deposição e que também corresponde ao fundo de vale do Rio Paraopeba, porém com depósitos lateralmente mais expressivos que aqueles localizados no trecho a montante, como se observa na figura anterior.

8.2.Eventos de sedimentação e condicionantes lito-estruturais e tectônicos

Para compreender a gênese, a evolução e a configuração espacial dos depósitos fluviais de fundo de vale nos afluentes do Médio-Baixo curso do Rio Paraopeba foi realizada uma análise que se baseou principalmente na integração de informações sobre níveis de posicionais, as relações destes com os níveis deposicionais identificados no vale do Rio Paraopeba em outros estudos, a localização e a cota altimétrica dos níveis de base locais nos afluentes. Além disso,

as informações de outros trabalhos realizados em áreas adjacentes e que relatam as movimentações neotectônicas (KOHLENER, 1989; SAADI, 1991; MAGALHÃES Jr, 1993; MARQUES, 1997; MOREIRA, 1997) foram consideradas. A partir da análise dessas informações, propõem-se duas sequências de eventos de sedimentação que podem explicar a gênese, a evolução e a configuração espacial dos níveis deposicionais, as quais devem ser posteriores à formação do nível deposicional mais antigo pertencente ao Rio Paraopeba, localizado no interflúvio do Ribeirão dos Macacos com um afluente de pequeno porte do referido rio.

Esse nível deposicional do Rio Paraopeba é uma peça importante para compreender a influência da neotectônica na gênese, evolução e configuração espacial dos depósitos fluviais de fundo de vale na bacia do Médio/Baixo Rio Paraopeba. O registro desse nível deposicional foi identificado em uma área próxima à cidade de Cachoeira da Prata, no centro geométrico da bacia hidrográfica do Rio Paraopeba. Somado a isso, observa-se que o canal do Rio Paraopeba, entre a confluência com o Rio Pardo, a norte, e a confluência com o Ribeirão Mateus Leme, a sul, está deslocado para oeste (margem esquerda), fato que pode ser verificado pela observação de mapas, e cujo deslocamento para oeste é confirmado pelo FABD, como se observa na Tabela 6. Assim, associando o FABD, o deslocamento do canal do Rio Paraopeba e a localização do nível deposicional mais antigo desse rio, infere-se que depois da formação do respectivo nível deposicional houve o basculamento da região para oeste, responsável pela migração do canal do rio para oeste e que teria sido provocado tanto o aumento da área das bacias hidrográficas dos afluentes da margem direita como reorganizado a rede de drenagem, com canais mais extensos nos afluentes da margem direita e mais curtos nos afluentes da margem esquerda. Além disso, o basculamento seria responsável pelo soerguimento, naquele momento, da área que atualmente corresponde aos altos cursos dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos, que coincidem com o PEC.

Sobre as movimentações neotectônicas na região, não foram encontrados indícios contundentes em campo durante essa pesquisa. Entretanto, outros trabalhos indicam que tanto a bacia do Rio Paraopeba como áreas adjacentes sofreram movimentações neotectônicas importantes durante o Quaternário, o que corrobora com a proposição do basculamento na área. Nesse sentido, Marques (1997) e Moreira (1997) identificaram níveis deposicionais em cotas altimétricas mais elevadas com características que foram interpretadas por elas como indícios de deformações provocadas por movimentações de blocos, como basculamento. Na bacia do Ribeirão da Mata, a leste da área investigada, Kohler (1989) afirma que ocorreram

movimentações neotectônicas, com soerguimentos e basculamentos de blocos. Por fim, Saadi (1991) afirma que as bacias dos rios Paraopeba, das Velhas e Cipó constituem unidades morfoestruturais, condicionadas por uma dinâmica de blocos diferenciada, com soerguimentos, subsidência e basculamentos neotectônicos.

Assim, considerando adequadas as considerações dos referidos pesquisadores acerca de movimentações neotectônicas na região e os indícios observados em campo e obtidos em gabinete, descritos nos Capítulos 6 e 7, pode-se considerar como plausível a ocorrência do basculamento regional anterior aos eventos deposicionais que serão descritos em seguida.

São apresentados dois conjuntos de eventos de sedimentação, sendo o primeiro composto de 4 eventos regionais de sedimentação, condicionados pelo nível de base regional, representado pelo Rio Paraopeba. Para esses eventos regionais, o elemento mais importante é o rebaixamento do nível de base regional, o qual foi interpretado por outros pesquisadores como reflexo de soerguimentos regionais. Como esses 4 eventos estão associados aos ritmos de rebaixamento do nível de base regional, eles podem ser cronologicamente organizados, como se verá a seguir. Também são propostos 4 eventos locais de sedimentação condicionados por níveis de base locais, os quais são sustentados pelos diques básicos e veios de quartzo, ou seja, os níveis de base locais são condicionados pela litologia. Para os eventos locais de sedimentação, no entanto, não foi proposta uma ordem cronológica devido ao fato de faltarem elementos que pudessem garantir a confiabilidade de uma proposta de ordem cronológica para todos os níveis deposicionais. Ressalta-se, contudo, que o elemento mais importante ao propor esses eventos regionais e locais é o controle da sedimentação exercido pelos níveis de base regional e locais.

Evento de sedimentação 1 – formação dos N3 (segmentos B e altos cursos do Ribeirão Águas Claras e do Rio Pardo)

Depois da formação do nível deposicional mais antigo associado à dinâmica fluvial do Rio Paraopeba, houve o encaixamento da rede de drenagem e a formação dos níveis deposicionais N3 identificados nos altos e médios cursos (segmentos B) dos afluentes da margem esquerda do rio. Essa fase de sedimentação é importante porque seus registros revelam que houve uma mudança significativa na dinâmica fluvial regional entre a formação dos N3 e a formação dos N2 nos altos e médios cursos (segmentos B) dos afluentes.

Os N3 localizados nos segmentos B são níveis deposicionais situados em cotas altimétricas que variam entre 711 m de altitude no Rio Pardo e 781 m de altitude no Ribeirão das Lajes. Já a altura da base desses depósitos em relação às lâminas d'água dos cursos fluviais atuais varia de 5 a 9 m (Tabela 3). Considerando a altura da base desses níveis em relação à lâmina d'água, o desnível altimétrico em relação ao Rio Paraopeba e as alterações que os coluvionamentos podem ter produzido na forma, composição granulométrica e na posição altimétrica desses depósitos, é possível propor que eles são registros de um evento regional de sedimentação.

Portanto, o evento de sedimentação associado à gênese dos N3 foi um evento regional, que atualmente possui registros no vale do Rio Paraopeba, na região de Juatuba, e nos altos cursos (segmentos B) dos afluentes da margem esquerda desse rio, principalmente. Assim como os N3 nos afluentes do Rio Paraopeba são encontrados alterados por processos de encostas, com indícios de coluvionamento, o nível análogo identificado no vale do Rio Paraopeba também possui sinais de coluvionamento. Na bacia do Ribeirão Serra Azul e Mateus Leme, Moreira (1997) também encontrou indícios de coluvionamento em depósitos desses ribeirões, o que corrobora com a hipótese de que o coluvionamento dos depósitos formados nesse evento de sedimentação ou anteriores também foi um evento regional, que atingiu toda a bacia do Médio-Baixo do Rio Paraopeba.

Esse evento de sedimentação possivelmente marca o final de um período de maior capacidade energética dos cursos d'água e de vertentes mais declivosas. Nos afluentes do Rio Paraopeba, eles são os últimos registros de sedimentação durante os quais os cursos d'água ainda eram capazes de transportar seixos, como se observa no Quadro 5, que sintetizam caracterização da composição granulométrica dos N3. É certo que os seixos encontrados nos N3 podem ser atribuídos a fontes proximais, dadas as características dos materiais (subarredondados a subangulosos), o que pode ser decorrente do contexto energético típico de ambientes de cabeceiras. Como se observa nos Quadros 6 e 9, que sintetizam as caracterizações dos níveis deposicionais N2 e N1, posicionados em cotas altimétricas inferiores, mais novos que os N3, esses depósitos não apresentam fácies de seixos, nem mesmo em trechos mais a montante daqueles nos quais os N3 foram identificados. A única exceção é o Ribeirão Águas Claras, cujo N1 possui duas fácies de seixos (Figuras 36a e 36c). Essas fácies, no entanto, podem ser constituídas de seixos remobilizados de níveis mais antigos ou podem estar associadas ao contexto de maior energia condicionado pela Serra do Rio do Peixe, onde o curso d'água nasce (Figura 34b).

Os N3 são níveis deposicionais com perfis escassos, presentes principalmente nos altos cursos (Figura 13). A partir dessa informação, propõe-se a hipótese de que a fase de incisão da drenagem, posterior a sedimentação destes, tenha provocado a instabilização das vertentes e, com isso, o desmanche desses depósitos nos trechos mais a jusante e o coluvionamento nos trechos mais a montante. Nos afluentes da margem direita do Rio Paraopeba, o longo período de formação dos N2 nos segmentos B (cerca de 7.000 anos/LOE – Tabela 5) pode ter proporcionado condições de abertura dos vales que extinguiram os N3 nessas bacias.

É possível ainda que esse evento de sedimentação tenha durado tempo suficiente para provocar uma relativa suavização do relevo principalmente na porção norte da área investigada, como se observa nos perfis topográficos A'-A'', E'-E'' e F'-F'' (Figura 10). As cotas altimétricas mais baixas (Figura 9) e o relevo mais suavizado, como se observa no mapa de declividade (Figura 11), são características que corroboram com essa interpretação. Esse seria um contexto geomorfológico importante para o próximo evento de sedimentação, que deve ter suavizado ainda mais o relevo e criado condições para a abertura dos vales e para a sedimentação de espessos pacotes em trechos de médio/alto curso dos afluentes.

Evento de sedimentação 2 - formação dos N2 (segmentos B e no alto curso do Rio Pardo)

Depois da formação dos N3 nos afluentes do Rio Paraopeba, houve o rebaixamento do nível de base regional, evidenciado pelo encaixamento da rede de drenagem e abandono dos N3. A fase de incisão da drenagem, anterior ao evento de sedimentação 2, deve ter sido suficientemente longa e eficiente para regularizar os perfis longitudinais, com exceção dos trechos que hoje correspondem aos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro. As datações indicam que a formação do nível deposicional do Ribeirão do Ouro é posterior à formação do N2 no segmento B, indicando que o segmento o início da sedimentação do N2 do segmento C do Ribeirão do Ouro não tem relação com a formação do N2 do segmento B. Desse modo, de acordo com as datações, há cerca de 17.600 ± 2780 anos iniciou-se a formação do N2 no segmento B do Ribeirão do Ouro e somente há cerca de 6.250 ± 1.100 anos iniciou-se a formação do N2 no segmento C do referido ribeirão (Tabela 5). Assim, primeiro houve a regularização do canal no segmento B e, em seguida, houve a regularização do canal no segmento C.

Com o final dessa fase de incisão, iniciou-se o evento de sedimentação que foi longo o bastante para formar os N2 relativamente espessos (7.080 anos/LOE – Tabela5), que se

expandiram até os médios-altos cursos dos afluentes do Rio Paraopeba. Atualmente, os N2 correspondentes a essa fase estão preservados nos segmentos B dos ribeirões das Abóboras, dos Macacos, das Lajes, do Ouro, Cova D'Anta e Rio Vermelho e médio-alto curso do Rio Pardo. Não há registros desse evento no Ribeirão Águas Claras. Nos segmentos A (baixos cursos dos afluentes), esses depósitos foram destruídos pela fase de incisão seguinte ou tiveram seus sedimentos remobilizados no evento de sedimentação 3, que será abordado mais adiante.

Esses níveis deposicionais N2 atualmente estão preservados nos segmentos B dos afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba por níveis de base locais cujas cotas altimétricas variam entre 700 m de altitude no Ribeirão dos Macacos a 740 m no Ribeirão das Lajes. A diferença entre as bases e a superfície dos *knickpoints* associados a esses níveis de base locais têm em média 20 m de altura. Essas informações podem ser observadas nas Figuras 15, 19, 23, 27, 31 e 38. Se a cota altimétrica do N2 no Rio Pardo e do nível deposicional análogo pertencente ao Rio Paraopeba (na região de Juatuba) forem considerados, pode-se inferir um nível de base regional que condicionou a formação dos N2 que variou de 680 m de altitude na confluência com o Rio Pardo a 730 m na região de Juatuba. Assim, a amplitude altimétrica no trecho de 90 km entre os dois pontos (distância vetorial entre os dois pontos) é de 50 m, o que representa um desnível de 0,55m/km. O que foi considerado um desnível bastante pequeno e que confere condições de baixa energia ao canal do Rio Paraopeba e pode contribuir para a formação regional de níveis deposicionais. Ressalta-se que atualmente a amplitude altimétrica entre os dois pontos continua em torno de 50 m, mantendo, portanto, um desnível atual muito parecido com o que existiu durante a formação dos N2 dos segmentos B. Destaca-se ainda que atualmente o nível de base regional representado pelo Rio Paraopeba tem permitido a elaboração de planícies de inundação (N1) em todos os baixos cursos (segmentos A), como foi apresentado ao longo do Capítulo 6.

Como dito anteriormente, considerando que houve um basculamento na região, anterior ao evento de sedimentação 1, o mesmo foi responsável pelo deslocamento do canal principal do Rio Paraopeba para oeste (margem esquerda) e, conseqüentemente, provocou a expansão da área de drenagem das bacias dos afluentes da margem direita. Com isso, houve também o aumento da extensão desses canais, o que deve ter influenciado nas condições de energia nos canais principais e na dinâmica hidrossedimentar, tornando-os mais propensos a acumular sedimentos devido à baixa energia dos trechos mais extensos e regularizados. O *input* de energia provocado pelo basculamento desse bloco foi responsável pela intensificação da

incisão da drenagem, principalmente nos altos cursos desses ribeirões. Mas é possível que os diques básicos e veios de quartzo tenham atuado como elementos que controlaram a intensidade dos processos erosivos nessas áreas correspondentes aos altos cursos dessas bacias, localizadas no PEC. Desse modo, os diques e veios seriam responsáveis por ciclos de intensificação dos processos erosivos associados aos esporádicos rompimentos de soleiras. Não há indícios que permitam comprovar essa hipótese, contudo, como se observa nos altos cursos dos ribeirões do Ouro e das Lajes, existe um mecanismo que tem permitido o encaixamento da drenagem a montante dos diques e veios que sustentam níveis de base locais naquelas bacias, nos quais foram identificados N3, N2 e N1 (Figuras 24b e 28b). O abandono dos N3 e N2 no Ribeirão das Lajes e o encaixamento do N1 em relação ao N2 no Ribeirão do Ouro corroboram com essa interpretação de que os diques passam por momentos de maior fragilidade frente aos processos de incisão do canal.

Considerando essa hipótese, é possível que o aporte de sedimentos provenientes do PEC tenha ocorrido com momentos de maior intensidade, quando as soleiras eram rompidas, e de menor intensidade, quando as soleiras impediam a incisão da drenagem e diminuía a intensidade dos processos erosivos a montante, no PEC. Desse modo, apesar do *input* de energia ter sido concentrado em um determinado momento, pode-se considerar que o aporte de sedimentos para os cursos d'água ocorreu com variações ao longo do tempo, o que permitiu a formação de depósitos mais espessos nessas bacias, mesmo depois de um tempo significativo desde o basculamento. Por outro lado, como os cursos d'água de margem esquerda são menos extensos e possuem áreas de contribuição menores, houve a formação de depósitos menos espessos e lateralmente mais restritos.

Devido, principalmente, ao condicionamento estrutural e litológico, esse evento regional de sedimentação produziu depósitos com características distintas, como se observa no Quadro 6 e na Figura 13: nas bacias da margem direita, depósitos mais espessos e lateralmente extensos; nas bacias da margem esquerda produziu depósitos menos espessos e lateralmente mais restritos. Apesar das diferenças, esses depósitos, bem como os seus níveis correlativos no vale do Rio Paraopeba e bacias dos ribeirões Mateus Leme e Serra Azul são marcados pela predominância de areia fina, como se observa na Tabela 4.

Depois desse evento de sedimentação, houve o rebaixamento do nível de base regional, responsável pelo posicionamento da calha do Rio Paraopeba a apenas 10 m abaixo da altitude em relação à calha anterior. Assim, uma onda de incisão remontante passou a atuar na região.

Essa fase de incisão da drenagem também ocorreu em escala regional, em toda a bacia do médio-baixo Rio Paraopeba, e foi responsável pela destruição ou desmanche dos N2 nos baixos cursos dos afluentes (segmentos A) formados no evento de sedimentação 2, aqui descrito. Os N2 localizados nos segmentos B foram preservados devido à resistência dos diques básicos e veios de quartzo à erosão do canal.

Nesse sentido, é possível que os pequenos rebaixamentos do nível de base regional (Rio Paraopeba), ocorrido após esse evento de sedimentação, não tenham representado um ganho energético nos canais dos afluentes capaz de regularizar novamente os perfis longitudinais dos afluentes investigados. Nesse sentido, alguns diques básicos e veios de quartzo apresentaram maior resistência litológica frente aos processos de incisão dos canais. Por isso, esses diques e veios impediram que a onda de incisão remontante que atuou no Rio Paraopeba chegasse aos trechos dos médios e altos cursos (segmentos B) dos afluentes desse rio. Ao impedir a incisão da drenagem a partir de pontos específicos, surgiram *knickpoints* responsáveis pela manutenção do nível de base no mesmo patamar altimétrico desse evento de sedimentação (evento 2) e, com isso, impediram a incisão do canal a montante e a consequente destruição dos N2 formados nesse evento.

É importante destacar que não há indícios de que esses *knickpoints* tenham sido gerados por movimentações diferenciais de blocos. De fato, a disposição dos *knickpoints* nas bacias investigadas não permite associá-los a uma falha ou conjunto de falhas que pudessem limitar blocos com movimentações diferenciais. Seria preciso uma dinâmica neotectônica relativamente intensa. A análise dos encaixamentos da drenagem sugere exatamente o contrário, ou seja, a gradual estabilização tectônica regional. Desse modo, verifica-se que todos os *knickpoints* estão associados a diques básicos ou veios de quartzo (Figura 46), indicando que a maior resistência dessas litologias frente aos processos envolvidos na incisão dos canais foi responsável pela geração dos *knickpoints* e pelo estabelecimento de níveis de base locais que preservaram esses N2.

Como se observa na Figura 6 e foi apresentado no Capítulo 3, a área na qual se localizam as bacias investigadas é marcada pela grande concentração de diques básicos e veios de quartzo que datam de 900 e 2.000 Ma. Os diques de 900 Ma possuem entre 10 e 100 m de espessura, enquanto a espessura dos diques de 2.000 Ma varia entre 5 e 80 m. Não há informações sobre a espessura dos veios de quartzo, que também são denominados cataclasitos nos mapeamentos geológicos da região. Como nem todos os diques e veios coincidem com a localização dos

knickpoints (mas todos os *knickpoints* estão relacionados a diques/veios), é possível que os *knickpoints* estejam relacionados aos diques/veios mais espessos, os quais seriam mais resistentes devido à espessura.

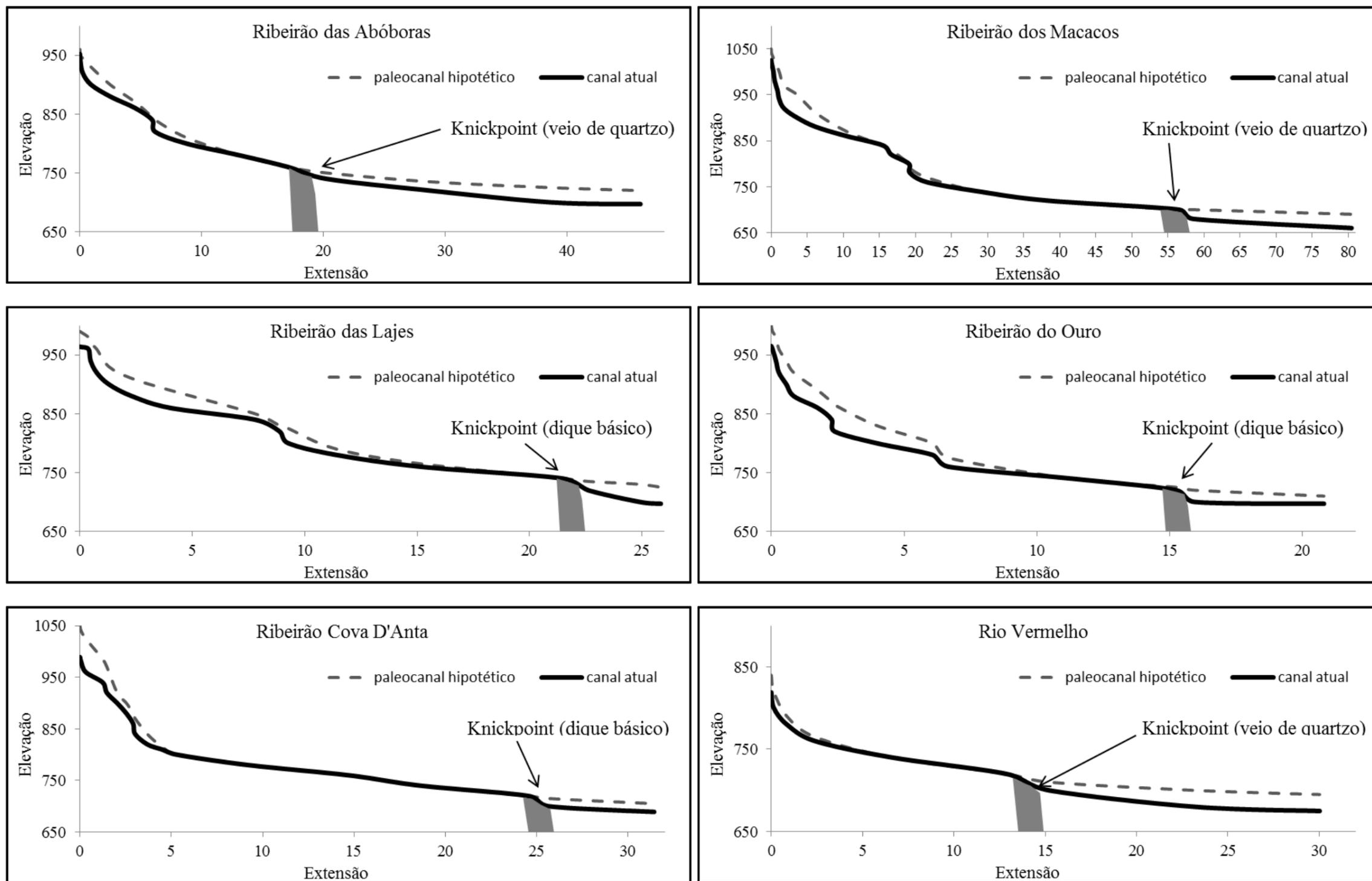


Figura 46: Perfis longitudinais dos afluentes cujos diques básicos/veios de quartzo que preservaram os perfis relíquia.

A partir dessas considerações, pode-se colocar em evidência o papel desempenhado pelos diques básicos e veios de quartzo como um elemento condicionante da evolução e da configuração espacial dos depósitos fluviais de fundo de vale, principalmente dos N2 localizados nos segmentos B. Obviamente, eles também têm papel importante na evolução da dinâmica fluvial, uma vez que representam importantes níveis de base locais. A partir da fase de incisão posterior ao evento de sedimentação 2, a dinâmica hidrossedimentar dos segmentos B deixou de ser controlada regionalmente pelo Rio Paraopeba e passou a ser condicionada pelos diques básicos e veios de quartzo.

Como se observa na Figura 46, a diferença altimétrica entre o nível de base estabelecido pelos diques e veios para os segmentos B e o nível de base regional representado pelo Rio Paraopeba corresponde ao encaixamento do canal do Rio Paraopeba desde a formação do nível deposicional análogo, pertencente ao Rio Paraopeba, na região de Juatuba.

Portanto, considera-se que os trechos dos perfis longitudinais dos afluentes localizados a montante dos *knickpoints* correspondem a perfis reliquiares, que preservam a cota altimétrica do nível de base regional quando houve a formação dos N2 nos segmentos B e do nível deposicional análogo no vale do Rio Paraopeba. Essa afirmação está de acordo com a situação semelhante identificada por Martins *et al.* (2013) nas bacias dos rios Tejo e Zêzere, em Portugal. Eles identificaram trechos dos perfis longitudinais de afluentes dos rios Tejo e Zêzere regularizados localizados a montante de *knickpoints* relacionados aos níveis deposicionais localizados naqueles rios. Segundo eles, *knickpoints* transitórios e permanentes, associados ao controle litológico exercido por litologias mais resistentes, foram responsáveis pela preservação dos perfis reliquiares naquelas bacias.

Obviamente, não basta apenas a semelhança de cota altimétrica entre o nível de base local representado pelo *knickpoint* e os níveis deposicionais de outros cursos d'água da mesma rede hidrográfica. É fundamental que o perfil longitudinal a montante deste também apresente um grau de regularização que permita associar sua regularização ao mesmo período de formação do nível deposicional do outro curso d'água, no qual houve posterior encaixamento da drenagem. Além disso, a existência de níveis deposicionais correlatos no perfil relíquia e no vale onde houve encaixamento da drenagem constitui um argumento mais conclusivo, nesse sentido.

Sobre a relação entre o controle litológico e os *knickpoints*, Mendes *et al.* (2007) afirmam que alguns estudos realizados nas serras do Mar e da Mantiqueira relacionam diversos *knickpoints*

ao controle exercido por litologias diferenciadas. Essas litologias atuam como soleiras geomorfológicas e, ao impedir a incisão da drenagem, controlam os níveis de base locais. Assim, elas influenciam a sedimentação nos vales fluviais, nos trechos a montante, sendo possível observar o encaixamento da drenagem a jusante. Nesse sentido, segundo Frankel *et al.* (2007), a montante de um *knickpoint*, a erosão atua com menos intensidade e depende de quanto o curso d'água encaixa na rocha mais resistente.

Nesse contexto, é importante analisar como os *knickpoints* evoluem, porque, dependendo do comportamento da rocha, o nível de base local poderá ter variações significativas. Assim, de acordo com Gardner (1983, *apud* FRANKEL *et al.*, 2007), os *knickpoints* podem evoluir de quatro diferentes formas, de acordo com as características da rocha. O *knickpoint* evolui por *Rotation* (Figura 47a) quando há a rotação sobre o ponto médio de sua face ou por *Relaxation* (Figura 47b), quando esta rotação é sobre um ponto em sua base. Nos dois casos é gerada uma superfície mais parecida com uma corredeira mais declivosa. O *knickpoint* também pode evoluir por *Parallel Retreat* (Figura 47c), quando há a retração paralela da face do *knickpoint*, que migra para montante e permanece vertical. Por fim, ele pode evoluir por *Replacement* (Figura 47d), quando há o desgaste tanto horizontal como vertical a partir de sua base. O tipo de evolução pode condicionar a resposta ao encaixamento no trecho a montante.

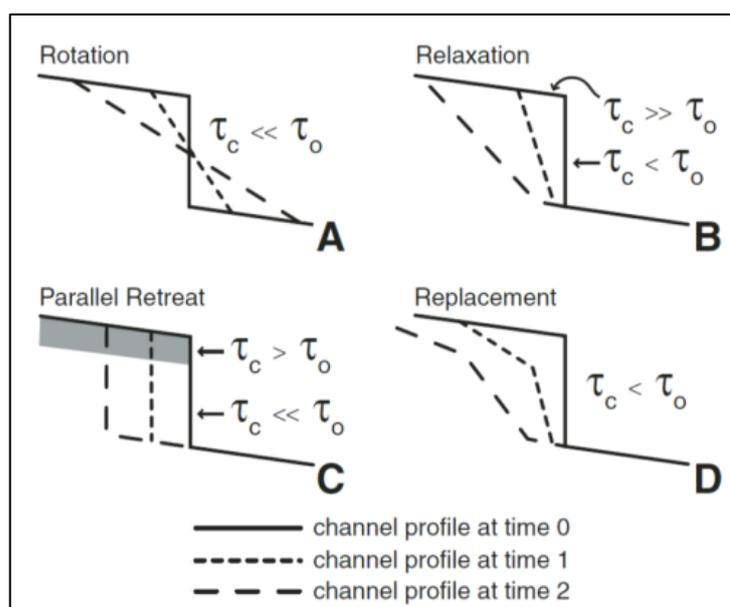


Figura 47: Diagrama esquemático dos modelos finais da evolução de *knickpoints*.
Fonte: GARDNER, 1983, *apud* FRANKEL *et al.*, 2007)

No estudo realizado por Martins *et al.* (2013), eles constaram que os *knickpoints* dos afluentes dos rios Tejo e Zêzere associados a rochas como xistos e filitos evoluíam por *replacement*,

enquanto aqueles associados aos granitos evoluíam por *rotation*. Na bacia do médio-baixo Rio Paraopeba, constatou-se através dos trabalhos de campo que tanto os *knickpoints* que estão associados aos diques como aqueles associados aos veios de quartzo evoluem por *rotation* e/ou *relaxation*. O pequeno encaixamento da rede de drenagem nos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta é um indício de que esses *knickpoints* podem se comportar como *knickpoints* transitório e, com o tempo, permitirem uma nova regularização dos trechos a montante, como ocorreu no passado.

Evento de sedimentação 3 – formação dos N2 (segmentos A dos afluentes da margem direita)

Como dito anteriormente, após o evento de sedimentação 2 houve o rebaixamento do nível de base que repercutiu em todos os afluentes do médio-baixo Rio Paraopeba. Nesses cursos d'água, essa fase de incisão foi responsável pelo encaixamento da drenagem que provocou a regularização da drenagem nos baixos cursos de todos os afluentes, como se observa na Figura 46.

Após essa fase de incisão da drenagem nos baixos cursos, houve um evento de sedimentação regional que ficou restrito ao vale do Rio Paraopeba e aos baixos cursos (segmentos A) dos afluentes da margem direita: ribeirões das Abóboras e dos Macacos. Nas bacias desses afluentes são encontrados N2 que possuem até 11 m de espessura e que são lateralmente extensos.

Não há registros desse evento de sedimentação nos afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba. É possível que os depósitos associados a esse evento tenham sido elaborados também nos afluentes dessa margem e que, em seguida, tenham sido destruídos e seus sedimentos remobilizados durante a formação dos N1. Contudo, não há evidências que permitam fazer essa afirmação. Nesse contexto, é importante lembrar que os afluentes da margem esquerda apresentam depósitos mais modestos que aqueles localizados nos afluentes da margem direita. Assim, a elaboração desses depósitos na margem esquerda ampliaria a magnitude do evento. De qualquer maneira, como os N2 dos segmentos A dos afluentes da margem direita devem ter sido elaborados sincronicamente ao nível deposicional análogo localizado no vale do Rio Paraopeba, assume-se que este foi um evento regional, de menor magnitude, restrito ao vale do Rio Paraopeba e aos seus afluentes da margem direita.

As características dos N2 formados nesse evento de sedimentação são muito parecidas com aquelas observadas nos N2 dos segmentos B dos respectivos afluentes. São níveis deposicionais espessos, que alcançam até 11 m de espessura, e lateralmente extensos (Figura 13). São compostos predominantemente por material arenoso, destacando-se a areia fina (Quadro 7 e Tabela 4). Essas características demonstram que esse evento, apesar de posterior ao evento 2, foi capaz de produzir depósitos com as mesmas características do evento anterior.

A manutenção das características dos depósitos do evento 2 nos depósitos do evento 3, nessas bacias, são indícios de que também houve um intenso entulhamento dos vales nos segmentos A desses afluentes. Acrescenta-se a isso o fato de esses depósitos terem sido formados em 2.110 anos, no máximo, conforme datação por LOE (Tabela 5). O entulhamento deve estar associado ao grande aporte de sedimentos que passou a ser produzido desde o basculamento da região para leste, discutido anteriormente. Com o contínuo incremento de sedimentos aos cursos d'água, é possível que aqueles sedimentos que não ficaram retidos nos trechos a montante dos *knickpoints* tenham chegado aos trechos a jusante e, por causa da baixa capacidade energética dos cursos d'água, tenham formados esses pacotes espessos em tempo relativamente curto. Desse modo, esses depósitos, que se estendem desde a confluência com o Rio Paraopeba até a base dos *knickpoints*, são registros de um evento de sedimentação regional, de pequena magnitude, precedido por um pequeno aprofundamento do canal nos baixos cursos (segmentos A).

Ressalta-se ainda que, aparentemente, não houve mudança significativa nas condições de deposição, haja vista que esses depósitos não possuem fácies de seixos. Mesmo não sendo possível determinar com certeza quais materiais compõem as fácies situadas abaixo da lâmina d'água, acredita-se que houve manutenção das características das fácies basais, até porque, o encaixamento observado não permitiria que em um trecho do canal já bastante regularizado houvesse incremento de energia suficiente para que os processos erosivos e os movimentos de massa disponibilizassem clastos para os cursos d'água. Do mesmo modo, os segmentos a montante dos *knickpoints*, mais regularizados que os trechos a jusante não dispunham de energia para transportar seixos. Logo, como não houve alterações no perfil a montante dos *knickpoints* para que houvesse mudança no padrão de sedimentos dos N2 dos segmentos A, era necessário um maior encaixamento da rede de drenagem ou que esses seixos fossem disponibilizados pelas bacias de contribuição de tributários exclusivos dos segmentos A.

Não há indícios de movimentações tectônicas que justifiquem um novo *input* de energia na área que corresponde ao PEC e, assim, justifique a intensificação da erosão nessa área e o aumento ou manutenção de uma elevada carga sedimentar para os cursos d'água daquela unidade do relevo. Entretanto, é possível que o rompimento de soleiras, representados por diques e veios mais frágeis diante dos processos erosivos tenham permitido a incisão da drenagem, como discutido anteriormente. Isso pode ter contribuído para os elevados valores de Dd (Figura 12 e Gráfico 7) observados atualmente no PEC, bem como o baixo Is (Figura 44) no trecho de alto curso dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos.

Evento de sedimentação 4 – formação dos N1 (segmentos A)

Com a estabilização do nível de base regional, representado pelo Rio Paraopeba, iniciou-se o último evento de sedimentação de caráter regional. Apesar de ocorrer em todos os afluentes do Médio/Baixo Rio Paraopeba, esse evento de sedimentação se limita ao vale do rio e aos baixos cursos de seus afluentes (segmentos A).

Nesse evento, a sedimentação é comandada pelo nível de base regional estabelecido pelo Rio Paraopeba. Observa-se que esse evento tem em comum com o evento 2 o fato de que a amplitude altimétrica inferida para os dois eventos é praticamente a mesma. Nesse sentido, entre a confluência do Rio Paraopeba com o Rio Pardo e a região de Juatuba (distância vetorial de 90 km) o desnível continua sendo de aproximadamente 50 m. A repetição dessas condições do nível de base de regional e a geração dos N1 nos segmentos A e no Rio Paraopeba são indícios que permitem afirmar que se trata de um evento de sedimentação de caráter regional. A composição granulométrica dos pacotes sedimentares, conforme se observa na Tabela 4 é outro indicio importante, de acordo com a análise granulométrica, apresentada no Capítulo 6, houve o aumento considerável dos percentuais de argila e silte nos N1 analisados em comparação aos N2. Isso também implicou na formação de fácies marcadas pelo tipo Fl, enquanto os N2 dos segmentos A possuem conjunto de fácies composto dos tipos Sh e Fl (Quadro 9).

Nos afluentes da margem direita do Rio Paraopeba (ribeirões das Abóboras e dos Macacos – segmentos A e B), a formação dos N1 tem sido bastante influenciada pelas atividades antrópicas. Nessas bacias, a intensa extração de areia dos N2, N1 e do leito dos cursos d'água são responsáveis por desequilíbrios consideráveis na dinâmica hidrossedimentar. Nesse sentido, Carvalho *et al.* (2012) verificaram que, entre 1989 e 2010, o canal principal do

Ribeirão dos Macacos teve sua morfologia e suas margens bastante alteradas pela mineração. Foi constatado que a extração de areia provocou o alargamento do canal e a diminuição da sinuosidade, o que refletiu em alterações na capacidade e competência do curso d'água, provocando o assoreamento do mesmo. Como a bacia do Ribeirão das Abóboras é tão explorada pela mineração quanto a do Ribeirão dos Macacos, infere-se que os efeitos dessa atividade sejam os mesmos nas duas bacias.

Eventos de sedimentação locais sem ordem cronológica definida

Além dos quatro eventos sedimentares cronologicamente organizados, existem os eventos de sedimentação relacionados à formação de outros níveis deposicionais que, por falta de evidências, não podem ser diretamente relacionados a nenhum outro evento. Faltam dados mais robustos que permitam associar os N1 de todos os segmentos B e os N1, N2 e N3 dos segmentos C aos demais eventos de sedimentação. Isto porque estes níveis tiveram/têm suas dinâmicas deposicionais controladas pelos níveis de base locais, condicionadas pelos diques básicos e veios de quartzo.

Independentemente das relações temporais entre os eventos de sedimentação locais, o mais importante é observar que esses eventos de deposição têm forte relação com o controle litológico exercido pelos diques básicos e veios de quartzo. Dito isso, ressalta-se que eles se diferenciam dos outros eventos de sedimentação porque não respondem diretamente ao rebaixamento do nível de base regional, representado pelo Rio Paraopeba.

Nesse sentido, é possível que esses eventos de sedimentação tenham ocorrido concomitantemente a outros eventos ou tenham se iniciado em um evento e terminado em outro. O que se faz a seguir é uma tentativa de posicionar esses eventos em relação aos demais. Contudo, as relações temporais destacadas ainda necessitam de dados conclusivos.

- a) Evento de sedimentação do N3 do segmento C do Ribeirão das Lajes: é possível que o evento que gerou esse nível tenha iniciado juntamente com o evento 1 ou logo em seguida. De fato, o estabelecimento de um nível de base local para o segmento C foi o responsável pela diferenciação da dinâmica hidrossedimentológica no segmento. Corroboram com essa hipótese os dados das datações, que apontam que a deposição do N2 do Ribeirão do Ouro se iniciou depois da sedimentação do N2 do segmento B, associado ao evento 2. Conclui-se, portanto, que esse evento foi fortemente condicionado pelo controle litológico exercido pelos diques básicos e veios de

quartzo, responsáveis pelo surgimento de um *knickpoint*. A importância e a evolução dos *knickpoints* já foram discutidas juntamente com o evento de sedimentação 2.

- b) Evento de sedimentação dos N2 dos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro: as idades das amostras do N2 do Ribeirão do Ouro indicam que esse, pelo menos nesse ribeirão, evento ocorreu entre o evento de sedimentação 2 e o 3. O início da formação dos N2 nos segmentos C está relacionado ao período de estabilização do nível de base local, depois da incisão da drenagem neste segmento, posterior ao evento 1. Desse modo, depois da formação do N3 (presente na bacia do Ribeirão das Lajes), houve uma fase de encaixamento da drenagem e, em seguida, um período de estabilidade do nível de base que permitiu o início da deposição desses pacotes sedimentares. Não há indícios de movimentações tectônicas que expliquem a geração dos *knickpoints*, os quais devem estar associados apenas à maior resistência das litologias que compõem os diques e veios frente aos processos de incisão do canal. Esse evento de sedimentação foi interrompido por uma nova fase de rebaixamento do nível de base, registrada no segmento C do Ribeirão do Ouro, onde a incisão do canal expôs o contato entre a base do N2 e o elúvio sobre o qual ele está depositado.
- c) Evento de sedimentação dos N1 nos segmentos B: o evento de sedimentação responsável pela formação dos N1 nos segmentos B deve ter se iniciado juntamente com o evento 3 ou pouco depois de seu início. Assim como ocorreu/ocorre em outros segmentos, esse evento de sedimentação foi condicionado pelo nível de base local. Contudo, deve-se dar atenção a um fato recorrente nas bacias investigadas. Assim como ocorreu nos eventos 2 e 3 que formaram depósitos com características diferenciadas de acordo com a margem do Rio Paraopeba, esse evento é marcado por um pequeno rebaixamento do nível de base nos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta, gerando N1 encaixados em relação aos N2 daqueles segmentos. No Ribeirão das Lajes ele gerou N1 embutido no N2, que pode ser também encaixado e só não recebeu essa classificação porque foi possível identificar a base do depósito. Já nas bacias da margem direita, esse evento foi responsável pela formação de níveis N1 integralmente embutidos nos N2. Essa relação entre os N1 e N2 nas bacias da margem direita foi inferida a partir da profundidade das cavas de extração de areia localizadas nessas bacias, consideravelmente mais profundas que o nível da lâmina d'água dos cursos d'água. Destaca-se ainda que essas atividades podem ter provocado alterações na

dinâmica hidrossedimentar dessas bacias, como anteriormente discutido quando se tratou do evento de sedimentação 4.

- d) Evento de sedimentação dos N1 nos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro: entre os eventos de sedimentação sem ordem cronológica definida, esse foi considerado possivelmente o mais recente. Ele deve ter se iniciado enquanto o evento 3 se desenvolvia e deve ser concomitante ou posterior ao evento 4. De fato, é difícil definir a posição desse evento em relação aos demais porque se trata do evento mais recente de segmentos localizados nos trechos mais a montante dos respectivos cursos d'água. A gênese desses níveis deve ser bastante semelhante à dos N1 localizados nos segmentos B dos ribeirões do Ouro e Cova D'Anta. Nesse sentido, depois do evento de sedimentação que gerou os N2 nos segmentos C, houve uma pequena fase de rebaixamento do nível de base, evidenciado no Ribeirão do Ouro com a exposição do elúvio abaixo do pacote sedimentar. Em seguida, houve certa estabilização do nível de base que têm permitido a formação desses N1.

8.3. Datações por Luminescência Opticamente Estimulada – LOE

Os resultados das datações (Tabela 5) permitiram estabelecer relações temporais e espaciais importantes para esse estudo, que estão de acordo com as evidências geomorfológicas e interpretações apresentadas no item anterior. As idades das amostras 1, 2, 9 e 10 (4 amostras) foram interpretadas, consideradas subestimadas e, por isso, descartadas. As idades das amostras 3, 4, 5, 6, 7 e 8 foram interpretadas e consideradas confiáveis.

As amostras do segmento B do Ribeirão dos Macacos (amostras 1 e 2) apresentaram idades que foram consideradas subestimadas. Não eram esperadas idades tão recentes para um nível deposicional com aquelas dimensões horizontais e verticais. As idades indicam que a deposição do pacote sedimentar ocorreu entre 800 ± 130 e 530 ± 80 anos atrás. Portanto, o depósito teria sido formado nos últimos 1.000 anos, em um intervalo de cerca de 450 anos, no máximo. Além disso, considerando as evidências geomorfológicas e assumindo que o segmento B corresponde a um perfil relíquia da regularização do canal referente à fase de incisão anterior ao evento de sedimentação 2, a taxa de encaixamento no segmento A⁹ seria de

⁹ Todos os cálculos da taxa de encaixamento realizadas neste estudo consideraram o cenários que tendem a apresentar valores mais elevados para a referida taxa. Desse modo, a idade do topo do depósito foi considerada como o momento final da estabilidade do nível de base e início do encaixamento do canal. A profundidade do

aproximadamente $25,0 \text{ mm a}^{-1}$ (ou 20 m em 800 anos). Nesse caso, se a idade desse depósito fosse considerada confiável, seria preciso desconsiderar as evidências geomorfológicas e assumir outras hipóteses, como as seguintes:

- a) O estabelecimento do nível de base deste segmento seria bastante recente e reflexo de uma movimentação de blocos (soerguimento/subsidência ou basculamento). No caso do soerguimento/subsidência, a subsidência do bloco do segmento A e/ou soerguimento do bloco do segmento B apenas individualizaria os segmentos, sem alterar a idade dos depósitos. Um basculamento que represasse o curso d'água poderia ser uma hipótese plausível, contudo, os perfis do N2 do segmento B são majoritariamente constituídos de material arenoso, em fácies que estão associadas a padrões fluviais próximos do entrelaçado ou entrelaçado típico. Além disso, se fosse um basculamento antigo era de se esperar uma idade maior para o depósito e se fosse mais recente, era de se esperar um lago sendo esvaziado pelo rompimento da soleira. Desse modo, descarta-se a possibilidade de movimentações tectônicas que expliquem a idade desse depósito.
- b) O avanço da incisão remontante da drenagem iniciada no Rio Paraopeba teria alcançado o ribeirão e, ao entrar em contato com uma porção mais resistentes do veio de quartzo teria deixado de rebaixar. Assim, seria gerado um *knickpoint* e seria estabelecido um nível de base local, a partir do qual o segmento B seria regularizado. Contudo, o trecho regularizado do segmento B tem aproximadamente 40 km de extensão e o do segmento A possui 20 km de extensão. Assim, torna-se complicado propor que no trecho mais a jusante a regularização do canal foi finalizada há cerca de 3.000 anos e que esse depósito, de cerca de 11 m, foi formado em no máximo 2.110 anos, enquanto o trecho mais a montante e mais longo cuja regularização iniciou depois (pois está a montante), conseguiu regularizar seu canal e formar um depósito tão espesso quanto o do segmento A, com fundos de vales até mais amplos que o do trecho a jusante em cerca de 270 anos. Assumir que a regularização do segmento B é

encaixamento variou de acordo com o segmento para o qual o cálculo foi realizado. Para calcular a taxa de encaixamento nos segmentos A, a profundidade do encaixamento foi medida considerando a diferença altimétrica entre a base e o topo do *knickpoint*. Desse modo, como o acredita-se que o N2 do segmento B já se estendeu até o segmento A, a diferença entre a base e o topo do *knickpoint* representa o encaixamento no segmento A. Para calcular a taxa de encaixamento a montante dos *knickpoints*, nos segmentos B e C, a profundidade do encaixamento foi medida considerando a distância entre a base do N2 e a lâmina d'água.

posterior à do segmento A só seria aceitável se as idades do N2 do segmento A estivessem erradas ou se o segmento B, tivesse regularizado o canal a um ritmo muito acelerado e, depois, iniciado a deposição do seu N2. É preciso lembrar que o curso d'água é o nível de base para os processos geomorfológicos que atuam nas vertentes e, desse modo, os vales amplos demandariam um ritmo acelerado dos processos que atuam nas vertentes. Devido a essas incongruências, essa hipótese também pode ser rejeitada, assumindo que as idades obtidas para o N2 do segmento do Ribeirão dos Macacos estão subestimadas.

No segmento B do Rio Vermelho, o N2 teria sido formado entre 5.400 ± 610 e 2.250 ± 300 anos. De acordo com essas idades, o tempo necessário para a formação desse depósito deve ter sido de, no máximo, 4.060 anos. Porém, as idades obtidas (amostras 9 e 10) também apresentam valores considerados subestimados e, por isso não foram aproveitadas nas interpretações. Nesse caso, a discussão é semelhante à das amostras do segmento B do Ribeirão dos Macacos. Como não há amostras do segmento A, é preciso compará-las com as amostras do segmento B do Ribeirão do Ouro, considerada confiável. Considerando a hipótese de que o segmento B do Rio Vermelho é um perfil relíquia da fase de incisão da drenagem anterior ao evento de sedimentação 2, a taxa de encaixamento seria de $6,0 \text{ mm a}^{-1}$ (ou 15 m em 2.250 anos). Uma taxa muito elevada para uma região cratônica. Se essa idade fosse considerada confiável, mais uma vez seria preciso desconsiderar o modelo proposto, porque o nível de base do segmento seria reflexo de movimentações neotectônica ou um nível de base local estabilizado a pouco tempo, sem relação nenhuma com o encaixamento no segmento A, a jusante. No entanto, a homogeneidade do relevo na bacia do Rio Vermelho (Figura 9) é um indício de que não houve um soerguimento que produzisse o *knickpoint*. A hipótese de esse segmento ter sido regularizado há pouco tempo e não ter relação com o segmento A também causa estranheza. De fato, o segmento B é bastante regularizado, sendo pouco provável que não se relacione a um período maior de estabilidade do nível de base e de regularização do canal desde o segmento A. Além disso, a taxa de encaixamento no segmento A do Ribeirão do Ouro, calculada a partir das idades do N2 do segmento apresentou valor que permite associar o segmento B a um período de regularização do canal que ocorreu simultaneamente nos segmentos A e B. Ressalta-se que o Rio Vermelho e o Ribeirão do Ouro são afluentes da margem esquerda do Rio Paraopeba.

A deposição do N2 do segmento B do Ribeirão do Ouro ocorreu entre 17.600 ± 2.780 e 15.800 ± 2500 anos e durado até 7.080 anos. As amostras desse depósito (amostras 7 e 8)

apresentam idades mais confiáveis. Considerando que o segmento B do Ribeirão do Ouro é um perfil relíquia da regularização do canal anterior ao evento de sedimentação 2, o cálculo da taxa de encaixamento revela que no segmento A o valor dessa taxa é de $0,9 \text{ mm a}^{-1}$ (ou 15 m em 15.800 anos). Essa taxa ainda pode ser considerada superestimada, pois ela considera o pior cenário, ou seja, que o encaixamento coincide com o final da deposição do pacote sedimentar. Mas, como o encaixamento em áreas cratônicas é relativamente lento, é possível que ele ocorra concomitantemente à fase final de formação do depósito, abandonando-o gradativamente. Assim, o início do encaixamento deve ter ocorrido entre o início e o final da deposição. Já o cálculo do encaixamento a montante do *knickpoint* é de $0,09 \text{ mm a}^{-1}$ (ou 1,5 m em 15.000 anos).

O N2 do segmento C, localizado no trecho mais a montante do Ribeirão do Ouro, foi formado depois do N2 do segmento B, localizado a jusante daquele. A deposição do N2 do segmento C ocorreu entre 6.250 ± 1.100 e 2.850 ± 420 , evidenciando um período de deposição que durou 4.920 anos, no máximo. As idades obtidas pela datação do N2 (amostras 5 e 6) foram consideradas confiáveis e corroboram com o modelo proposto. Nesse sentido, era esperado que o N2 desse segmento fosse mais recente que o N2 do segmento B. É possível que o nível de base local do segmento C tenha se estabelecido depois da regularização do trecho a jusante. Além disso, é possível observar que houve encaixamento nesse segmento depois da deposição do N2 e o cálculo da taxa de encaixamento a montante do *knickpoint* corrobora com a aceitação das idades. Assim, no pior cenário, a taxa de encaixamento é de $0,3 \text{ mm a}^{-1}$ (1 m em 2.850 anos).

No segmento B do Ribeirão dos Macacos, as idades obtidas para as amostras indicam que a sedimentação do N2 se iniciou há 2.750 ± 420 e se encerrou há 1.250 ± 190 . O intervalo de tempo para a formação desse depósito pode chegar a 2.110 anos. As idades corroboram com o modelo proposto, uma vez que este N2 possui idades mais recentes que aquelas observadas no segmento B do Ribeirão do Ouro.

As idades consideradas confiáveis estão de acordo com os eventos de sedimentação propostos para a gênese, evolução e configuração espacial proposto no item anterior. A relação entre as idades dos N2 dos segmentos B e C do Ribeirão do Ouro e do segmento A do Ribeirão dos Macacos representa um forte indício de que os segmentos B realmente são perfis reliquias. O esperado para os perfis reliquias é que eles possuam depósitos mais velhos que os do trecho a jusante, como ocorreu com o depósito do segmento B do Ribeirão do Ouro, mais

recente que o do segmento A do Ribeirão dos Macacos. Por outro lado, o esperado para um segmento cuja regularização do canal não tem relação com o trecho a jusante é que possua depósitos mais novos que os do trecho a jusante, como ocorreu com o depósito do segmento C do Ribeirão do Ouro, mais novos que o do segmento B.

As taxas de encaixamento também corroboram com a hipótese dos perfis reliquias e tudo o que está relacionado a eles. Assim, a taxa de encaixamento no segmento A do Ribeirão do Ouro, a idade do N2 do segmento A do Ribeirão dos Macacos inferior à do N2 do segmento B do Ribeirão do Ouro e as cotas altimétricas dos níveis de base locais dos segmentos B com valores muito próximos são argumentos fortes que permitem associar a regularização dos canais dos segmentos B a um período de estabilização do nível de base regional anterior à incisão do canal no segmento A, que permitiu a formação do N2. Já as taxas de incisão a montante dos *knickpoints* que definem os níveis de base locais dos segmentos B e C do Ribeirão do Ouro apresentam valores muito baixos comparados à taxa de encaixamento no segmento A, os quais demonstram o forte controle litológico exercido pelos diques e veios de quartzo. Contudo, a taxa de encaixamento no segmento C é três vezes maior que a do segmento B, demonstrando que os diques e veios de quartzo possuem graus de resistência à incisão diversificada.

A partir dos resultados das datações e considerando que os N2 dos segmentos B foram formados simultaneamente, observa-se que os depósitos mais expressivos (os N2 localizados nos segmentos B) possuem um período de deposição de até 7.080 anos. Isso indica que houve um período relativamente longo de estabilidade do nível de base que permitiu a elaboração desses pacotes. Naqueles segmentos A que possuem N2, estes foram formados em 2.110 anos, no máximo. Já nos segmentos C, os N2 foram depositados em um período de 4.920 anos, no máximo. Nestes, o longo período de deposição pode estar condicionado pela maior estabilidade do nível de base, garantida pelo controle litológico.

Em suma, se as idades dos depósitos N2 dos segmentos B do Ribeirão dos Macacos e do Rio Vermelho forem consideradas corretas e, ao mesmo tempo, forem aceitos como adequados os eventos de sedimentação e responsáveis pela gênese, evolução e configuração dos níveis deposicionais, os valores das taxas de encaixamento dos segmentos A desses cursos d'água ultrapassam os valores das taxas de encaixamento na bacia do alto Rio Beni, na região dos Andes Bolivianos. Naquela bacia, Safran *et al.* (2005), fizeram 48 estimativas de taxas de encaixamento utilizando as datações de alúvios com ^{10}Be e obtiveram valores que variam

entre 0,04 e 1,35 mm a⁻¹. Nesse sentido, ou as datações desses depósitos estão erradas por apontarem taxas de encaixamento superiores ao observado nos Andes, ou os eventos de sedimentação propostos não correspondem à realidade, apesar dos indícios geomorfológicos apresentados. Por outro lado, as taxas de encaixamento calculadas a partir das idades dos depósitos dos segmentos B e C do Ribeirão do Ouro para seus segmentos A, B e C apresentam valores que estão de acordo com os eventos de sedimentação propostos. As taxas de encaixamento calculadas são parecidas às obtidas por Bridgland e Westaway (2008) em estudo recente. Eles analisaram terraços escalonados em diversas partes do globo e encontraram taxas de encaixamento que variaram entre 0,03 e 0,2 mm a⁻¹ em regiões exteriores e de crátons arqueanos. Obviamente, é possível questionar as datações dos N2 dos segmentos B e C do Ribeirão do Ouro. Contudo, deve-se levar em conta que esses cálculos foram realizados considerando as condições para uma taxa de encaixamento do canal subestimada. Portanto, as taxas de encaixamento no Ribeirão do Ouro, bem como a organização espacial e idades dos depósitos (incluindo o N2 do segmento A do Ribeirão dos Macacos) corroboram com os eventos propostos.

8.4. Considerações sobre os eventos de sedimentação

A Figura 48 apresenta a configuração espacial atual dos níveis deposicionais investigados e uma síntese da interpretação dos eventos de sedimentação de cunho regional e local às quais a gênese e evolução desses níveis estão relacionadas. A partir das discussões anteriores, conclui-se que a gênese e a evolução desses depósitos estão associados a 4 eventos regionais de sedimentação com ordem cronológica estabelecida e por outros eventos locais que não possuem indícios que permitam encaixá-los com exatidão nos/ou entre os eventos principais. Destaca-se que os quatro eventos com ordem cronológica estabelecida tiveram como nível de base regional o Rio Paraopeba. Por outro lado, os eventos de sedimentação sem ordem cronológica estabelecida correspondem a eventos cuja sedimentação foi comandada por níveis de base locais, notadamente controlados pelos diques básicos e veios de quartzo.

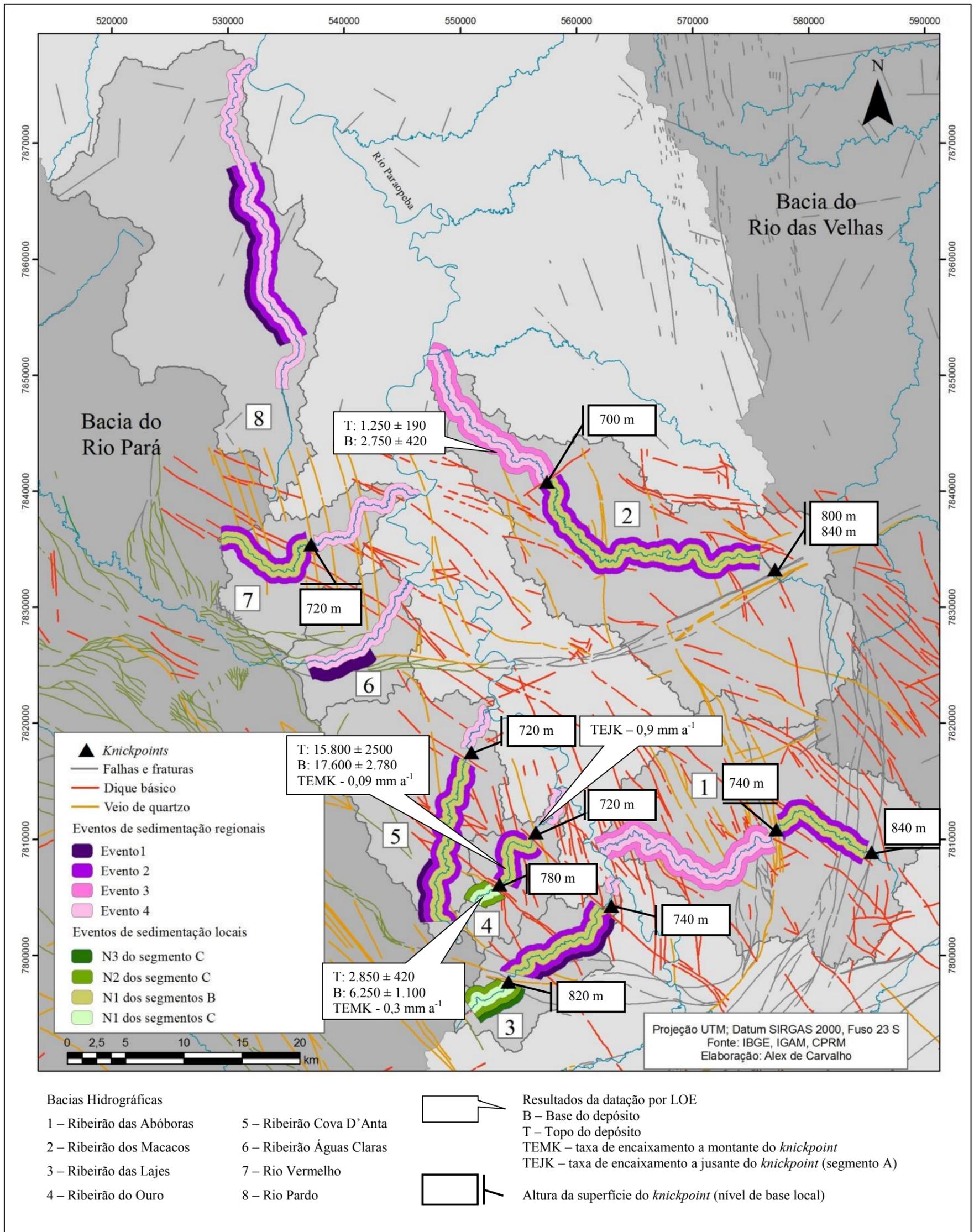


Figura 48: Síntese da configuração espacial e eventos de sedimentação na bacia do médio-baixo Rio Paraopeba.

Observação: os símbolos adotados não visam apresentar a largura ou extensão das áreas deposicionais, mas sim a sua localização.

Desse modo, este estudo demonstra a importância da lito-estrutura herdada dos ciclos Transamazônico e Brasileiro. De fato, como apresentado no Capítulo 3, a área possui um complexo quadro estrutural e litológico produzido durante o Transamazônico e retrabalhado e reativado durante o Brasileiro. No Quaternário, parte desse quadro estrutural foi, em diversos momentos reativados, embora com menor intensidade na área investigada. A reativação se deu principalmente através de movimentações neotectônicas, baseada em uma dinâmica de blocos diferenciada, com soerguimentos, basculamentos e subsidências (SAADI, 1991). Destaca-se ainda que essa dinâmica de blocos não é exclusiva da área investigada neste estudo. Diversos estudos anteriores apresentaram indícios dessa dinâmica em áreas adjacentes (MOREIRA, 1997; MARQUES, 1997; KOHLER, 1989; MAGALHÃES Jr, 1993).

Por outro lado, o componente litológico também merece atenção. As falhas geradas no Transamazônico foram reativadas no Brasileiro e geraram veios de quartzo (ou cataclastos) que entrecortam toda a área da bacia do médio-baixo Rio Paraopeba (CHAVES, 1996; ROMANO, 2007; CHAVES, 2011). Ainda no Transamazônico foram gerados diques básicos, que foram metamorfisados no Brasileiro, ciclo que também produziu grande quantidade de diques básicos. Esses diques e veios mais resistentes aos processos erosivos e intempéricos, como comprovado pelas taxas de encaixamento, sustentam as cristas finas e alongadas (CHAVES, 1996; OLIVEIRA, 1999) que marcam a paisagem da DZCP e os níveis de base locais, que individualizam os segmentos dos cursos d'água, destacados ao longo deste estudo.

Outro aspecto importante está relacionado aos paleoambientes de deposição e sistemas fluviais associados. Como dito anteriormente, os N3 que são registros do evento de sedimentação 1, apesar de não possuírem muitos perfis e sequências deposicionais que permitem a recomposição dos paleoambientes em que foram gerados, são importantes indícios da mudança do padrão de sedimentação na região. Esses níveis deposicionais marcam o final de um período de maior energia nos canais, quando estes eram capazes de transportar materiais mais pesados, como os seixos, para um período em que os cursos d'água transportam preferencialmente areia, silte e argila. Essa mudança no comportamento hidrossedimentar dos cursos d'água deve estar associado à relativa suavização do relevo, principalmente na porção norte da área, que deve ter diminuído consideravelmente o gradiente dos canais e, conseqüentemente a capacidade energética deles. Além disso, o período posterior à formação dos N3 é marcado pela regularização dos canais, nos quais atualmente podem ser observados perfis reliquiais, registros dessa época de suavização do relevo.

A análise das sequências deposicionais (Quadros 6 e 7) revela que, de modo geral, os eventos de sedimentação 2 e 3 apresentam características (fácies Gm e Sh, conforme MIALL, 1985) que permitem associá-los a sistemas fluviais intermediários, entre rios entrelaçados e meandantes, sem ser possível definir um sistema fluvial específico. No que se refere à dinâmica pretérita, é importante destacar que os padrões fluviais do Rio Paraopeba e dos ribeirões Serra Azul e Mateus Leme, a montante da área investigada, foi marcada por períodos de padrão fluvial entrelaçado, registrados nos depósitos sedimentares. De acordo com Marques (1997), os três níveis de terraço anteriores à planície atual possuem perfis típicos de canal do tipo entrelaçado. Já nos outros dois ribeirões, de acordo com Moreira (1997), a dinâmica fluvial pretérita foi marcada por padrões mais antigos do tipo entrelaçado ou próximo a este, seguido por padrão flúvio-lacustre (por causa de um basculamento que barrou a drenagem), até os dois padrões mais recentes com características próximas às do padrão meandrante.

Já as sequências deposicionais do evento regional de sedimentação 4 apresentam características de sistemas próximos ao meandrante, predominando fácies do tipo F1 (Quadro 9). Cabe ressaltar que os N1 dos segmentos A e B dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos apresentam dinâmica atual que mostram a transição de padrões meandantes para entrelaçados, devido ao excessivo aporte de sedimentos provenientes do revolvimento do leito desses cursos d'água e do desmanche de suas margens (CARVALHO *et al.*, 2012). O mesmo tem ocorrido no vale do Rio das Velhas, a jusante do Quadrilátero Ferrífero, no qual a dinâmica moderna (planícies de inundação) vem se modificando, abandonando características típicas do padrão meandrante e assumindo, cada vez mais, características do padrão entrelaçado (MAGALHÃES JR, 1993).

9. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos resultados obtidos durante os trabalhos de campo, nas análises laboratoriais e em gabinete, é possível afirmar que a dinâmica fluvial na bacia do médio-baixo Rio Paraopeba tem evoluído sob influência de ritmos de rebaixamento do nível de base regional, pelo estabelecimento de níveis de base locais e por eventos de sedimentação que refletem os períodos de relativa estabilidade dos níveis de base regional e locais.

As evidências e hipóteses apresentadas apontam para um controle estrutural e tectônico que têm condicionado o ritmo do rebaixamento do nível de base regional e, com isso, controlado os eventos de sedimentação regionais. Nesse sentido, as fases de incisão da drenagem, de caráter regional, podem ter sido comandadas por uma dinâmica de blocos diferenciada, influenciada por um quadro estrutural complexo herdado dos ciclos Transamazônico e Brasileiro ou pelo rompimento de soleiras, ambos tendo como resultado o rebaixamento do nível de base do Rio Paraopeba.

As reativações de falhas e zonas de cisalhamento foram responsáveis por movimentações neotectônicas como basculamentos, soerguimentos e abatimentos de blocos. Na área investigada, o basculamento da região provocou o deslocamento do canal do Rio Paraopeba para oeste (margem esquerda), o que foi decisivo para a atual configuração das bacias e redes hidrográficas caracterizadas por afluentes mais extensos e com maiores bacias na margem direita e o inverso na margem esquerda. Também se atribui ao basculamento a intensificação dos processos erosivos na área que corresponde aos altos cursos dos afluentes da margem direita e o conseqüente aumento do aporte de sedimentos para esses cursos d'água. Com maior aporte de sedimentos e canais mais extensos e com menor capacidade energética, por se situarem em uma área previamente suavizada, os eventos de sedimentação foram intensificados nas bacias da margem direita, registrado pelo entulhamento dos vales.

Como dito, os soerguimentos neotectônicos de caráter regional ou os rompimentos de soleiras no Rio Paraopeba foram responsáveis por ciclos de rebaixamento do nível de base e incisão da rede de drenagem, seguidos de certa estabilidade desses níveis de base e intensificação de processos deposicionais. Na bacia do médio-baixo Rio Paraopeba, os rebaixamentos do nível de base regional foram responsáveis por fases de incisão da drenagem com intensidades distintas que proporcionaram o surgimento dos níveis de base locais observados nos afluentes do Rio Paraopeba.

Se, por um lado, o controle estrutural e tectônico foi decisivo para a instalação dos eventos de sedimentação de caráter regional, por outro lado, os diques básicos e veios de quartzo foram importantes para o estabelecimento de níveis de base locais que controlaram os eventos de sedimentação locais nos trechos superiores dos canais dos afluentes do Rio Paraopeba. Assim como o quadro estrutural, os diques e veios são elementos que compõem a litologia da área e foram formados durante os ciclos Transamazônico e Brasileiro. Os diques e veios possuem organização espacial complexa. Eles seccionam as litologias do Complexo Granito-Gnáissico-Migmatítico e do Supergrupo Rio das Velhas, em alguns pontos se cruzam e em algumas áreas se localizam paralelamente próximos. A maior resistência das litologias dos diques e veios constitui um fator importante associado à gênese de *knickpoints* ao longo dos canais desses afluentes. Por sua vez, o estabelecimento desses níveis de base locais foi essencial para a preservação de perfis longitudinais reliquias, que indicam tanto a magnitude da incisão anterior ao evento de sedimentação 2, como do respectivo evento.

Com base nessas informações, que reúnem indícios do controle litológico, estrutural e tectônico, foi proposto um conjunto de eventos de sedimentação que busca explicar a gênese, evolução e configuração espacial dos níveis deposicionais investigados. Esses eventos são divididos em dois grupos. O primeiro é composto de quatro eventos de sedimentação regionais cronologicamente organizados, todos controlados pelo nível de base regional, representado pelo Rio Paraopeba. Desses, o evento 3 foi o de menor magnitude, porque só existem evidências de sua ocorrência no vale do Rio Paraopeba, que confere o caráter regional, e nos segmentos A dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos, o que confere a menor magnitude. Existem ainda outros eventos de sedimentação controlados pelos níveis de base locais que não puderam ser diretamente relacionados aos quatro eventos principais. Assim, foram propostas relações mais flexíveis entre os eventos locais e regionais. Sinteticamente, os eventos de sedimentação são apresentados, a seguir:

Evento de sedimentação 1: evento de caráter regional, controlado pelo nível de base do Rio Paraopeba, registrado nos altos cursos dos afluentes investigados. Os N3, relativos a esse evento, são os indícios de mudança significativa da capacidade e competência dos cursos fluviais registrada nos eventos seguintes, haja vista que a partir desse evento, os depósitos fluviais passaram a ser constituídos de sedimentos finos, especialmente areia fina.

Evento de sedimentação 2: evento de caráter regional, controlado pelo nível de base do Rio Paraopeba, registrado nos segmentos B e alto-médio curso do Rio Pardo. A fase de incisão da

drenagem, posterior a esse evento, foi responsável pelo surgimento de *knickpoints*, que foram utilizados para estabelecer o limite entre os segmentos A e B, que atuam como níveis de base locais controlados pela litologia (diques e veios). Os depósitos associados a esse evento são indícios importantes de que os trechos dos canais a montante dos *knickpoints* constituem perfis longitudinais reliquias, regularizados na fase de incisão da drenagem anterior ao evento 2 e atualmente preservados pelos níveis de base locais. Esse evento possui depósitos com características de intenso entulhamento nos afluentes da margem direita e sequências deposicionais associadas ao padrão fluvial próximo ao entrelaçado ou com sinais de entrelaçamento.

Evento de sedimentação 3: evento de caráter regional, de menor magnitude, pois só há registros desse evento no vale do Rio Paraopeba e nos segmentos A dos ribeirões das Abóboras e dos Macacos. Foi responsável pela formação de N2 em ambientes de intenso entulhamento, com indícios de padrão fluvial próximo ao entrelaçado. A fonte dos sedimentos, nesse evento, deve ter sido a área que corresponde ao PEC, soerguida durante o basculamento regional anterior ao evento 1, e que deve ter tido seguidas fases de incisão da drenagem associada a ciclos de rompimento de soleiras. Nesses ciclos, durante os períodos de incisão da drenagem, a dinâmica hidrossedimentar dessas bacias deve ter sofrido alterações significativas devido ao maior aporte de sedimentos. A alteração da dinâmica hidrossedimentar teria como reflexo o entulhamento dos vales.

Evento de sedimentação 4: último evento de caráter regional, comandado pelo atual nível de base do Rio Paraopeba. A incisão da drenagem, posterior ao evento 2, está associada a dois períodos de rebaixamento do nível de base, responsáveis pela regularização dos canais nos segmentos A. Após a regularização, iniciou-se o evento de sedimentação 4 que representa a formação das atuais planícies.

Eventos sem posição cronológica definida: esses eventos têm caráter local e foram condicionados pelos níveis de base locais, controlados pela litologia mais resistente dos diques básicos e veios de quartzo. Como são eventos associados aos níveis de base locais, é difícil estabelecer relações com os eventos cronologicamente organizados. De modo geral, são individualizados os seguintes eventos de sedimentação locais de acordo com os níveis deposicionais formados: a) formação do N3 no segmento C do Ribeirão das Lajes; b) formação dos N2 nos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro; c) formação dos N1 nos segmentos B; e d) formação dos N1 nos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro;

Observa-se ainda certa similaridade entre as unidades do relevo e o posicionamento dos depósitos fluviais de fundo de vale. De modo geral, na maior parte das bacias investigadas, os depósitos se concentram na DZCP, onde se também se concentram os diques básicos e veios de quartzo que condicionaram a preservação de depósitos ou que estabeleceram níveis de base locais que permitiram a elaboração daqueles depósitos relativos aos eventos de sedimentação locais. Além disso, nota-se que o PEC, o PPMI e a SRP são unidades do relevo que não possuem níveis deposicionais expressivos e representam as principais áreas fonte de sedimentos para as partes a jusante, nas bacias dos afluentes do Rio Paraopeba. De fato, o PPMI e a SRP representam áreas de contribuição mais significativas para os afluentes do Rio Pará, a oeste do Rio Paraopeba. Por outro lado, destaca-se que o PEC é um planalto bastante extenso e que representa áreas de contribuição significativamente extensas tanto para os afluentes da margem direita do Rio Paraopeba como para o Ribeirão da Mata, afluente do Rio das Velhas. A configuração espacial das unidades do relevo, suas características quanto à altimetria, extensão e litologia ajudam a explicar a configuração espacial dos níveis deposicionais na área investigada.

Por fim, as datações por Luminescência Opticamente Estimulada-LOE apresentam resultados que, em alguns casos, se contrapõem às evidências geomorfológicas e, por isso, merecem ser analisadas com cautela e à parte. Esse é o caso das amostras dos N2 dos segmentos B do Ribeirão dos Macacos e do Rio Vermelho, que devem ter sido subestimadas. Partindo do pressuposto de que os segmentos B tiveram a sedimentação dos N2 condicionadas pelo nível de base do Rio Paraopeba e que, desse modo, os segmentos B constituem perfis reliquiais daquele período, as taxas de incisão nesses dois canais podem ser consideradas muito elevadas para uma área situada em um cráton. Por outro lado, as datações dos N2 do segmento A do Ribeirão dos Macacos e dos segmentos B e C do Ribeirão do Ouro apresentaram idades mais confiáveis. Nesse sentido, as taxas de encaixamento relacionadas a essas datações estão de acordo com o esperado para áreas cratônicas. Tomando como base as idades consideradas corretas, o evento de sedimentação 2, responsável pela formação dos N2 nos segmentos B, ocorreu entre 17.600 ± 2.780 e 17.600 ± 2.780 anos atrás. O evento de sedimentação 3, responsável pela formação dos N2 nos afluentes da margem esquerda ocorreu entre 2.750 ± 420 e 1.250 ± 190 anos atrás. Já o evento de sedimentação local responsável pela formação dos N2 nos segmentos C dos ribeirões das Lajes e do Ouro ocorreu entre 6.250 ± 1.100 e 2.850 ± 420 anos atrás, após a estabilização de nível de base, controlado diques e veios de quartzo.

10.REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M.. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, n.7, p.349-364, 1977.
- ALVES, J.M.P.; CASTRO, P.T.A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 33, n. 2, p. 117-127, 2003.
- BACELLAR, L. A. P.; COELHO NETTO, A. L.; LACERDA, W. A.. Controlling factors of gullyng in the Maracujá Catchment, Southeastern Brazil. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 1369-1385, 2005.
- BARROS, L. F. P.. Eventos sedimentares do Quaternário e evolução morfodinâmica do vale do Rio Conceição Quadrilátero Ferrífero/MG. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 110 f. Dissertação de Mestrado. 2011.
- BRIDGE, J. S.. Rivers and Floodplains. Blackwell Science, Oxford, 492p. 2003.
- BRIDGLAND, D., WESTAWAY, R. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*, v. 98, p. 285–315, 2008.
- CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão são Pedro – Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2012.
- CARVALHO, A.; RAPOSO, A. A.; BEZERRA, D. P.. Reflexos da extração de areia na morfologia do Ribeirão dos Macacos-MG, entre 1989 e 2010. In: IX Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2012, Rio de Janeiro. Geomorfologia e Eventos Catastróficos: passado, presente e futuro. *Anais do IX...* Rio de Janeiro: UGB, 2012.
- CBH-PARAOPEBA – Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio Paraopeba. Disponível em: <<http://www.aguasdoparaopeba.org.br>>. Acesso em 16 de maio de 2013.
- CHARLTON, R. Fundamentals of fluvial geomorphology. Londres; Routledge, 2008. 234 p.
- CHAVES, A. O.. Enxame de diques máficos proterozoicos da porção meridional do Cráton do São Francisco (MG-Brasil). Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 101p. Dissertação de Mestrado. 1996.
- CHAVES, A. O.. O enxame de diques de anfíbolito do Cráton do São Francisco meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, v.41, n.3, p.509-524, set, 2011.
- CHEREM, L. F. S., RAMOS, V. D. V., LOPES, F. W. A., MACEDO, D. R., MAGALHÃES JÚNIOR, A. P., SALGADO, A. A. R. Níveis e Sequências Depositionais Fluviais no Médio e Baixo Vale do Ribeirão do Caraça – borda oriental do Quadrilátero Ferrífero/MG. In: Encontro Latino Americano de Geomorfologia, 2, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7, 2008, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: UFMG, 2008. 1 CD-ROM.

CHEREM, L. F. S.. *Análise Morfométrica da Bacia do Alto Rio das Velhas – MG*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, Dissertação de Mestrado, 111f, 2008.

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

CHRISTOFOLETTI, A.. *Geomorfologia*. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 186 p.

CIBAPAR – CONSÓRCIO INTERMUNICIPAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PARAOPEBA. *Plano diretor das águas da bacia hidrográfica do rio Paraopeba: resumo preliminar*. Betim, 2009. 83p.

CLIMANÁLISE: *boletim de monitoramento e análise climática*. São José dos Campos: INEMET-INPE, Ed. Especial, out. 1986.

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.

DULLER, G.A.T. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. Chichester: *Journal of Quaternary Science*, 19:183-192, 2004.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Manual de descrição e coleta de solo no campo. Viçosa:EMBRAPA-CNPS/SBCS, 100p, 2005.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. *Manual de métodos de análise de solo*. Rio de Janeiro: Embrapa-CNPS, 212p. 1997.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília: Embrapa-SPI; Rio de Janeiro: Embrapa-Solos, 306p. 2005.

ETCHEBEHERE, M. L.; SAAD, A. R.; FULFARO V. J.; PERINOTTO, J. A. J. Aplicação do Índice Relação Declividade-Extensão – RDE na Bacia do Rio do Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências*, v. 4, n. 2, p. 43-56, outubro 2004.

ETCHEBEHERE, M. L. C., *Terraços neo-quaternários no vale do rio do Peixe, planalto ocidental paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas*. Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Tese (Doutorado em Geociências), 2000.

FÉBOLI, W. L.. *Programa Geologia do Brasil: folha SE.23-Z-C-I –Pompéu*. CPRM, Folha Pompéu, 1:100.000 (Mapa), 2008.

FRANKEL, K. L.; PAZZAGLIA, F. J.; VAUGHN, J. D. Knickpoint evolution in a vertically bedded substrate, upstream-dipping terraces, and Atlantic slope bedrock channels. *GSA Bulletin*; v. 119, n. 3/4, p. 476-486, 2007.

FUJITA, R. H. *O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos*. Maringá: Programa de Pós Graduação em Geografia/Universidade Estadual de Maringá, Dissertação (Mestrado em Geografia). 118 f. 2009.

GAMA-Jr, E. Concepções estratigráfica em análise de bacias: C) A estratigrafia genética. *Geociências*, São Paulo, n. 8, p. 21-36, 1989.

GARDNER, T.W. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 664–672, 1983.

HACK, J. T. Stream-Profile Analysis and Stream-Gradient Index. *Journal Research U.S. Geology Survey*. Vol. n. 4, 1973

HARE P. W.; GARDNER I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: MORISAWA M.; HACK J. T. (eds.). *Tectonic Geomorphology. Proceedings of 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*. 1985.

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

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Manual técnico de Geomorfologia. IBGE, 182p., 2009.

IGA – Instituto de Geociências Aplicadas. *Carta Geológica de Cachoeira dos Macacos*. Belo Horizonte, 1:50.000, 1982b.

IGA – Instituto de Geociências Aplicadas. *Carta Geológica de Esmeraldas*. Belo Horizonte, 1:50.000, 1982a.

IGA – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS. *Estado de Minas Gerais: mesorregiões do IBGE*. Disponível em: <<http://www.mg.gov.br>>. Acesso em 14 de maio de 2013.

IGA – INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS APLICADAS; SETEC – SECRETARIA DE ESTADO DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA. *Projeto RADAR – Minas Gerais*. Mapa Geomorfológico. Belo Horizonte: IGA/SETEC, Folha Belo Horizonte, 1:500.000, 1977.

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.

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.

KOHLER, H. C.. *Geomorfologia cárstica na região de Lagoa Santa – MG*. São Paulo: FFLCH/USP, 113p. Tese de Doutorado, 1989

LANA, C. E.. *Cartografia integrada de ecossistemas lóticos (fluviais) no alto curso do rio das Velhas – MG*. Ouro Preto: Escola de Minas/DEGEO/UFOP, Dissertação de Mestrado, 175f. 2004.

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

LIAN, O.B. & ROBERTS, R.G. 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Amsterdam: Quaternary Science Review*, 25(19/20): 2449-2468.

MAGALHÃES JR. A. P.. *Evolução da dinâmica fluvial cenozóica do Alto-médio Rio das Velhas na região de Belo Horizonte - MG*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, Dissertação de Mestrado. 159f. 1993.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P., BARROS, L. F. P., RAPOSO, A. A., CHEREM, L. F. S.. Dinâmica fluvial quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, p. 3-14, 2011a.

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

MAGALHÃES JÚNIOR, A.P., SAADI, A.. Ritmos da dinâmica fluvial Neo-Cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do rio das Velhas na Região de Belo Horizonte, Minas Gerais, Brasil. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 2, n. 1, p. 42-54, 1994.

MAIA, L. P.; GASTÃO, F. G. C.; TATUMI, S. H.; LACERDA, L. D. A utilização do método de luminescência opticamente estimulada para a datação de sedimentos de dunas costeiras do Nordeste. *Revista Virtual de Química*, v. 3, n. 2, p. 103-115, 2011.

MARENT, B. R.; SALGADO, A. A. R. Mapeamento das unidades do relevo da porção nordeste do Quadrilátero Ferrífero – MG. *Geografias*, v. 6, n. 1, p. 118-139.

MARQUES, M.R. *Morfodinâmica fluvial cenozóica no vale do Rio Paraopeba entre o Fecho do Funil e Juatuba, Minas Gerais*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 83p. Dissertação de Mestrado. 1997.

MARTINS, A.; Cunha, P. P.; CALDEIRA, B.; BORGES, J.; CARDOSO, A. M.. Knickpoints transitórios e perfis relíquia em afluentes dos rios Tejo e Zêrere (Portugal): estimação da incisão fluvial em troços afectados por soerguimento diferencial. In: Congresso Nacional de Geomorfologia, 6. *Anais do VI.. Coimbra (Portugal)*, p. 45-48, 2013.

MENDES, L. O.; FERNANDES, N. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.. Morfotectônica da bacia hidrográfica do rio Bonito, Petrópolis, RJ. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 8, n. 1, p. 63-77, 2007.

MENEZES, L. Mapeamento digital de análogos a reservatórios petrolíferos: exemplo para depósitos fluviais da Unidade Açú-3 – Bacia Potiguar. Natal: Centro de Ciências Exatas e da Terra/UFRN, 111p. Dissertação de Mestrado, 2004.

- MIALL, D. A. Arquitetural – element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, v. 22, p. 261-308, 1985.
- 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.
- MOREIRA, P. F.. *Depósitos cenozoicos e evolução morfodinâmica na bacia do Ribeirão Serra Azul (médio Rio Paraopeba), Minas Gerais*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 104p. Dissertação de Mestrado. 1997.
- NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE. 1979. 421 p.
- OLIVEIRA, E. A.. *Geologia, petrografia e geoquímica do Maciço Granitoide de Cachoeira da Prata*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 82p. Dissertação de Mestrado. 1999.
- OLIVEIRA, E. P.; MONTES, M. L.. Os enxames de diques máficos do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 23. *Anais do 23º...* Rio de Janeiro-RJ, v.9, p.4.137-4.151, 1984.
- OLIVEIRA, L. A. F.. *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: Instituto de Geociências/UFMG, 217f. Dissertação de Mestrado. 2012.
- PAZZAGLIA, F.J. Fluvial Terraces. In: WOHL, E. (Ed.). *Treatise on Geomorphology*. New York, Elsevier, 2010, cap. 9.
- PENTEADO, M. M.; RANZINI, G.. Relatório de viagem ao Médio Vale do Rio São Francisco. *Geomorfologia*, IG/USP, n.40, 44p.
- PEREZ-FILHO, A.; QUARESMA, C. C.; ESPINDOLA, C. R.; RODRIGUES, T. R. I.. Geomorfologia antropogênica: reativação da rede de drenagem e processos erosivos relacionados à construção civil. In: *VI Simpósio Nacional de Geomorfologia*. Goiânia, 2006.
- PERILLO, M.. *Geologia, petrografia e geoquímica do Maciço Granitoide de Florestal*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 128p. Dissertação de Mestrado. 1998.
- PERILLO, M.; ROMANO, A. W.; SOUSA, L. A. C.. Geologia de um segmento do Supergrupo Rio das Velhas da faixa Mateus Leme, NW do Quadrilátero Ferrífero. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. *Anais do 39º...* Salvador-BA, v. 1, p. 447-449, 1996.
- PETTS, G.E., FOSTER, D.L. *Rivers and Landscape*. Edward Arnold, 1985. 274 p.
- PINTO, R. C.. *Eventos deposicionais cenozoicos no Médio Vale do rio das Velhas: paleoníveis deposicionais e dinâmica atual*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 203f, 2009.
- RAMOS, A. M.; SANTOS, L. A. R.; FORTES, L. T. G. INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA (BRASIL). *Normais climatológicas do Brasil: 1961 - 1990*. Ed. rev. ampl. Brasília, DF: INMET: 2009. 465 p.

RAPOSO, A. A., OLIVEIRA, L. F., MAGALHÃES JÚNIOR, A. P., CHEREM, L. F. S.. Níveis e sequências deposicionais do vale do ribeirão do Mango, Quadrilátero Ferrífero/MG. In: Encontro Latino Americano de Geomorfologia, 2, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 7, Belo Horizonte. *Anais...* v. 1, p. 110-120, 2008.

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

ROMANO, A. W.. *Nota explicativa da folha Pará de Minas – SE.23-Z-C-IV*. Brasília: UFMG/CPRM, 65p. 2007a.

ROMANO, A. W.. O Supergrupo Rio das Velhas da faixa Mateus Leme-Pitangui – parte meridional do Cráton de São Francisco, MG – e seu sistema de alteração hidrotermal. Belo Horizonte: *Geonomos*, v.1, n.1, p.16-32, 1993.

ROMANO, A. W.. *Programa Geologia do Brasil:folha SE.23-Z-C-IV – Pará de Minas*. UFMG/CPRM, Folha Pará de Minas, 1:100.000 (Mapa), 2007b.

ROMANO, A. W.; ARAÚJO, J. C. S.; CARVALHO, H. R. S.; OLIVEIRA, J. A.; LEMOS, M. G.; KNAUER, L. G.; PAIVA, C. T.; HEINECK, C. A.. *Programa Geologia do Brasil: folha SE.23-Z-C-V – Contagem*. UFMG/CPRM, Folha Contagem, 1:100.000 (Mapa), 2009.

ROMANO, A.W., BERTRAND, J.M., MICHARD, A., ZIMMERMANN, J. L. 1991. Tectonique tangentielle et décrochements d'âge Protérozoïque inférieur (orogénèse transamazonienne, environ 2000 Ma) au Nord du Quadrilatère Ferrifère (Minas Gerais, Brésil). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313 (II): 1195-1200.

ROMANO, A.W.; BILAL, E.; CORREA NEVES, J.M.; GIRET, A.; MOUTTE, J. 1995. O Complexo Granítico de Florestal – parte meridional do Cráton de São Francisco – primeiros dados petrográficos e geoquímicos. In Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8. *Boletim*. Diamantina: SBG/MG, 13: 86-88, 1995.

RUBIN, J. C. *Sedimentação Quaternária, Contexto Paleoambiental e Interação Antrópica nos Depósitos Aluviais do Alto Rio Meia-Ponte – Goiás/GO*. Rio Claro, 1999. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SAADI, A.. *Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais – tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. Belo Horizonte: UFMG, 1991. 285 f. Tese (Prof. Titular) - IGC, Universidade Federal de Minas Gerais, 1991.

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.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, v.34, n.4, p.469-478, 2004.

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.

- SANTOS, G. B.. *Geomorfologia Fluvial no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero - MG: Paleoníveis Depositionais e a Dinâmica erosiva e deposicional atual*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, Dissertação de Mestrado, 130f, 2008.
- SCHUMM, S. A. Alluvial river response to active tectonics. In: KELLER, E. A.; PINTER, N. (Coord). *Active tectonics: studies in geophysics*. Washington: National Academy Press, p. 80-93, 1986.
- SCHUMM, S. A. *The Fluvial System*. Caldwell: The Blackburn Press, 338p., 1977.
- SECCO, P. R.. *Caracterização dos tipos de agalmatolito da Serra dos Ferreiras, Onça de Pitangui-MG*. Belo Horizonte: Instituto de Geociências/UFMG, 101 p. Dissertação de Mestrado. 2009.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J.. *Ambiente fluvial: ambientes de sedimentação e sua interpretação e importância*. Curitiba: UFPR, 1979. 183 p.
- SUMMERFIELD, M. A.. *Global geomorphology*. New York, 537p, 1991.
- TEIXEIRA, W.; CARNEIRO, M. A.; NOCE, C. M.; MACHADO, N.; TAYLOR, P. N. Evolução policíclica arqueana dos complexos arqueanos da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em evidências de Sr, Pb e Nd. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38. *Anais do 38º...* Balneário Camboriú-SC, v. 1, p. 71-72, 1994.
- THORNDYCRAFT, V. R., BENITO, G., GREGORY, K. J.. Fluvial geomorphology: a perspective on current status and methods. *Geomorphology*, v. 98, p. 2-12, 2008.
- TULLER, M. P.. *Programa Geologia do Brasil: folha SE.23-Z-C-II – Sete Lagoas*. CPRM, Folha Sete Lagoas, 1:100.000 (Mapa), 2009.
- TULLER, M. P.; RIBEIRO, J. H.; SIGNORELI, N.; FÉBOLI, L.; PINHO, J. M. M.. *Programa Geologia do Brasil: Projeto Sete Lagoas – Abaeté*. Belo Horizonte: CPRM, 160p., 2010.
- VALADÃO, R. C., SILVEIRA, J. S.. Estratigrafia Quaternária e evolução do Relevo no Complexo do Baçõ, Dado Preliminares. In: Simpósio de Geologia De Minas Gerais, 6, *Anais... Revista Escola de Minas*, Ouro Preto, v. 45, n. 01-02, p. 85-87, 1992.
- VALADÃO, R. C.. Geodinâmica de superfícies de aplanamento, desnudação continental e tectônica ativa como condicionantes da megageomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.10, n.2, p.77-90, 2009.

ANEXOS

