

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

PAPEL DA TECTÔNICA PÓS-MIOCÊNICA NA CONFIGURAÇÃO  
MORFOLÓGICA DE SISTEMAS HIDROGRÁFICOS - AVALIAÇÃO  
MORFOTECTÔNICA NO CONTEXTO DE MARGENS RIFTE

FELIPE PACHECO SILVA

RIO DE JANEIRO - RJ  
2019



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**PAPEL DA TECTÔNICA PÓS-MIOCÊNICA NA CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA  
DE SISTEMAS HIDROGRÁFICOS – AVALIAÇÃO MORFOTECTÔNICA NO  
CONTEXTO DE MARGENS RIFTE**

**FELIPE PACHECO SILVA**

**RIO DE JANEIRO - RJ  
2019**



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA



i

**PAPEL DA TECTÔNICA PÓS-MIOCÊNICA NA CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA  
DE SISTEMAS HIDROGRÁFICOS – AVALIAÇÃO MORFOTECTÔNICA NO  
CONTEXTO DE MARGENS RIFTE**

**Felipe Pacheco Silva**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

**Área de concentração:** Planejamento e Gestão Ambiental

**Linha de Pesquisa:** Processos Geomorfológicos e Evolução da Paisagem

Orientadores:

**Profa. Dra. Telma Mendes da Silva**

**Prof. Dr. Roberto Marques Neto**

RIO DE JANEIRO - RJ  
2019

## FOLHA DE APROVAÇÃO

### PAPEL DA TECTÔNICA PÓS-MIOCÊNICA NA CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA DE SISTEMAS HIDROGRÁFICOS – AVALIAÇÃO MORFOTECTÔNICA NO CONTEXTO DE MARGENS RIFTE

**Felipe Pacheco Silva**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia. Aprovado pela comissão examinadora abaixo assinada.

Aprovada em: 19 de fevereiro de 2019



**Profa. Dra. Telma Mendes da Silva**

Presidente - Orientadora

Universidade Federal do Rio de Janeiro



**Prof. Dr. Roberto Marques Neto**

Coorientador

Universidade Federal de Juiz de Fora



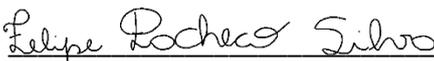
**Prof. Dr. Rafael Silva de Barros**

Universidade Federal do Rio de Janeiro



**Prof. Dr. Claudio Limeira Mello**

Universidade Federal do Rio de Janeiro



**Felipe Pacheco Silva**

Pós-Graduação em Geografia - Universidade Federal do Rio de Janeiro

RIO DE JANEIRO - RJ

Fevereiro/2019

## FICHA CATALOGRÁFICA

### CIP - Catalogação na Publicação

S586p Silva, Felipe Pacheco  
Papel da tectônica pós-miocênica na configuração morfológica de sistemas hidrográficos - avaliação morfotectônica no contexto de margens rifte / Felipe Pacheco Silva. -- Rio de Janeiro, 2019.  
195 f.

Orientadora: Telma Mendes da Silva.  
Coorientador: Roberto Marques Neto.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2019.

1. Índices geomorfométricos. 2. Neotectônica. 3. Sistema de Informações Geográficas. 4. Perfis de relevo em varredura. 5. Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé. I. Silva, Telma Mendes da, orient. II. Neto, Roberto Marques, coorient. III. Título.

## DEDICATÓRIA

**Cipriano Pereira da Silva (*in memoriam*), meu pai e  
Sebastiana Pacheco Silva, minha mãe.**

**A vocês dedico esta pesquisa.**

## AGRADECIMENTOS

À Deus, pela presença e fortaleza sem a qual não poderia ter concluído esta pesquisa. À minha mãe pela compreensão e apoio incomensurável nesses dois anos de tantas idas e vindas, mudanças, viagens. Ao meu pai pelo exemplo de dedicação e amor que sempre farão parte do que sou.

À minha companheira Lucianita, um agradecimento especial, pelo amor, compreensão e cumplicidade em todos momentos dessa jornada, pelas noites em claro, pelo café com leite, pelo colo, pelas trilhas e trabalhos de campo. Sem você nada disso seria possível. Aos meus irmãos Elisangela, Fernanda, Sidnei e Rafael pela torcida e apoio em todos momentos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de mestrado de março de 2017 até o término da pesquisa.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e ao Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG), por proporcionarem a minha formação acadêmica.

À minha orientadora Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Telma por ter aceitado me ajudar nessa empreitada e por se fazer presente em todos momentos, sendo uma verdadeira orientadora e professora, mas sobretudo, um exemplo de pessoa para todos os seus orientandos.

Ao Prof. Dr. Roberto Marques Neto um enorme agradecimento por toda atenção e dedicação na co-orientação dessa pesquisa, pela parceria desde os tempos da graduação que muito tenho enriquecido minha jornada nas geociências.

Ao Prof. Dr. Claudio Limeira pela disponibilidade em contribuir com essa pesquisa desde as fases iniciais, assim como por aceitar compor a banca de qualificação e dissertação.

Ao Prof. Dr. Rafael Barros por aceitarem compor a banca de dissertação, atenção e disponibilidade em todas ocasiões.

Ao Prof. Dr. Nelson Fernandes por participar do exame de qualificação e muito contribuir para o aprimoramento da discussão. Ao Prof. Dr. Luis Felipe Cherem e Adilson Lima pela atenção dispensada em diversas trocas de mensagens.

Aos membros do Núcleo de Estudos do Quaternário e Tecnógeno (NEQUAT/IGEO-UFRJ) pela boa convivência e horas compartilhadas no laboratório.

Aos amigos André, Carol Eduardo, Flaviane, Jefferson, Janaina, Juliana pelos bons momentos partilhados, viagens e parcerias acadêmicas. Ao amigo e professor de Língua Portuguesa Marcos Teixeira responsável por inúmeras sugestões e revisões no texto. Aos amigos que a Universidade Federal de Juiz de Fora e a Universidade Federal do Rio de Janeiro me apresentaram.

A todos que, direta ou indiretamente, me ajudaram meu muito obrigado.

## SUMÁRIO

ÍNDICE.....	VI
ÍNDICE DE FIGURAS.....	IX
LISTA DE QUADROS.....	XV
LISTA DE TABELAS.....	XVI
RESUMO .....	XVII
ABSTRACT .....	XVIII
1. INTRODUÇÃO .....	1
2. OBJETIVOS, HIPÓTESE E PREMISSA .....	6
3. A ÁREA DE ESTUDO .....	9
4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....	24
5. ORGANIZAÇÃO MORFOLÓGICA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS.....	66
6. RECONSTITUIÇÃO PALEOTOPOGRÁFICA E CONDICIONAMENTO TECTONO-EROSIVO DAS ESCARPAS .....	90
7. REDE DE DRENAGEM E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS.....	99
8. AVALIAÇÃO DA INTENSIDADE TECTÔNICA POR ÍNDICES GEOMÓRFICOS .....	139
9. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA.....	156
10. CONCLUSÃO.....	163
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	167
APÊNDICE	

## ÍNDICE

<b>1. INTRODUÇÃO.....</b>	<b>1</b>
<b>2. OBJETIVOS, HIPÓTESE E PREMISSA .....</b>	<b>6</b>
2.1 QUESTÕES CENTRAIS.....	6
2.2 HIPÓTESE E PREMISSA .....	6
2.3 OBJETIVO PRINCIPAL E OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	7
2.4 JUSTIFICATIVA.....	8
<b>3. A ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>9</b>
3.1 ASPECTOS GERAIS:.....	9
3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS.....	11
3.3 REVISÃO DE ESTUDOS ANTERIORES DE CUNHO TECTÔNICO PARA ÁREA.....	16
<b>4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS .....</b>	<b>24</b>
4.1 ESTRUTURA GERAL DO TRABALHO .....	24
4.2 MATERIAIS .....	29
4.3 PROCEDIMENTOS .....	32
4.3.1 ELABORAÇÃO DO BANCO DE DADOS .....	32
4.3.2 ORGANIZAÇÃO MORFOLÓGICA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS .....	38
4.3.2.1 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA E DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS .....	38
4.3.2.2 DISSECAÇÃO DO RELEVO .....	40
4.3.2.3 ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE - ICR .....	46
4.3.2.4 DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS .....	47
4.3.2.5 ANÁLISE DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS .....	48
4.3.3 RECONSTITUIÇÃO PALEOTOPOGRÁFICA E CONDICIONAMENTO TECTONO-EROSIVO DAS ESCARPAS .....	50
4.3.4 NEOTECTÔNICA NA REDE DE DRENAGEM .....	51
4.3.4.1 DENSIDADE DE DRENAGEM .....	52
4.3.4.2 PERFIS LONGITUDINAIS.....	52
4.3.4.3 RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA .....	54
4.3.5 AVALIAÇÃO DA INTENSIDADE TECTÔNICA NA REDE DRENAGEM .....	57
4.3.5.1 RELAÇÃO DECLIVIDADE VS EXTENSÃO DO CANAL - RDE .....	58
4.3.5.2 ASSIMETRIA DE BACIAS E CANAIS .....	60
4.3.5.3 ÍNDICE HIPSOMÉTRICO - IH .....	62
4.3.5.4 SINUOSIDADE DA ESCARPA MONTANHOSA - SMF .....	64
<b>5. ORGANIZAÇÃO MORFOLÓGICA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS .....</b>	<b>66</b>
5.1 RECONHECIMENTO DOS COMPARTIMENTOS MORFOLÓGICOS.....	66

5.2 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA E DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS .....	70
5.2.1 MODELADOS DE AGRADAÇÃO (MA).....	72
5.2.2 MODELADOS DE DISSECAÇÃO HOMOGÊNEA (MD).....	72
5.2.3 MODELADOS DE DISSECAÇÃO ESTRUTURAL (MDE) .....	74
5.2.4 DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS.....	76
5.3 LINEAMENTOS E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS .....	83
5.3.1 LINEAMENTOS E ANOMALIAS DE DRENAGEM .....	85
5.3.2 LINEAMENTOS DE RELEVO E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS .....	87
<b>6. RECONSTITUIÇÃO PALEOTOPOGRÁFICA E CONDICIONAMENTO TECTONO- EROSIVO DAS ESCARPAS .....</b>	<b>90</b>
6.1 CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA DO PALEORRELEVO .....	92
6.2 CONDICIONAMENTO TECTÔNICO DAS ESCARPAS .....	96
<b>7. REDE DE DRENAGEM E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS .....</b>	<b>99</b>
7.1 DENSIDADE DE DRENAGEM E TAXAS EROSIVAS .....	99
7.2 INTERFERÊNCIAS NEOTECTÔNICAS NA BACIAS HIDROGRÁFICA DO RIO XOPOTÓ.....	101
7.2.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS.....	101
7.2.2 PERFIL LONGITUDINAL: DESCRIÇÃO .....	102
7.2.3 RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA.....	104
7.3 PERFIS LONGITUDINAIS DOS CANAIS DE 5ª ORDEM E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS .....	108
7.3.1 PRIMEIRO GRUPO.....	108
7.3.1.1 RIO SÃO CLEMENTE.....	109
7.3.1.2 RIBEIRÃO UBÁ.....	112
7.3.1.3 Córrego Ubá Pequeno .....	116
7.3.1.4 Córrego São Pedro .....	120
7.3.1.5 RIBEIRÃO CRINDIÚBA.....	123
7.3.2 SEGUNDO GRUPO.....	126
7.3.2.1 RIO DOS BAGRES.....	126
7.3.2.2 RIO PRETO.....	129
7.3.2.3 Córrego Santo Antônio .....	133
7.3.3 SÍNTESE DAS INTERFERÊNCIAS TECTÔNICAS NOS PROCESSOS FLUVIAIS .....	137
<b>8. AVALIAÇÃO DA INTENSIDADE TECTÔNICA POR ÍNDICES GEOMÓRFICOS .....</b>	<b>139</b>
8.1 ÍNDICE RELAÇÃO DECLIVIDADE VS EXTENSÃO DO CANAL - RDE .....	139
8.2 ASSIMETRIA DE BACIAS E CANAIS .....	141
8.2.1 FATOR DE SIMETRIA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL - FSTT .....	142
8.2.2 FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIAS DE DRENAGEM - FABD.....	143
8.3 ÍNDICE HIPSOMÉTRICO - IH .....	145
8.4 SINUOSIDADE DA ESCARPA MONTANHOSA - SMF .....	148
8.5 ÍNDICE DE ATIVIDADE TECTÔNICA RELATIVA - IAT.....	150

<b>9. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA .....</b>	<b>156</b>
9.1 COMPARTIMENTO I - <i>HORST</i> DA SERRA DA BOA VISTA.....	158
9.2 COMPARTIMENTO II - GRÁBEN DO RIO DOS BAGRES .....	159
9.3 COMPARTIMENTO III - DEPRESSÃO DE UBÁ.....	159
9.4 COMPARTIMENTO IV - ESCARPAS EROSIVAS DA SERRA DA MANTIQUEIRA.....	160
9.5 COMPARTIMENTO V - PLANALTO CAPTURADO DOS CAMPOS DAS VERTENTES.....	161
<b>10. CONCLUSÃO.....</b>	<b>163</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>167</b>
<b>APÊNDICE.....</b>	<b>178</b>
ARTIGO EM PERIÓDICO - PERFIL DE RELEVO EM VARREDURA: PROCEDIMENTOS AUTOMÁTICOS UTILIZANDO SISTEMAS DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA (SIG).....	178

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Esquema das forças atuantes que ajudaram a manter ativos os processos ascensionais segundo Macedo (1989). .....	2
Figura 2 - Localização da área de estudo na margem “passiva” atlântica. A) Bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul; B) Bacia hidrográfica do rio Doce; C) Bacia do rio Grande; e D) Bacia do rio São Francisco.....	10
Figura 3 - Carta geológica e perfil geológico simplificado. Fonte: Adaptado de CPRM/CODEMIG (2014). .....	12
Figura 4 - Unidades geomorfológicas reconhecidas para área de estudo. ....	15
Figura 5 - Esquema geral da sequência da rotina metodológica adotada na pesquisa. 25	
Figura 6 - Localização das cenas do Modelo Digital de Elevação SRTM e cartas topográficas utilizadas nessa pesquisa.....	30
Figura 7 - Fluxograma de montagem do plano de informações e banco de dados.....	32
Figura 8 - Mosaico das camadas vetoriais da hidrografia e curvas de nível das.....	34
Figura 9 - Mosaico das cartas topográficas do IBGE em formato matricial. ....	34
Figura 10 - Composição da imagem LANDSAT bandas 5, 6, 4. ....	36
Figura 11 - Composição da imagem LANDSAT bandas 6, 5, 4. ....	36
Figura 12 - Carta hipsométrica. ....	37
Figura 13 - Carta de declividade. ....	37
Figura 14 - Relevo sombreado sob diferentes direções de incidência solar. ....	38
Figura 15 - Profundidade de dissecação evidenciando o grau de entalhamento em diferentes setores da área de estudo.....	43
Figura 16 - Dimensão interfluvial evidenciando o grau de dissecação horizontal da área de estudo. ....	43
Figura 17 - Dissecação do relevo e matriz binária de interpretação.....	44
Figura 18 - Índice de concentração de rugosidade. ....	47
Figura 19 – Setores selecionados para se obter os perfis altimétricos em varredura bidimensionais e tridimensionais. Fonte: Hipsometria do MDE SRTM (USGS/NASA) e base geológica obtida de Heineck (2003). ....	48
Figura 20 - Domínio de processos e segmentos de vales. Cada domínio tem de apresentar um valor de concavidade e índice de declividade.....	55
Figura 21 – Banco de dados geográficos integrados para reconhecimento das unidades de relevo. ....	66
Figura 22 - Compartimentos morfológicos reconhecidos para área de estudo, assim como os elementos fundamentais para reconhecimento dos compartimentos. a) relevo sombreado; b) hipsometria; c) índice de concentração de rugosidade; e d) dissecação do relevo. ....	71
Figura 23 - Morfologias mamelonares em primeiro plano, ao fundo dispõe os contrafortes com vertentes voltadas para NW do <i>Horst</i> da Serra da Boa Vista.....	73
Figura 24 - Morros alinhados em borda de escarpa, exibindo topos aguçados e alinhados a NW-SE. ....	75
Figura 25 - Compartimentos morfológicos de dissecação estrutural do médio vale do rio dos Bagres. Foto: T.M.Silva (2017). ....	76

Figura 26 - Perfil em varredura destacando o escalonamento interno da Depressão dos rios Pomba-Muriaé e poucas variações altimétricas na topografia do contexto da Serra da Mantiqueira. Linhas contínuas denotam o sentido de basculamento dos blocos. Linha tracejada corresponde a falhas próximas aos limites dos blocos abatidos e basculados. Linha tracejada em vermelho corresponde à área dessa pesquisa. Fonte: Adaptado de Mello <i>et al.</i> (2005). .....	77
Figura 27 - Perfil de varredura destacando os blocos abatidos e basculados na Depressão dos rios Pomba e Muriaé em escala de maior detalhe. Linha tracejada corresponde a falhas próximas aos limites dos blocos abatidos e basculados. Linha tracejada em vermelho corresponde à área dessa pesquisa. ....	77
Figura 28 - Setores classificados como escarpas de linha de falha relacionadas ao <i>Horst</i> da Serra da Boa Vista, no baixo curso da bacia do rio Xopotó. Foto: F.P. Silva (2019)..	78
Figura 29 - Perfil em varredura A-A' tridimensional e bidimensional ilustrando o arranjo morfológico dos setores do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Xopotó, com unidades geológicas reconhecidas por Heineck <i>et al.</i> (2003). ....	79
Figura 30 - Desajustes no arranjo colúvial das morfologias dos compartimentos de morros alinhados em bordas de escarpa, associado a rampas de colúvio. Foto: F.P. Silva (2019).....	79
Figura 31 - Perfil em varredura B-B' tridimensional e bidimensional ilustrando a organização morfológica de setores do vale do rio dos Bagres e médio curso do rio Xopotó, com unidades geológicas reconhecidas por Heineck <i>et al.</i> (2003). ....	81
Figura 32 - Perfil em varredura C-C' tridimensional e bidimensional ilustrando a organização morfológica de setores do alto curso rio dos Bagres, evidenciando a porção de captura fluvial e os desníveis altimétricos intrínsecos ao setor, com unidades geológicas reconhecidas por Heineck <i>et al.</i> (2003). ....	83
Figura 33 - Lineamentos estruturais e diagrama de rosetas reconhecidos para área de estudo. ....	84
Figura 34 - Densidade de lineamentos e feixes principais de lineamentos reconhecidos para área.....	85
Figura 35 - Mapa de lineamentos interpretados para rede de drenagem na área de estudo. Na parte inferior direita, diagramas de rosetas de frequência e comprimento indicam as orientações preferenciais dos lineamentos. ....	86
Figura 36 - Configurações do baixo curso do rio Xopotó, com <i>knickpoints</i> e corredeiras elevando a energia da corrente em contexto no qual o canal se ajusta a inflexões abruptas. Foto: F.P. Silva (2019).....	87
Figura 37 - Lineamentos de relevo e anomalias de relevo reconhecidas para área de estudo. Na parte direita inferior os diagramas de roseta sistematizando as principais frequências e comprimentos para área de estudo. ....	88
Figura 38 - Morros alinhados em borda de escarpa exibindo facetas trapezoidais (1) e triangulares (2) sugerindo controle tectônico desses setores. Foto: F. P. Silva (2019) .	89
Figura 39 - Reconstituição paleotopográfica para distintas malhas para área de estudo, assim como os perfis topográficos e paleotopográficos. ....	91
Figura 40 - Características dos <i>Horst</i> , Gráben e hemigrábens. ....	92
Figura 41 - Comparação da configuração paleotopográfica para diferentes malhas para o perfil A-A', B-B' e C-C'. ....	94

Figura 42 - Evolução das bordas escarpadas por capturas fluviais (A) com a atuação conjunta de retração lateral e incisão vertical na propagação do <i>knickpoints</i> conjugada (B) e evolução dos vales fluviais (C).....	95
Figura 43 - Hierarquia da rede de drenagem da bacia do rio Xopotó, indicando a 7ª ordem hierárquica do sistema fluvial, as linhas pontilhadas em vermelho evidenciam as sub-bacias de 5ª e 4ª ordem. ....	99
Figura 44 - Densidade de drenagem para área de estudo indicando a alternância de setores com alta densidade de drenagem nas porções alçadas e baixa densidade de drenagem nas porções deprimidas, assim como as taxas denudacionais mensuradas para área.....	100
Figura 45 - Modelo tridimensional com assimetrias da bacia do rio Xopotó. ....	102
Figura 46 – Perfil longitudinal e substrato geológico do rio Xopotó.....	103
Figura 47 - Relação declive-área para o rio Xopotó. Cada linha pontilhada corresponde a uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	104
Figura 48 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do rio Xopotó, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial.....	105
Figura 49 - Segmentos do rio Xopotó com distintas características morfológicas, tectônicas e hidráulicas. <b>A</b> - Médio curso do rio Xopotó nas adjacências do assentamento urbano da cidade de Visconde do Rio Branco evidenciando o canal encaixado em sua planície. <b>B</b> - Baixo curso do canal principal à jusante da sede municipal de Guidoal, evidenciando uma ruptura de declive e o leito rochoso com alta capacidade de transporte.....	107
Figura 50 - Relação entre área de drenagem e índice de concavidade ( $\theta$ ) para os canais de 5ª ordem, exceto o rio dos Bagres. ....	108
Figura 51 - Modelo tridimensional com assimetrias. ....	109
Figura 52 - Perfil longitudinal com linha de melhor ajuste e anomalias de RDE e geologia. ....	110
Figura 53 - Relação declive-área para o canal do rio São Clemente. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	110
Figura 54 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do rio São Clemente, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial. ....	111
Figura 55 – Modelo tridimensional do ribeirão Ubá evidenciando uma assimetria da margem direita. ....	113
Figura 56 – Perfil longitudinal do ribeirão Ubá. ....	114
Figura 57 - Relação declive-área para o rio Ubá. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.....	114
Figura 58 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do ribeirão Ubá, evidenciando uma tendência clara de redução dos declives com aumento da área ( $R^2 = 0,92$ ). ....	116
Figura 59 – Modelo tridimensional da bacia hidrográfica do córrego Ubá Pequeno. .	117
Figura 60 – Perfil longitudinal com geologia do córrego Ubá Pequeno.....	118
Figura 61 - Relação declive-área para o canal Ubá Pequeno. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	119
Figura 62 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do córrego Ubá Pequeno, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial. ....	120
Figura 63 - Modelo tridimensional com assimetrias da bacia do córrego São Pedro..	121
Figura 64 – Perfil longitudinal do córrego São Pedro com anomalias. ....	121

Figura 65 - Relação declive-área para o córrego São Pedro. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	122
Figura 66 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do Córrego São Pedro, evidenciando a convexidade do baixo curso sugerindo segmentos reativados pela neotectônicas. ....	123
Figura 67 – Modelo tridimensional da bacia do ribeirão Crindiúba.....	124
Figura 68 – Perfil longitudinal do ribeirão Crindiúba. ....	124
Figura 69 - Relação declive-área para o ribeirão Crindiúba. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	125
Figura 70 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do córrego Crindiúba, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial. ....	126
Figura 71 – Modelo tridimensional da bacia do rio dos Bagres. ....	127
Figura 72 - Perfil longitudinal com linha de melhor ajuste e anomalias de RDE e geologia. ....	127
Figura 73 - Relação declive-área para o rio dos Bagres. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	128
Figura 74 - Canal encaixado ao setor escarpado (superimposição da drenagem) (A); Canal à montante da captura, evidenciando o ímpeto dos processos de incisão fluvial promovendo seu encaixamento (B); Vale seco do córrego Táboas que foi capturado pelo rio dos Bagres (C). Fonte: Adaptado de Cherem <i>et al.</i> (2013). ....	129
Figura 75 – Modelo tridimensional da bacia hidrográfica do rio Preto. ....	130
Figura 76 – Perfil longitudinal com knickpoints e RDE para o rio Preto.....	131
Figura 77 - Relação declive-área para o rio Preto. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	131
Figura 78 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do ribeirão Preto, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial. ....	132
Figura 79 - Configuração morfológica e hidrográfica da bacia do córrego Santo Antônio, a partir do modelo tridimensional com assimetrias. ....	133
Figura 80 – Perfil longitudinal do córrego Santo Antônio. ....	134
Figura 81 - Relação declive-área para o rio Santo Antônio. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente. ....	135
Figura 82 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do córrego Crindiúba, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial. ....	136
Figura 83 - Síntese do modelo declive-área para os canais de 5ª ordem hierárquica evidenciando segmentos anômalos em todos canais em diferentes porções do canal. ....	137
Figura 84 - Distribuição das anomalias da rede de drenagem. ....	140
Figura 85 - FABD e FSTT evidenciando o caráter heterogêneo das assimetrias. ....	144
Figura 86 - Curvas hipsométricas referentes às sub-bacias e a bacia hidrográfica dos rios. (IH = valor absoluto da integral hipsometrica; A = superfície total da bacia, a = área dentro da bacia acima de uma determinada cota de elevação (h), H = máxima elevação da bacia hidrográfica). ....	146
Figura 87 - Integral hipsometrica para os sistemas hidrográficos. ....	147
Figura 88 – Sinuosidade da escarpa montanhosa para as sub-bacias. ....	149
Figura 89 - Classes de IAT definidas para área de estudo. ....	152
Figura 90 - Compartimentos morfotectônicos para bacia do rio Xopotó e diagramas de roseta para os distintos compartimentos. ....	157

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Resumo dos principais resultados que atestam implicações tectônicas na evolução e dinâmica da área de estudo.....	22
Quadro 2 - Chave de interpretação para os modelados de agradação. ....	67
Quadro 3 - Chave de interpretação para os modelados de dissecação homogênea. ...	69
Quadro 4 - Chave de interpretação para os modelados de dissecação estrutural.....	69
Quadro 5 - Chave de interpretação para os modelados de dissecação estrutural (continuação).....	70
Quadro 6 - Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) para o relevo atual e para os mapas de reconstituição paleotopográfica. ....	97
Quadro 7 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	104
Quadro 8 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	105
Quadro 9 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para as bacias hidrográficas de 5ª ordem.....	107
Quadro 10 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	111
Quadro 11 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	111
Quadro 12 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	114
Quadro 13 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	119
Quadro 14 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	120
Quadro 15 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	122
Quadro 16 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	125
Quadro 17 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	126
Quadro 18 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	128
Quadro 19 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	131
Quadro 20 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	132
Quadro 21 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	135
Quadro 22 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.....	136
Quadro 23 - Fator de Simetria Topográfica Transversal - FSTT auferidos para os principais cursos d'água da bacia.....	142

Quadro 24 - Fator de Assimetria de Bacias - FABD .....	144
Quadro 25 - Sinuosidade da escarpa montanhosa - Smf .....	150
Quadro 26 - Índice de intensidade tectônica relativa (IAT) para as bacias hidrográ ...	151
Quadro 27 - Síntese das principais características dos compartimentos morfoestruturais e morfotectônicos da bacia do rio Xopotó.....	156

## **LISTA DE TABELAS**

Tabela 1 - Matriz para representação da dissecação do relevo.....	45
Tabela 2 - Critérios para diferenciação das morfologias de dissecação. ....	68

## RESUMO

SILVA, F. P. **Papel da tectônica pós-miocênica na configuração morfológica de sistemas hidrográficos – avaliação morfotectônica no contexto de margens rifte.** 196 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

As baixas taxas denudacionais para o contexto da margem atlântica brasileira sugerem uma estabilidade tectônica, entretanto arranjos retilíneos na drenagem e segmentação de sedimentos neoquaternários na bacia do rio Xopotó, no contexto da Mantiqueira Setentrional, sugerem condicionamento tectônico do relevo. Desse modo, a hipótese assumida nesta pesquisa parte de que a organização morfológica também evidenciaria implicações tectônicas e neotectônicas e que essas seriam responsáveis pelo arranjo fluvial e anomalias de relevo catalogados na área. Com isso, a operacionalização metodológica congregou um conjunto de técnicas baseadas no reconhecimento das formas de relevo, desnivelamentos topográficos, configuração hidrográfica, feições morfotectônicas em consonância com a aplicação de índices geomorfométricos, assim como a apreciação da reconstituição paleotopográfica, permitindo reconhecer reorganizações e reativações tectônicas na paisagem e definindo cinco compartimentos morfotectônicos de expressivas modificações nos sistemas fluviais. Os lineamentos mapeados demonstram a preponderância dos componentes NW-SE (20,04 %), NE-SW (18,36 %) e W-E (15,53), estando este último intimamente ligado a dinâmica tectônica intraplaca para o Sudeste Brasileiro. Enquanto estruturas NE-SW, que apresentam maior comprimento, delimitam compartimentos escalonados e são truncados por lineamentos NW-SE. Os resultados sugerem reativações recentes e reforçam uma interpretação de uma evolução dada por abatimentos e soerguimentos tectônicos conjugado a processos de capturas fluviais, que caracterizam os atuais mecanismos evolutivos das escarpas erosivas e incorporação dos setores planálticos. Os índices geomorfométricos evidenciam atuação indiscriminada da tectônica nas sub-bacias hidrográficas, assim como a morfologia dos perfis longitudinais marcados por convexidades em segmentos especificamente ligados a uma dinâmica fluvial, não reportando estabilidade do terreno. Conclui-se que a tectônica é um componente fundamental na promoção de reorganizações dos sistemas hidrográficos e suplanta em distintos segmentos a ação dos processos erosivos no dismantelamento das porções alçadas.

**Palavras-chave:** Índices geomorfométricos, Neotectônica, Sistema de Informações Geográficas, Perfis de relevo em varredura, Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé.

**ABSTRACT**

SILVA, F. P. **Post-Miocene tectonics role in the morphological configuration of hydrographic systems - morphotectonic evaluation in the context of rift margins.** 196 f. Dissertation (Master in Geography) - Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2020.

The low denudation rates for the Brazilian Atlantic margin context suggest a tectonic stability. However, rectilinear arrangements in the drainage and a segmentation of neo-quaternary sediments in the Xopotó river basin, in the context of the Northern Mantiqueira, suggest a tectonic conditioning of the relief. Therefore, the hypothesis assumed in this research is that the morphological organization would also show tectonic and neotectonic implications and those would be responsible for the river arrangement and relief anomalies cataloged in the area. With this, the methodological approach was based on the recognition of land forms, topographical unevenness, hydrographic configuration, morphotectonic features in accordance with the application of geomorphometric indices, as well as the appreciation of the paleotopic reconstruction, allowing to recognize reorganizations and tectonic reactivations in the landscape and defining five morphotectonic compartments of expressive modifications in fluvial systems. The mapped lineaments demonstrate the preponderance of the components NW-SE (20,04 %), NE-SW (18,36 %) and W-E (15,53), which this last one is closely related to intraplate tectonic dynamics for the Brazilian Southeast. While NE-SW structures, which are longer in length, delimit staggered compartments and are truncated by NW-SE lineaments. The results suggest recent reactivations and reinforce an interpretation of an evolution given by tectonic abatements and uplifts combined with river catch processes, which characterize the current evolutionary mechanisms of erosive escarpments and incorporation of the planar sectors. The geomorphometric indexes evidence the indiscriminate performance of the tectonics in the sub-basins, as well as the morphology of the longitudinal profiles marked by convexities in segments specifically linked to a river dynamics, not reporting stability of the terrain. It is concluded that tectonics is a fundamental component in the promotion of reorganizations of hydrographic systems and supplants in different segments the action of erosive processes in the dismantling of the raised portions.

**Keywords:** Geomorphometric indices, Neotectonics, Geographic Information Systems, Sweeping Profil, Stepped Depression of the Pomba-Muriaé rivers.

## 1. INTRODUÇÃO

O estudo do relevo perpassa pelo estabelecimento de vínculos genéticos das feições geomorfológicas em conjunto aos processos pretéritos e atuais relacionados à evolução da paisagem. Nesse sentido, o conhecimento do relevo em termos evolutivos a partir do condicionamento tectônico em domínios de margens passivas é o eixo central de diversos estudos (HIRUMA e RICCOMINI, 1999; GONTIJO, 1999; ETCHEBEHERE, 2000; CORSI, 2003; RUBIN, 2003; MISSURA, 2005; MORALES, 2005; SILVA e MELLO, 2011; MARQUES NETO, 2012; REZENDE, 2013; MARENT, 2016).

Os estudos dedicados ao conhecimento da emolduração do relevo na Plataforma Brasileira tomam como marco a abertura do Oceano Atlântico, no início do Cretáceo, e outros movimentos relacionados à rotação da placa Sul-Americana para oeste, por movimentos distensivos relacionados à Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967), na qual se inscreve um conjunto de processos vinculados ao rompimento do supercontinente Pangeia, instaurada há cerca de 180 Ma<sup>1</sup>. (SUMMERFIELD, 1991).

O reflexo de tais movimentos distensivos no Sudeste do Brasil promoveu a configuração de uma margem passiva atípica, a qual se deu pelo fato de, durante o Cenozoico (58-20 Ma), a crosta continental se fragmentar e afundar em diversas áreas lineares, formando corredores de *grábens* e *Horst* colaterais à costa constituindo o duplo escarpamento atual formado pelas serras do Mar e da Mantiqueira, reconhecidos como “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” por Almeida (1976), “Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste do Brasil” (MELO *et al.* 1985), “*Rift* Continental do Sudeste do Brasil” (RICCOMINI, 1989) e “Sistema de *Riftes* Cenozoicos do Sudeste do Brasil” (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005).

A maioria das margens continentais passivas são caracterizadas pela instalação de grandes escarpamentos, os quais formam ambientes geomorfológicos díspares, uma vez que na base dos grandes escarpamentos, na porção associada a um sistema hidrográfico costeiro, a topografia é intensamente dissecada, enquanto nos planaltos interiores o relevo é geralmente mais suave (SUMMERFIELD, 1991). Nesse contexto, os grandes escarpamentos da porção oriental brasileira configura um divisor hidrográfico

---

<sup>1</sup> Ma: milhões de anos.

de expressão regional, segmentando bacias costeiras numerosas, pequenas e de drenagem agressiva em relação às bacias interioranas de menor competência erosiva (VALADÃO, 2009).

São amplamente partilhados na comunidade científica os vínculos tectônicos epirogenéticos dos processos extensionais e de rifteamento antecessores à ruptura continental. Contudo a compreensão dos processos relacionados à manutenção dessas porções elevadas das margens passivas, mesmo após cessarem os efeitos termais, essencialmente transientes, tem se colocado como um desafio (BISHOP, 2007).

Dentre os modelos mais aceitos para explicar a manutenção dessas porções alçadas na paisagem em margens passivas maduras, ou seja, aquelas com idade superior a 60 Ma., as propostas de Thomas e Summerfield (1987) e Gilchrist e Summerfield (1994) tomam por base o movimento rotacional da margem passiva, no qual as feições elevadas seriam produto de uma resposta isostática flexural da litosfera à denudação diferencial decorrente retração do escarpamento. Assim sendo, na configuração de dois sistemas denudacionais distintos ter-se-á sincronicamente a configuração de um quadro de constante soerguimento das porções elevadas (Figura 1).

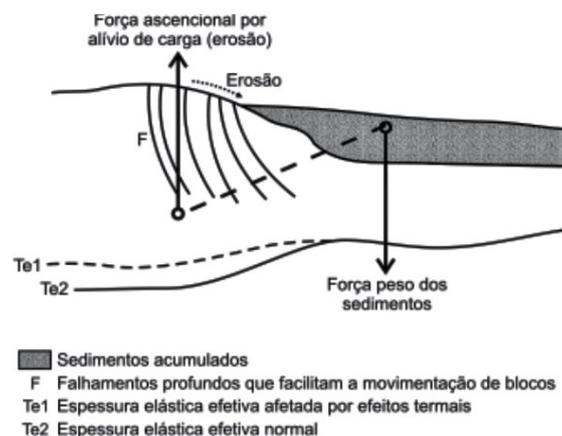


Figura 1 - Esquema das forças atuantes que ajudaram a manter ativos os processos ascensionais segundo Macedo (1989).

Fonte: Marent *et al.* (2013).

O movimento rotacional é caracterizado na borda continental pelo processo de ascensão termal e isostática. A ascensão isostática seria decorrente das altas taxas denudacionais, enquanto na borda oceânica ter-se-á uma configuração de um estágio de subsidência termal e isostática decorrente do acúmulo sedimentar (GILCHRIST e SUMMERFIELD, 1994).

Asmus e Ferrari (1978) interpretam os processos de afinamento da crosta, de um lado, e acumulação de sedimentos, de outro, na sequência da evolução da margem continental, os quais foram determinantes para promover um desequilíbrio isostático entre as porções emersas e oceânicas, o que, por conseguinte, proporcionou continuado e antagônico movimento vertical de ascensão e subsidência. No Cenozoico, com o rompimento da resistência das rochas, ainda de acordo com os mesmos autores, teve-se a reativação ao longo de antigas zonas de fraqueza e, em uma menor escala, a elaboração de importantes falhamentos em termos regionais.

Desse modo, a desproporção da densidade entre as crostas continental e oceânica promove distensão da borda continental e, sincronicamente, flexura da litosfera devido à carga sedimentar das bacias costeiras (BRICALLI, 2016).

Os processos descritos anteriormente denotam uma dinâmica intraplaca estreitamente relacionada à permanência de uma tectônica ativa e recente, evidenciando a íntima relação dos processos tectônicos e erosivos, os quais atuam de forma configurar as morfologias e, por consequência, a variação de níveis topográficos.

No concernente ao estudo dessa tectônica ativa em termos globais cabe destacar o vanguardismo de Sokolov, que na primeira metade do século XIX, pioneiramente, fazia referências aos processos denudacionais ligados a um tectonismo ativo (MARQUES NETO, 2012). Nesse contexto, o reconhecimento da importância dos processos tectônicos ativos levou Obruchev (1948 *apud* SAADI, 1991) a introduzir um novo campo no âmbito das Geociências com a definição do termo Neotectônica, referindo-se aos movimentos mais recentes da crosta terrestre do neoterciário e a primeira metade do Quaternário. Desde então, o conceito tem passado por diversas modificações à medida que foram sendo logrados avanços na compreensão da dinâmica neotectônica em diferentes contextos crustais. Contudo, cabe ressaltar o fato de as delimitações temporais não serem rígidas, principalmente pelo fato de os esforços deformacionais recentes se distribuírem anacronicamente pela crosta terrestre, sendo consenso apenas considerar os fenômenos ocorridos nos últimos 2,5 a 3 Ma como um período, claramente, relacionado a uma intensa atividade neotectônica (MÖRNER, 1993). Assumindo essa problemática, a Inqua (*International Union for Quaternary Research*) propõe que o termo “neotectônica” seja entendido como qualquer movimento da Terra

ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem, independentemente de sua idade de início, suas implicações práticas e suas extrapolações futuras (BIGARRELLA *et al.* 2003).

Ainda segundo a INQUA, admite-se como deformações neotectônicas as modificações de ordem tectônica que não possuem um vínculo cronológico, devendo ser incluída toda a escala de tempo dos movimentos desde os instantâneos até  $10^7$  anos, caso seja necessário para compreensão da gênese do movimento (SALVADOR e RICCOMINI, 1995).

No território brasileiro, imperando o paradigma de “estabilidade tectônica”, onde não se considerava a ocorrência de movimentações tectônicas recentes, comumente é associado unicamente a um contexto de margem tectônica passiva. Contudo as deformações neotectônicas têm sido amplamente investigadas em quase todo território nacional, assumindo, atualmente, uma expressiva repercussão no que tange ao estudo e interpretação geomorfológica das paisagens brasileiras (BRICALLI, 2016).

A delimitação temporal do período neotectônico para Plataforma Brasileira é tema pouco consensual. De acordo com Hasui (1990), o marco temporal inicial da neotectônica para o contexto brasileiro tem no Mioceno médio sua referência, em função do soerguimento plataformar que teria interrompido a elaboração da Superfície Sul-Americana (KING, 1956) e deflagrado o início da deposição do Grupo Barreiras, processo que adentrou o Quaternário. Saadi (1993; 2005) retrocede ao Oligoceno para definir a instituição do período neotectônico, nos eventos distensivos finais, que culminaram com a instalação do “*Rift Continental do Sudeste do Brasil*” (RICCOMINI, 1989).

Admite-se que a evolução e avaliação da atividade tectônica em domínio intraplaca pode ser analisada a partir da topografia, padrões de drenagem e características geomorfológicas das regiões terrestres (BULL, 2007). Saadi (1998) considera que a compartimentação geomorfológica nas primeiras ordens de grandeza é, sem dúvida, de caráter morfotectônico e, em praticamente todas as escalas, a compartimentação é resultado de controles tectônicos exercidos pelas variadas formas de discontinuidades crustais.

Considera-se, também, importante nesta pesquisa discutir a diferenciação conceitual de feições morfoestruturais e feições morfotectônicas. Entende-se por feições morfoestruturais aquelas em que as principais características do relevo denotam contundente controle exercido pelo arcabouço litoestrutural, sendo, portanto, uma dinâmica imposta por controle “passivo”, exercido pela litologia envolvida e delimitada por certa configuração tectônica, sendo as formas elaboradas predominantemente pelos agentes erosivos (SAADI, 1991). As feições morfotectônicas, por sua vez se definiriam por englobar um vínculo efetivo entre a disposição dos elementos geométricos litoestruturais e da superfície do terreno com deformações crustais sincrônicas, demonstrando, o caráter “ativo” para essas feições (ETCHEBEHERE, 2005).

Neste trabalho, compreende-se a relação entre conformação hidrográfica e evolução geomorfológica diretamente relacionada com a tectônica mesozoica-cenozoica, principalmente no contexto da margem passiva atlântica, na qual se estabeleceu a serra da Mantiqueira, que segmentam bacias costeiras de bacias interioranas.

## 2. OBJETIVOS, HIPÓTESE E PREMISSA

### 2.1 QUESTÕES CENTRAIS

A presente pesquisa almeja expandir os conhecimentos relacionados às implicações que a tectônica mesozoica-cenozoica propicia nos sistemas hidrográficos associados ao trecho mais recuado do duplo escarpamento compreendido pelas Serras do Mar e Mantiqueira. Dessa forma, inscreve-se como **questão principal** que incitou o presente trabalho: Quais seriam os efeitos da tectônica na evolução geológica-geomorfológica de uma bacia marcada por um diversificado cardápio de padrões geomorfológicos, em um contexto de baixas denudacionais e elevada dissecação do relevo?

Assim sendo, se incorporou como recorte espacial a bacia hidrográfica do Rio Xopotó, localizada na mesorregião da Zona da Mata Mineira. A área encontra-se inserida no compartimento da Depressão Escalonada dos rios Pomba e Muriaé e Mantiqueira Setentrional (GATTO *et al.*, 1883), sendo o Rio Xopotó afluente da margem direita do Rio Pomba. Segundo Mello *et al.* (2005) a unidade geomorfológica não representa um compartimento tectônico tão evidente comparado ao segmento central do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil e Depressão Tectônica do Médio Vale do Rio Doce, entretanto o forte caráter de dissecação fluvial sugere uma importante movimentação ascensional, com pequeno registro sedimentar cenozoico.

Incorpora-se ainda outras questões importantes e interdependentes na pesquisa e que estão diretamente relacionadas à questão principal e a própria área de estudo:

- a) Qual a relação entre as diferentes feições geomorfológicas da bacia e os condicionantes litoestruturais e tectônicos?
- b) Quais compartimentos geomorfológicos guardam uma conexão mais direta ao componente tectônico?
- c) Quais fatores são primordiais para definição do componente tectônico no relevo e na drenagem?

### 2.2 HIPÓTESE E PREMISSA

De modo a aprofundar as questões anteriores, a **hipótese** levantada por esta pesquisa é que organização morfológica, morfométrica e morfodinâmica atual e pretérita da bacia do rio Xopotó não tem sua dinâmica dada unicamente por uma

dinâmica erosiva, promovida pela erosão diferencial e remontante, mas principalmente por implicações tectônicas e neotectônicas, mesmo em um contexto marcado por modestas taxas denudacionais dos seus sistemas hidrográficos, como apontado por Cherem *et al.* (2012), Gonzalez *et al.* (2016) e Oliveira (2018).

Nesse sentido, a premissa incorporada ao estudo considera que a evolução e a dinâmica da rede hidrográfica e, conseqüentemente, a própria evolução do relevo e dos sistemas hidrográficos do sudeste brasileiro se encontra subordinada à dinâmica imposta por mecanismos tectônicos.

Segundo Christofletti (1980), a incorporação da bacia hidrográfica como unidade de análise potencializa a compreensão e integração dos processos operantes em termos regionais, uma vez que as bacias são definidas por um funcionamento sistêmico e propicia uma análise dinâmica do conjunto de elementos e unidades que a compõem, além de permitir indagar e averiguar as relações entre este sistema e o meio que está inserida. Volkov *et al.* (1967) postularam que a rede de drenagem é um dos elementos mais sensíveis às modificações tectônicas, uma vez que altera seu curso e adapta suas formas, além de apresentar padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo. Além disso, o sistema de drenagem é o primeiro elemento a adaptar-se a quaisquer deformações tectônicas dos maciços, às mudanças do nível de base e aos controles litoestruturais (BURNETT e SCHUMM, 1983).

### **2.3 OBJETIVO PRINCIPAL E OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

Dentro deste quadro, o **objetivo principal** deste estudo é decifrar os efeitos da tectônica nesse sistema caracterizado por uma diversidade morfológica, propor uma compartimentação morfotectônica para a área a partir da identificação dos efeitos da neotectônica na morfogênese e dinâmica atual da bacia hidrográfica.

Em suma, a iniciativa desta pesquisa é mostrar evidências da interação da ação tectônica, erosiva e litológica. Para melhor caracterização e entendimento do tema, são definidos os seguintes **objetivos específicos**:

a) demonstrar as implicações da tectônica com a avaliação da conformação de assimetrias no relevo e dos sistemas de drenagem, a partir da identificação de padrões, anomalias e reconhecimento de compartimentos distintos;

- b) indicar áreas de maior potencial morfogenético decorrentes das implicações da dinâmica tectônica.
- c) dialogar com cenários paleotopográficos com intuito de sugerir possíveis configurações morfológicas;
- d) avaliar o grau de intensidade da atividade morfotectônica nas sub-bacias hidrográficas, avaliando o grau de deformação interna a área de estudo em cada contexto geomorfológico.

## 2.4 JUSTIFICATIVA

Os estudos de cunho geológico-geomorfológico são de fundamental importância para compreensão dos aspectos evolutivos das paisagens, estudos relacionados ao planejamento ambiental e urbano, principalmente no contexto do sudeste onde, há o maior contingente populacional e industrial. Nesse sentido, essa pesquisa se relaciona as crescentes preocupações quanto ao ordenamento territorial e uso e ocupação do solo.

A justificativa da seleção da bacia hidrográfica do rio Xopotó se relaciona as baixas taxas denudacionais no contexto da Mantiqueira Setentrional (CHEREM, *et al.*, 2012; OLIVEIRA, 2018), diversidade geomorfológica (GATTO, *et al.*, 1983) e, sobretudo, pelo reconhecimento dos contextos serranos no âmbito do mapeamento geológico (NOCE, *et al.*, 2003) de contextos serranos como pilares tectônicos seccionando os segmentos deprimidos. Assim, Noce *et al.* (2003) discute que área apresenta feições marcantes em termos de neotectônica, principalmente...

um grande pilar tectônico (*horst*), largo de cerca de 20Km, que atravessa toda a Folha de Ubá com direção NE-SW e doravante denominado de *Horst* da Serra da Boa Vista. A subida vertical deste bloco deve ultrapassar 300 metros, medida inferida pela posição atual dos depósitos de bauxita, em altitude superior a 700 metros e que estão em franco processo de retrabalhamento erosivo. Estes depósitos devem corresponder ao antigo nível de base regional alçado ao nível atual por atuação desta tectônica. Outros alinhamentos paralelos ou com direção infletindo para E-W são identificados em sentido leste, porém, parecem ser escalonados e não mostram simetria que possibilite a identificação de outros blocos soerguidos ou afundados (NOCE, *et al.* 2003).

### 3. A ÁREA DE ESTUDO

#### 3.1 ASPECTOS GERAIS:

A bacia hidrográfica do rio Xopotó, situada na mesorregião da Zona da Mata Mineira, no Sudeste do Estado de Minas Gerais, drena uma área de aproximadamente 1280 km<sup>2</sup> e é tributária do Rio Pomba que, por sua vez, compõe o conjunto de bacias da margem esquerda do rio Paraíba do Sul (Figura 2).

O divisor da bacia hidrográfica dos segmentos norte e noroeste é definido por um extenso escarpamento da Mantiqueira Setentrional (GATTO *et al.*, 1983) que recebe a denominação local de Serra de São Geraldo. O compartimento serrano figura como um degrau escarpado marcado pelo contato entre o compartimento deprimido do interior da bacia e o Planalto dos Campos das Vertentes, o qual aloja as nascentes do rio Doce, Pomba, Novo, Paraibuna, etc. O divisor a sudeste é definido como *Horst* da Serra da Boa Vista - HSBV que desponta como divisor hidrográfico dos cursos d'água afluentes da bacia do rio Xopotó, afluentes das bacias do Médio-Baixo Pomba e nascentes do rio Muriaé. Noce *et al.* (2003) interpretam o *Horst* da Serra da Boa Vista - HSBV como o registro mais importante da atuação tectônica distensiva de idade mesozoica-cenozoica na área de estudo, que desenvolveu uma série de blocos altos e baixos em resposta ao reajustamento isostático da margem continental. O setor interfluvial alocado a sudoeste da bacia é estabelecido em um conjunto de morfologias rebaixadas.

O rio Xopotó tem uma extensão de aproximadamente 73 km, disposto na direção N-S; cortando o perímetro urbano dos municípios de São Geraldo, Visconde do Rio Branco e Guidoal. Na maior parte do seu percurso, o rio principal apresenta planícies fluviais associadas a terraços de larguras variáveis. Na passagem do médio para o baixo curso, nas proximidades da confluência com o ribeirão Ubá, o rio Xopotó apresenta-se encaixado em sua planície por imposição do controle do *Horst* da Serra da Boa Vista.

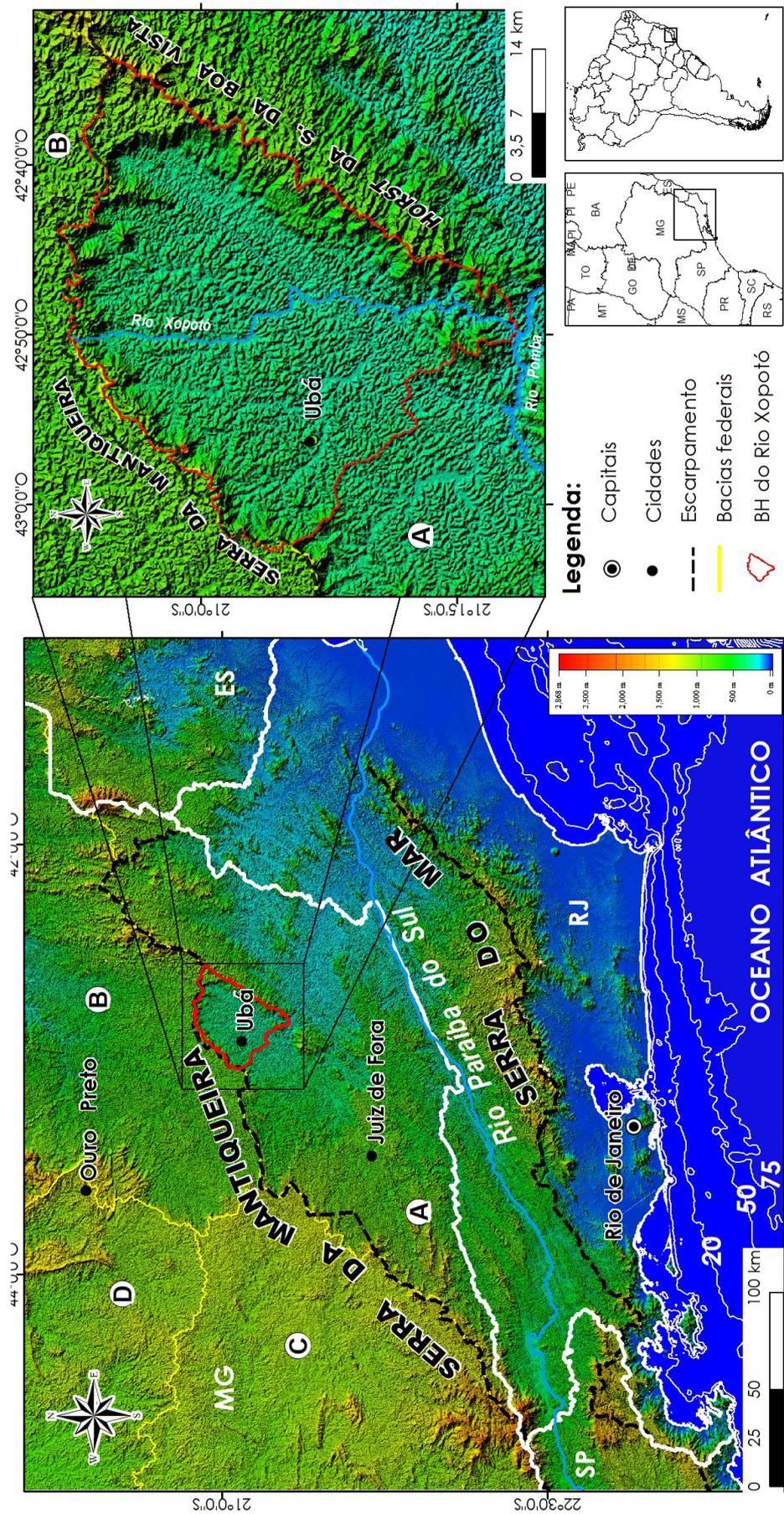


Figura 2 - Localização da área de estudo na margem “ passiva” atlântica. A) Bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul; B) Bacia hidrográfica do rio Doce; C) Bacia do rio Grande; e D) Bacia do rio São Francisco.

### 3.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS E GEOMORFOLÓGICOS

Geologicamente, a área de estudo integra a Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.* 1977) na Faixa Móvel Ribeira, de origem neoproterozoica-cambriana, gerada durante as etapas finais da Orogênese Brasileira (ca. 630-500 Ma.). Engloba litologias de idades paleoproterozoicas e neoproterozoicas (Figura 3), referentes às unidades Mantiqueira, Juiz de Fora, Quirino e Paraíba do Sul, além de granitoides (HEINECK *et al.* 2003). A área exibe uma organização estrutural preferencial na direção NE-SW, coerente ao *trend* principal da Faixa Ribeira (SILVA *et al.*, 2009).

Na área de estudo predominam de modo intercalado litologias do Complexo Juiz de Fora e Mantiqueira. O Complexo Mantiqueira (SIGNORELLI, 2002), é constituído de ortognaisses cálcio-alcálicos, bandados a fitados até finamente laminados, localmente migmatizados com intercalações de anfíbolitos (SILVA, 2010). Noce *et al.* (2003) reconhecem o gnaiss enderbítico de cor verde escura e bandamento composicional desenvolvido como litotipo predominante no Complexo Juiz de Fora.

Litologias neoproterozoicas estão em menor abrangência e são definidas pelas unidades do Grupo Raposo, Complexo São Sebastião do Soberbo e os granitos sincisionais foliados da Suíte Serra dos Toledos (CPRM e CODEMIG, 2014). O Grupo Raposo é caracterizado por litofácies paragnaisse, enquanto o Complexo São Sebastião do Soberbo que coroa trecho da borda NW da bacia, sustentando trechos elevados da Serra da Mantiqueira, tem sua constituição dada por rochas calcissilicáticas, paragnaisse quartzito, anfíbolito e formações ferríferas.

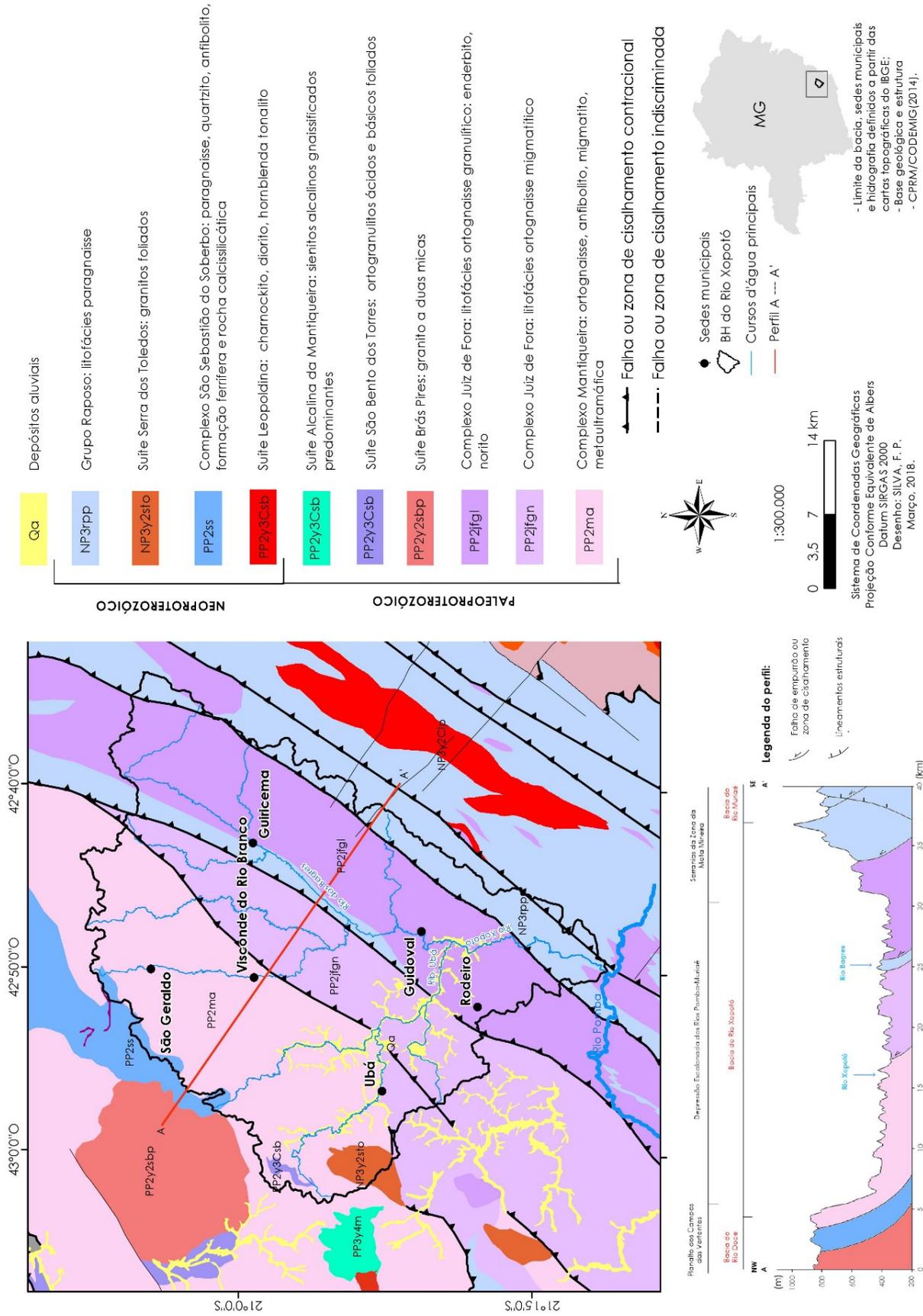


Figura 3 - Carta geológica e perfil geológico simplificado. Fonte: Adaptado de CPRM/CODEMIG (2014).

Os depósitos cenozoicos reconhecidos no mapeamento geológico da área de estudo podem ser agrupados em três tipos, segundo Noce *et al.* (2003): a) depósitos de planícies e terraços fluviais; b) rampas coluvionares associadas ao sopé das encostas mais íngremes; e c) depósitos eluviais restritos entre os topos das elevações mais proeminentes. Assim sendo para área de estudo se reconheceu apenas os dois primeiros tipos de depósitos cenozoicos.

Os paragnais do Grupo Raposo, apesar de pouco expressivos, abarcam os setores mais alçados da elevação disposta na direção NE-SW, definindo o *Horst* da Serra da Boa Vista, o qual teria uma projeção vertical superando os 300 metros de altitude (NOCE *et al.*, 2003). Além de coroar o *Horst*, o paragnaisse marca, em conjunto com os ortognais granulíticos, o vale do rio dos Bagres, interpretado *a priori* como estruturalmente ou tectonicamente controlado. Nesse contexto, se reconhece que o *Horst* da Serra da Boa Vista apresenta estreita relação com a Zona de Cisalhamento Abre Campo - ZCAC (HARALYI e HASUI, 1982), interpretada como uma zona de expressiva anomalia gravimétrica e magnética que afetou o conjunto litológico, segmentando a oeste as rochas do Complexo Mantiqueira e, a leste, as rochas do Complexo Juiz de Fora e Grupo Raposo (SILVA, 2010).

A Zona de Cisalhamento Abre Campo é tida como zona de cisalhamento transcorrente, definida por um caráter dextral, e como uma zona de sutura paleoproterozoica, por separar terrenos do embasamento, e neoproterozoica, por limitar a ocorrência de granitoides pré-colisionais. A análise conjunta da Zona de Cisalhamento Abre Campo e demais zonas transcorrentes da área fez com que Silva (2010) assumisse que o respectivo conjunto se definiria como uma zona dúctil de empurrão e transcorrências dextrais que estariam diretamente ligadas à evolução e consolidação do *Horst* da Serra da Boa Vista (NOCE *et al.*, 2003).

Cabe referenciar que Noce *et al.* (2003) reconheceram outros elementos vinculados à instalação da tectônica cenozoica além do *horst*, como por exemplo, porções alinhadas paralelas à direção NE-SW, alinhamentos de direção E-W escalonados e com baixa simetria, reconhecidos como blocos soerguidos ou abatidos.

A configuração geomorfológica da área foi interpretada por Valverde (1958) como um alinhamento de cristas paralelas divididas por uma superfície deprimida

interiorana. Em termos regionais, Valverde (1958) interpreta que organização geomorfológica para a área objeto desse estudo está relacionada ao planalto da Mantiqueira, na qual as camadas possuem mergulhos e direções diversas, mas que, no conjunto, formam um arqueamento convexo para o alto.

O Projeto RADAMBRASIL (GATTO *et al.*, 1983) reconheceu três unidades geomorfológicas para área: a) Planalto dos Campos das Vertentes (também denominado de Patamares do Alto Rio Doce); b) Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé; e c) Serras da Zona da Mata Mineira (Figura 4).

Gatto *et al.* (1983) reconhece para o Planalto do Campo das Vertentes uma significativa diversidade de feições morfológicas intensamente trabalhadas pelos processos denudacionais, promovendo feições mamelonizadas definindo um relevo típico de “mares de morros”. Já a Depressão Escalonada dos rios Pomba-Muriaé, correspondente às porções deprimidas interioranas da bacia do Rio Xopotó, é reconhecida como um relevo escalonado com valores altimétricos entre 100 e 700 metros, consubstanciando morfologias dissecadas denotando o ímpeto erosivo sob os compartimentos. O compartimento das Serras da Zona da Mata Mineira, definido especificamente pelo *Horst* da Serra da Boa Vista para a área de estudo, foi classificado como uma unidade de elevada altitude, de escarpas adaptadas a falhas, cristas simétricas, flancos comportando sulcos estruturais, emoldurada em substrato constituído por granulito, charnoquitos e migmatitos.

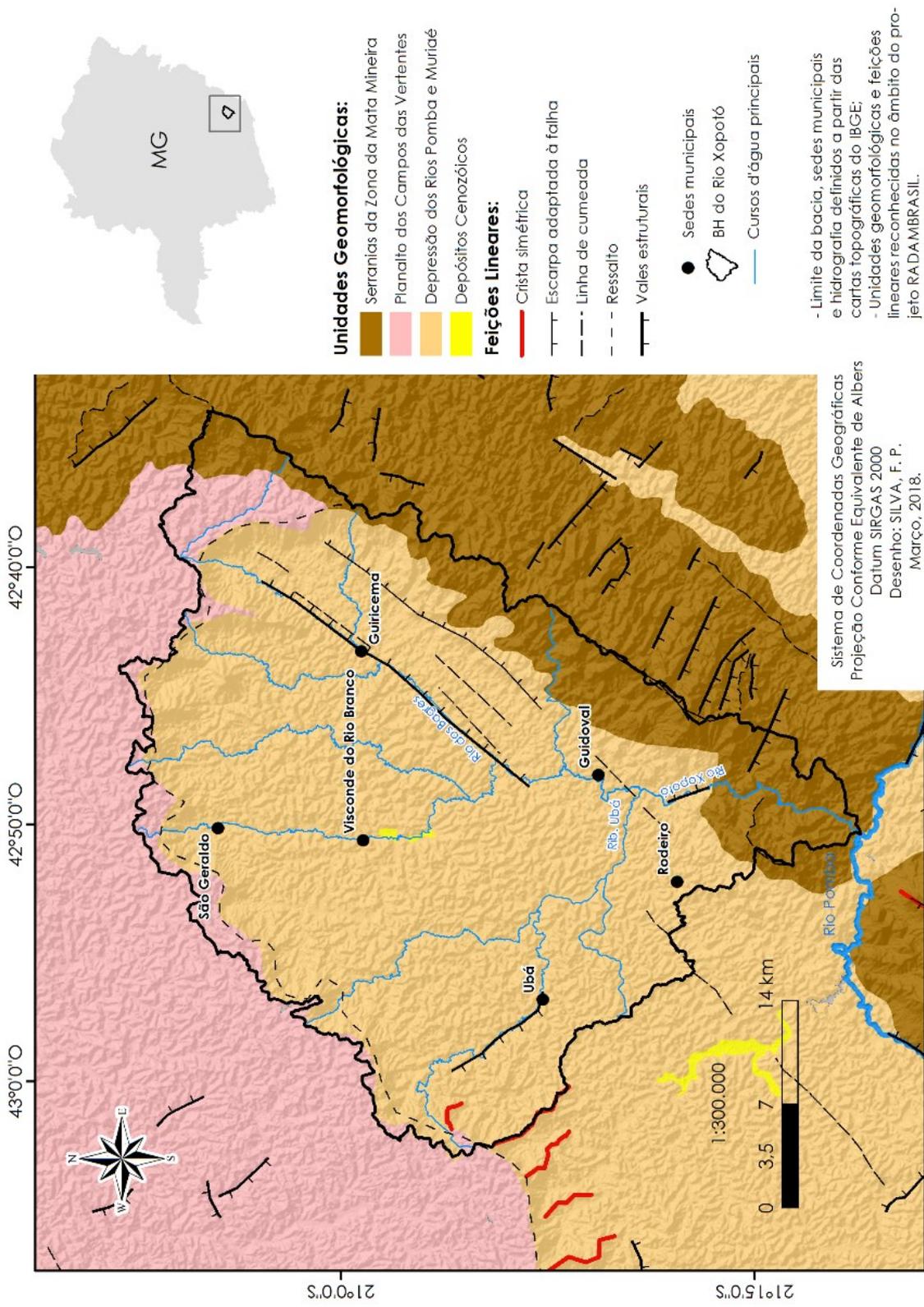


Figura 4 - Unidades geomorfológicas reconhecidas para área de estudo.

### 3.3 REVISÃO DE ESTUDOS ANTERIORES DE CUNHO TECTÔNICO PARA ÁREA

A evolução geomorfológica dessa área tem sido relacionada, em grande medida, unicamente à dissecação promovidas pelas bacias de drenagem dos rios sob o controle climático, contudo esse aspecto também sugere uma área sujeita uma importante movimentação ascensional (MELLO, *et al.* 2005).

Um dos primeiros trabalhos a destacar o quadro geomorfológico do planalto atlântico brasileiro foi realizado por De Martonne (1943) em um clássico trabalho, intitulado “Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico”, no qual o autor reconhece a fisionomia e gênese regional relacionada à um bloco antigo levantado e fraturado, sendo esses traços fruto da morfogênese das margens tipo rifte, neste trabalho o autor também destaca à abundância de capturas fluviais, sugestivas do quadro morfodinâmico, sugerindo assim, um padrão relacionado à distintos processos como basculamentos e/ou soerguimentos de blocos ou até mesmo à erosão diferencial responsável por esculpir as paisagens do sudeste brasileiro.

De Martonne (1943) reforça o ímpeto erosivo na consolidação de formas que se ajustam às desiguais resistências das rochas do velho embasamento. O paradigma bioclimático hegemônico no pensamento da época e nas análises das paisagens tropicais está presente na caracterização de Moraes Rêgo (1932) ao destacar para o vale do rio Paraíba do Sul seria uma feição deprimida dada unicamente pela erosão diferencial operada nos gnaisses que cobrem o mesmo. Contudo, De Martonne (1943), na contramão de Moraes Rêgo (1932), pondera que tal concepção se sustenta apenas para o vale do Paraíba, não podendo ser extrapolada para outros contextos, como o degrau da Mantiqueira. Diante da problemática colocada é possível evidenciar o quadro pouco consensual no âmbito científico para se apontar os processos morfogenéticos atuantes na área.

Nesse contexto, compreende-se que os dobramentos de fundo estariam relacionados a alternância de atitudes e depressões oriundos dos dobramentos da série metamórfica mineira. Valverde (1958) ressalta que o planalto da Mantiqueira forma um arqueamento convexo para o alto, no qual a base geológica predominante é dada por gnaisses xistosos. Andrade (1959) destaca o papel da erosão diferencial que deu continuidade a obra do tectonismo na área do denominado “Golfão de Ubá”, termo

descritivo associado à região na qual se tem uma configuração das serras e porção deprimida similar à uma geometria romboédrica. Nesse sentido, Andrade (1959) aponta uma dissecação mais intensa dos rios na estrutura constituída de gnaisses xistosos (menos resistentes), enquanto as formações de gnaiss migmatizados (mais resistentes) passaram a ser alteradas em forma de cristas, como as soleiras presentes na área e reconhecidas por sua característica de cortar transversalmente o leito dos rios da região. Andrade (1959) estabelece uma origem tectônica para o “Golfão de Ubá”, apesar de destacar atualmente os processos de solifluxão seriam os principais responsáveis pela morfodinâmica regional, que se caracteriza por uma intensa ação erosiva.

Nessa perspectiva a porção deprimida de geométrica romboédrica, denominada de Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé, pelo RADAMBRASIL (GATTO, *et al.* 1983) reconhecida por Andrade (1959) como “Golfão de Ubá” tem sua evolução relacionada normalmente à dissecação promovida pelas bacias de drenagem desses rios sob controle climático. Contudo, estudos de cunho tectônico realizados por de Mello *et al.* (2002) e Mello *et al.* (2005) a partir de indicadores geomorfológicos e tectônicos introduziram nas discussões geomorfológicas para área o papel das reativações neotectônicas no condicionando da dinâmica morfológica da área e configurando a dinâmica geomorfológica hodierna. Nesse sentido, Mello *et al.* (2002) e Mello *et al.* (2005) reconheceram ao menos duas fases de reativações neotectônicas:

1. A primeira fase seria um evento neotectônico correspondente a um regime de transcorrência dextral E-W, cuja idade estaria entre o Pleistoceno final e Holoceno inicial, tal fase foi admitida a partir de correlações com fases reconhecidas por Riccomini (1989), Mello (1997), entre outros para o Sudeste Brasileiro;

2. A segunda fase (mais recente) seria marcada por um regime de caráter distensivo NW-SE, de idade holocênica, que estaria atuando no escalonamento topográfico observado na Depressão Escalonada dos Rios Pomba e Muriaé e na reativação das principais estruturas geológicas regionais.

Endossando à perspectiva das implicações tectônicas Noce *et al.* (2003) discorrem sobre os traços do tectonismo mesozoico-cenozoico para área, associando às reativações intraplaca ao regime de uma tectônica distensiva, sendo está responsável por gerar uma série de *horst* e *grabens* decorrentes do reajustamento isostático da

margem continental, que se deu após a abertura do oceano atlântico, dando origem à feição mais expressiva da tectônica cenozóica para o Sudeste Brasileiro, o Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI, 1989).

Nesse sentido, Noce *et al.* (2003) reconheceram o *Horst* da Serra da Boa Vista, com uma subida vertical de mais de 300 m, um pilar tectônico largo, cerca de 20 km, que atravessaria toda folha de Ubá com direção NE-SW como a feição mais importante desta reativação para área de estudo. O pilar tectônico dispõe de uma densa rede de fraturas retilíneas de pequeno porte com direção preferencialmente NW-SE que se associa aos grandes lineamentos, sendo responsável pelo encaixamento da drenagem em um padrão francamente retangular.

Romano e Castañeda (2006) apresentam que ascensão do *Horst* da Serra da Boa Vista foi importante para exumação de depósitos de bauxita, a partir de um processo erosivo rápido, rejuvenescimento do relevo com a concomitante formação de leques coluviais. A própria existência de níveis bauxíticos, entre as cotas de 700 e 900 metros, quando em realidade deveriam se constituir em um único nível balizado em uma cota aproximadamente constante é relacionada pelos autores à deslocamentos e basculamentos de bloco de dimensões menores no interior da estrutura. O padrão de drenagem, revela a existência desses pequenos blocos principalmente pela drenagem retangular, com cursos de pequenas amplitudes, confinados em níveis topográficos distintos, truncados por pequenas cachoeiras.

Quanto à dinâmica erosiva dos segmentos escarpados Cherem *et al.* (2012) contribuíram de forma significativa para a compreensão da morfogênese desses setores a partir da mensuração de taxas de desnudação. Os dados obtidos permitiram evidenciar para o contexto das escarpas da Serra da Mantiqueira (localmente conhecida como Serra de São Geraldo) uma morfogênese controlada pela diferença no potencial erosivo, nas quais as taxas de desnudação da concentração de isótopos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$ ) da escarpa são maiores ( $18,11 \text{ m-My}^{-1}$ ) que suas respectivas terras altas ( $12,82 \text{ m-My}^{-1}$ ). Características similares foram mensuradas por Gonzalez *et al.* (2016), destacando sugerindo um ambiente tectonicamente inativo, nas quais as bacias de drenagem do Sul e Sudeste do país estariam erodindo entre 1 e  $90 \text{ m-My}^{-1}$  com uma taxa média de  $14 \text{ m-My}^{-1}$ . Nesse sentido, os autores reforçam que as bacias de menor

ordem e mais íngremes nas cabeceiras possuem erosão mais rápida comparado às bacias de ordens maiores e menor declive. Destaca-se, assim, maior influência da declividade, à despeito de menor influência do clima e litologia.

Nesse sentido, Oliveira (2018) obteve para o contexto do *Horst* da Serra da Boa Vista taxas denudacionais medianas (8 a 16 m-My-1) e altas taxas (16 a 28 m-My-1) no contexto de lineamentos W-E (Lineamento Cabeça Preta) e capturas fluviais, de modo contrário, ao quadro observado anteriormente por Cherem *et al.* (2012) e Gonzalez *et al.* (2016), os autores apontam que as taxas de denudação por isótopos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$ ) tem correlação as reativações tectônicas ocorridas durante o Quaternário, sendo a falha do rio dos Bagres a estruturas mais ativa. Oliveira (2018) ressalta a necessidade de cautela nas comparações de dados de outras margens passivas, uma vez que considerar os valores obtidos por Cherem *et al.* (2012) e Gonzalez *et al.* (2016) como baixas para taxas de denudação é apontar unicamente para um cenário dominado por estabilidade tectônica. Contudo, às evidências em campo permitem compreender que as taxas denudacionais entre 15 e 28 m-My-1 são oriundas de reativações de estruturas neoproterozóicas em ambiente intraplaca.

A partir de dados de campo em fraturas e falhas Oliveira (2018) reconheceu 5 fases tectônicas, incorporando as fases reconhecidas por Mello *et al.* (2002):

1. Compressão NW-SE gerando transcorrência dextral W-E;
2. Compressão NNW-SSW afetando rochas no leito do rio dos Bagres, gerando transcorrência dextral NW e falhas normais;
3. Extensão NNW-SSE responsável pela intrusão de diques máficos e falhas normais;
4. Compressão NE-SW gerando transcorrência dextral NW-SE;
5. Extensão ENE-WSW gerando falhas normais em sedimentos quaternários e vale estrutural N-S.

Ainda segundo Oliveira (2018), a própria configuração atual do hemigráben do rio dos Bagres, é marcada por blocos altos, vales estruturais e cristas se consolidou em período pré-paleocênico, uma vez que a estruturação NE-SW e NNE-SSW compartimentando o hemigráben do rio dos Bagres pode ser considerada como herança das estruturas da orogenia brasileira, enquanto às direções NW-SE, NNW-SSE e W-E

seriam uma herança do Mesozoico da época da separação do supercontinente Gondwana. O regime distensivo do Cretáceo reativou as estruturas dispostas a NE-SW promovendo blocos altos e baixos, no contexto do hemigráben.

Nessa perspectiva, Marent (2016) concebe a ruptura da garganta epigênica em um período pós-miocénico. As formas de relevo fixadas no interior do grabén teriam começado a ser desmanteladas pela égide de um regime erosivo.

A concepção de um relevo consolidado a partir de distintas taxas erosivas nos diferentes sistemas hidrográficos adjacentes a área também foram apresentadas por Silva e Silva (2018), a partir de índices geomórficos integrados à estrutura geológica, reforçando a compreensão de que a erosão diferencial não seria causa fundamental da evolução recente do relevo, mas sim os fatores tectônicos. Desse modo, a relação dos índices morfotectônicos do gradiente hidráulico e superfície de base sugerem um avanço erosivo não subordinado unicamente às características de diferentes resistências da base litológica.

Oliveira *et al.* (2014) reiteram que o arranjo dos vales fluviais para área evidencia a presença de espessos depósitos de terraço e planícies encaixadas. Nessa pesquisa, os autores identificaram que gênese dos depósitos fluviais esteve condicionada por uma tectônica diferencial de blocos durante o Quaternário tardio.

Nesse sentido, Oliveira *et al.* (2014) associam os fundos de vales colmatados no médio rio Pomba ao dinamismo tectônico, uma vez que soleiras litológicas dificilmente ocasionaria a formação sincrônica de pacotes sedimentares semelhantes como os encontrados na área. No trabalho de Oliveira *et al.* (2014) se aponta a ocorrência de movimentações tectônicas, tais movimentações também são documentadas por Noce (2003), e se expressam na morfologia dos vales tectonicamente controlados, estreitos, confinados, como características de vale em “V”, assim como a ausência de depósitos aluviais com uma significativa concentração de corredeiras em calhas rochosas nos trechos dos vales que drenam o *horst*.

A percepção de que os processos erosivos prevaleceram em um período pré-holocênico mostra-se coerente à um soerguimento miocénico, conforme defendido por Marent (2016), tal concepção endossa a tese de períodos erosivos associados à movimentações nas adjacências do *horst*, ilustrando este quadro pode se pontuar a

dinâmica do rio Pomba que à jusante do *horst* apresenta um vale aberto com amplas planícies e terraços.

Conforme a datação de Oliveira *et al.* (2014) para o ribeirão Ubá o evento de colmatação do alto curso teria tido seu início há cerca de 11.800 anos, sendo assim, seria um possível reflexo de transcorrências dextrais holocênicas de direção E-W, coerente às primeiras fases tectônicas discutidas por Mello *et al.* (2002) e Oliveira (2018).

A presença de corredeiras nos segmentos fluviais do baixo curso dos rios Xopotó e Pomba que drenam o *horst* sugerem a continuidade dos movimentos tectônicos no Holoceno, sendo à concentração de corredeiras em leitos rochosos no baixo curso do rio Xopotó uma expressão desses setores anômalos.

Nesse sentido, Oliveira *et al.* (2014) reportam que no alto curso do ribeirão Ubá se teve um entalhe da ordem de 4 metros por aproximadamente 11.800 anos, corroborando com a tese de Mello *et al.* (2005), para os quais o estágio agudo da dissecação fluvial sugere movimentação ascensional, principalmente pelo pequeno registro sedimentar, uma vez que os sedimentos são rapidamente transportados para outro sistema. Desse modo, a manutenção das diversas anomalias catalogadas por Oliveira *et al.* (2014) sugerem uma movimentação tectônica recente para área. O meandramento do ribeirão Ubá e do alto e médio curso do rio Xopotó é dado segundo Oliveira *et al.* (2014) por *knickpoints* associados ao *horst*, que também impõem um freio a dinâmica erosiva à montante. Nesse sentido, os autores concluíram uma idade mais antiga para às planícies que se desenvolvem nos cursos inferiores dos canais em comparação às planícies superiores.

Observa-se também nenhum ou pouco encaixamento da drenagem após o início da formação das planícies indicando um longo período de estabilização do nível de base, favorecendo o meandramento de canais e destruição de depósitos aluviais mais antigos, assim como, planícies com meandros abundantes. O fornecimento sedimentar nas calhas fluviais encontra, segundo Oliveira *et al.* (2014), na ação antrópica expressiva contribuição, principalmente neste contexto de uso extensivo e inadequado do solo para pastagens, o que potencializa quadros severos de voçorocamentos.

O quadro 1 sintetiza os principais dados característicos do componente tectônico para evolução e dinâmica da área, segundo as pesquisas aqui discutidas.

Quadro 1 – Resumo dos principais resultados que atestam implicações tectônicas na evolução e dinâmica da área de estudo.

Pesquisas	Abordagem	Principais resultados
Mello <i>et al.</i> (2002; 2005)	Indicadores geomorfológicos e análise estrutural	<ul style="list-style-type: none"> <li>· O forte caráter de dissecação fluvial sugere uma movimentação ascensional, com pequeno registro sedimentar;</li> <li>· Foi reconhecido 2 (duas) fases de reativações:               <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Transcorrência dextral E-W, de idade pleistocênica;</li> <li>2. Extensão NW-SE de idade holocênica;</li> </ol> </li> </ul>
Noce <i>et al.</i> (2003)	Mapeamento geológico	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Reconheceram o <i>Horst</i> da Serra da Boa Vista como a feição mais expressiva do tectonismo cenozóico para área, destacando a densa rede de fraturas retilíneas que controlam a drenagem;</li> </ul>
Romano e Castañeda (2006)	Análise estrutural	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Apresenta que a descontinuidade de níveis bauxíticos entre as cotas de 700 e 900 evidenciam deslocamentos e basculamentos de blocos na área.</li> </ul>
Oliveira <i>et al.</i> (2014)	Datação por LOE e estratigráfica	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Discute-se a evolução dos vales confinados e estritos como oriundos de reativações tectônicas que também promoveram a colmatação dos vales à montante.</li> <li>· A colmatação teria se iniciado em período holocênico, como uma possível resposta a primeira fase reconhecida por Mello <i>et al.</i> (2005);</li> <li>· A significativa presença de corredeiras no baixo curso do rio principal sugere a continuidade desses movimentos tectônicos no Holoceno.</li> </ul>
Marent (2016)	Análise geomorfológica	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Interpreta a ruptura da garganta epigênica em um período pós-miocênico;</li> </ul>
Silva <i>et al.</i> (2018)	Análise geomorfológica por mapas morfotectônicos	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Discutem a partir do gradiente hidráulico e superfície de base que o avanço erosivo não é dado por erosão diferencial. Reforçam assim, que a erosão diferencial não seria causa fundamental da evolução recente da paisagem.</li> </ul>

<p>Oliveira (2018)</p>	<p>Datação por isótopos cosmogênicos e compartimentação morfotectônica</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>· Compreende as taxas denudacionais entre 15 e 28 m-My-1 seriam derivadas de reativações de estruturação neoproterozóicas.</li> <li>· Reconheceu 5 fases tectônicas, confirmando as 2 fases de Mello <i>et al.</i> (2002):             <ul style="list-style-type: none"> <li>· 1. Compressão NW-SE gerando transcorrência dextral W-E;</li> <li>· 2. Compressão NNW-SSW afetando rochas no leito do rio dos Bagres, gerando transcorrência dextral NW e falhas normais;</li> <li>· 3. Extensão NNW-SSE responsável pela intrusão de diques máficos e falhas normais;</li> <li>· 4. Compressão NE-SW gerando transcorrência dextral NW-SE;</li> <li>· 5. Extensão ENE-WSW gerando falhas normais em sedimentos quaternários e vale estrutural N-S.</li> </ul> </li> </ul>
----------------------------	--	--

## 4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

### 4.1 ESTRUTURA GERAL DO TRABALHO

Os procedimentos metodológicos acionados para essa pesquisa são derivados da integração de técnicas consagradas no âmbito da ciência geomorfológica para o reconhecimento de implicações tectônicas no relevo. Os procedimentos utilizados são enumerados a seguir: a) pesquisa bibliográfica, temática, conceitual e metodológica; b) organização da base de dados de produtos cartográficos e de imagens para tratamento em *softwares* específicos; c) trabalhos de campo; d) organização morfológica e implicações tectônicas; e) condicionamento tectono-erosivo das escarpas e reconstituição paleotopográfica; f) rede de drenagem e implicações tectônicas; g) avaliação da intensidade tectônica. A respectiva sequência é apresentada na figura 5, na qual se apresenta o esquema sequencial ilustrando a rotina metodológica empreendida.

**a) Revisão bibliográfica:** essa fase consistiu da pesquisa de literatura relacionada à Geomorfologia Estrutural e Tectônica. Uma pesquisa sobre Geomorfologia Fluvial também foi parte importante com intuito de reconhecer e aprofundar na caracterização dos padrões hidrográficos relacionados à tectônica, assim como índices geomorfométricos específicos para analisar essas modificações.

Leituras de trabalhos anteriores relacionados ao comportamento tectônico da área permitiram balizar os conhecimentos existentes e ampliar a discussão dos principais aspectos morfotectônicos reconhecidos por diferentes autores para o contexto das Serranias da Zona da Mata Mineira, Serra da Mantiqueira e Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé.

**b) Organização da base de dados de produtos cartográficos e de imagens para tratamento em *softwares* específicos:** os materiais cartográficos mobilizados para o presente estudo são basicamente cartas geológicas, topográficas, imagens de satélite, modelos digitais de elevação. A articulação dos produtos permitiu organizar o banco de dados processadas em ambiente digital.



Figura 5 - Esquema geral da seqüência da rotina metodológica adotada na pesquisa.

c) **Trabalhos de campo:** as preparações para as atividades em campo foram realizadas mediante a interpretação dos dados, a partir da confecção das cartas de anomalias flúvio-morfométricas, densidade de lineamentos, feições morfotectônicas e da plotagem das indicações de *knickpoints*. A tipicidade dos segmentos interpretados,

como submetidos a movimentos ascensionais ou de subsidência por meio dos perfis longitudinais, também foi objeto das investigações *in loco*.

Uma análise morfotectônica deve ser realizada em campo para o reconhecimento das feições morfotectônicas, sendo importante o reconhecimento das estruturas rúpteis (falhas/estrias), assim como uma posterior correlação da orientação destas com o tipo de estrutura e campo de tensões de eventos neotectônicos da área de estudo. Nesse quesito, assume-se que o quadro neotectônico da Plataforma Brasileira é marcado pela condição geodinâmica da placa litosférica em movimentação para WNW, estando as tensões reconhecidas em acordo aos deslocamentos que ocorrem nas zonas de borda da placa, envolvendo compressão horizontal WNW-ESE, refletindo em reativações aproveitando antigas zonas de cisalhamento e suturas, através de falhas principalmente transcorrentes. (HASUI, 1990). Neste contexto, Heilbach e Höhne (2008) destacaram no *Word Stress Map* o predomínio do componente E-W como regime de esforços neotectônicos principais para Plataforma Brasileira.

De modo geral, as etapas de campo se mostram essenciais para um reconhecimento aprofundado da área, além de corroborar para auxiliar numa proposta adequada de compartimentação morfológica da bacia, reconhecimento e validação das anomalias e das feições morfotectônicas (facetas trapezoidais e triangulares, capturas fluviais, desvios abruptos e vale retilíneo), previamente demarcadas nas cartas topográficas e ortofotos.

O trabalho de campo realizado em 28 de outubro de 2017 serviu para uma tomada do quadro regional, perpassando assim os municípios de Ubá, Visconde do Rio Branco, Guiricema e Ervália a partir do corredor rodoviário definido pela BR-265, realizando paradas em pontos estratégicos, tomando notas e reconhecendo a estruturação geomorfológica regional e aspectos das diferentes unidades de relevo.

Trabalhos de campo realizados em dezembro de 2018 e janeiro de 2019 permitiram balizar as informações extraídas dos índices geomorfométricos, assim como catalogar as feições morfotectônicas e condicionamentos do relevo e da drenagem *in loco*, permitindo registrar e analisar de forma adequada os compartimentos morfológicos e morfotectônicos reconhecidos para área de estudo. Ademais, os

respectivos trabalhos foram fundamentais para catalogar e analisar os distintos padrões de organização dos modelados agradacionais em associação às implicações decorrentes dos desnivelamentos topográficos e *knickpoints* em perfis longitudinais na área de estudo.

**d) Organização morfológica e implicações tectônicas:** o tópico em voga pautou-se no estudo dos seguintes elementos: i) compartimentos morfológicos; ii) desnivelamentos topográficos a partir de perfis em varredura; iii) lineamentos de relevo e feições morfotectônicas; iv) lineamentos e anomalias de drenagem; v) compartimentos morfotectônicos.

O estudo da configuração morfológica propiciou o reconhecimento de distintos compartimentos morfológicos em conjunto com a apreensão dos desnivelamentos topográficos. Os lineamentos de relevo e drenagem permitiram reconhecer a disposição das tramas estruturais, resumidas em diagramas de roseta. Os lineamentos foram catalogados em conjunto as feições morfotectônicas. A aglutinação dos elementos que compõem este tópico corroborou para uma proposta de compartimentação morfotectônica para área de estudo.

**e) Condicionamento tectono-erosivo das escarpas e reconstituição paleotopográfica:** este tópico se propõe a discutir a configuração morfológica pretérita a partir da reconstituição paleotopográfica e análise desses modelos seguindo a metodologia proposta por Motoki *et al.* (2008), que a partir dos topos das morfologias atuais se logra a reconstituição de paleosuperfícies hipotéticas que permitem analisar a possível configuração do relevo pretérito.

Em sintonia com a análise anterior, a investigação do condicionamento tectono-erosivo das escarpas e do controle tectônico é uma possibilidade aventada nesse estudo, a partir da mensuração do índice da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa – *Smf* (BULL e WALLACE, 1985) para o paleorrelevo e relevo atual.

**f) Rede de drenagem e implicações tectônicas:** a investigação das implicações da tectônica na rede de drenagem foi pautada com a articulação dos seguintes itens: i) reconhecimento da hierarquia fluvial; ii) densidade de drenagem e taxas denudacionais;

iii) estudo dos perfis longitudinais, knickzonas e implicações litoestruturais; iv) reconhecimento da dissecação da área a partir da curva hipsométrica, índice de concavidade e modelo tridimensional em associação às implicações estruturais, falhas, basculamentos de blocos intrínsecos a cada sistema hidrográfico analisado; v) relação declive-área com intuito de apreender a relação das rupturas de declive e deformações neotectônicas, a partir dos valores relativos ao índice de concavidade e declividade.

**g) Avaliação da intensidade tectônica:** a avaliação da intensidade tectônica integrou índices morfométricos calculados de formas distintas em ambiente digital. Os índices utilizados para compreensão da intensidade tectônica dos sistemas hidrográficos de 4ª e 5ª ordem hierárquica foram os seguintes: i) relação declividade-extensão do canal - RDE (HACK, 1974); ii) fator de assimetria de bacias de drenagem – FABD (HARE e GARDNER, 1985); iii) fator de simetria topográfica transversal – FSTT (COX, 1994); iv) índice hipsométrico – IH (KELLER e PINTER, 1996); e v) sinuosidade da escarpa montanhosa – *Smf* (BULL e WALLACE, 1985).

## 4.2 MATERIAIS

A base de dados estruturada para o presente trabalho reuniu os seguintes materiais (Figura 6):

- cartas topográficas na escala de 1:50.000 disponibilizadas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE: Folha Astolfo Dutra (SF-23-X-D-II-3), Folha Ervália (SF-23-X-B-V-4), Folha Mirai (SF-23-X-D-II-2), Folha Tocantins (SF-23-X-D-I-2), Folha Ubá (SF-23-X-D-II-1) e Folha Viçosa (SF-23-X-B-V-3);

- recortes do Modelo Digital de Elevação (MDE) da Missão Topográfica por Radar do Ônibus Espacial (*Shuttle Radar Topography Mission* - SRTM), administrado e lançado no ano 2000 pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) dos Estados Unidos, em parceria com as agências espaciais da Alemanha (DLR) e Itália (ASI). Os dados são de domínio público, armazenados e disponibilizados pelo United States Geological Survey (USGS). Incorporou-se, portanto, a versão SRTM Plus com resolução espacial de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 metros de resolução espacial) em formato Geotiff, lançada em 2015. Para cobertura da área de estudo foi necessário o *download* de quatro arquivos, contendo os recortes do SRTM Plus: “S22W044.zip”, “S22W043.zip”, “S21W044.zip” e “S21W043.zip”. Segundo Borges (2017), a versão do SRTM Plus tem como característica frente às versões anteriores (SRTM V2, SRTM V3 e SRTM V4) o preenchimento das áreas de *No Data* por interpolação com os melhores produtos de elevação disponíveis.

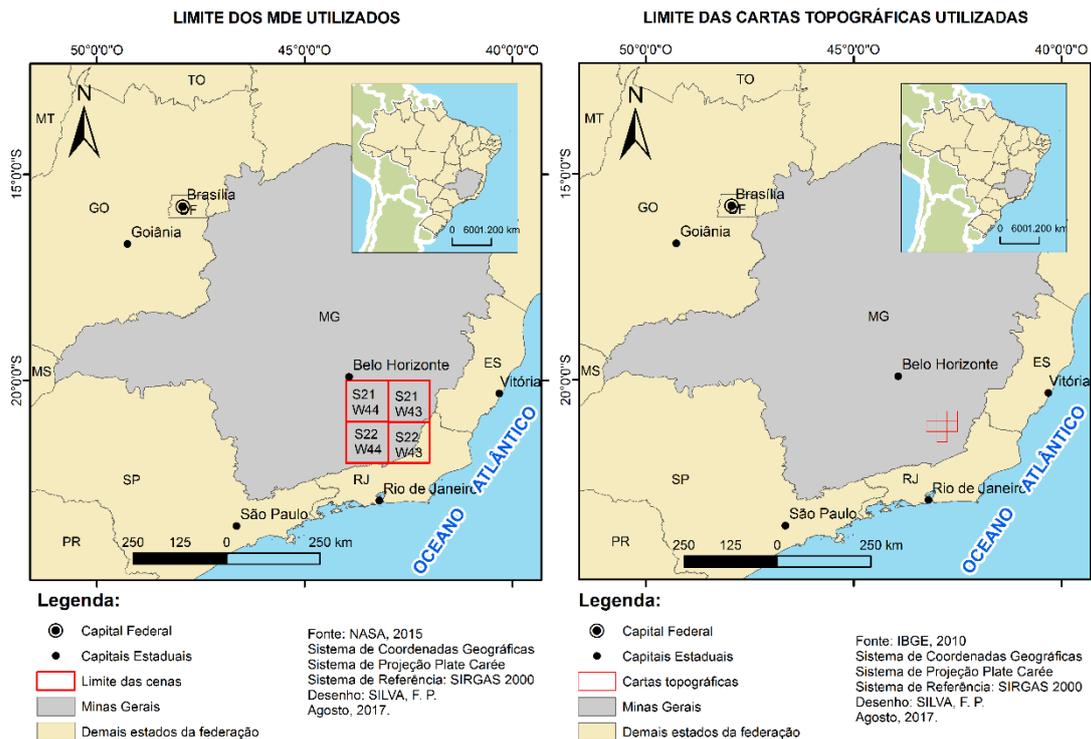


Figura 6 - Localização das cenas do Modelo Digital de Elevação SRTM e cartas topográficas utilizadas nessa pesquisa.

A opção por trabalhar com a versão SRTM Plus também foi amparada nos resultados obtidos por Borges (2017), referente à qualidade das informações altimétricas deste MDE para o estado do Rio de Janeiro. O autor supracitado avaliou a qualidade de diferentes MDE de acordo com o Padrão de Exatidão Cartográfica (PEC), conferindo assim, uma alta qualidade dos dados adquiridos pela missão SRTM, permitindo que o mesmo possa ser utilizado com confiabilidade aceitável até a escala de 1:50.000, dado principalmente ao fato da ausência de inconsistências e lacunas de informações altimétricas. Barros e Cruz (2007), em uma validação feita para a primeira versão MDE SRTM lançada, também obtiveram resultados satisfatórios quando ao desempenho altimétrico do modelo em análise, comprovando a qualidade do produto para o trabalho na escala de 1:100.000. Tais autores constataram uma diferença média de 4,8 metros, com desvio padrão de 10,1 metros entre as altitudes do MDE e de dados de altitude do GPS com alta precisão vinculados ao Banco de Dados Geodésicos do IBGE, que foram obtidas a partir de nivelamento geométrico, referido ao *datum* vertical oficial do país (Imbituba-SC).

- autoimagem do sensor OLI\_TIRS, satélite LANDSAT 8, cena LC82170752017241LGN00 de 28-08-2017, utilizada em conjunto com os dados do MDE para reconhecimento dos lineamentos e definição dos compartimentos morfológicos;

- mapa geológico obtido e adequado a partir do levantamento feito pela Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais - CODEMIG (NOCE *et al.*, 2003), na escala de 1:100.000, integrado aos dados do Mapa Geológico do estado de Minas Gerais, elaborado na escala 1: 1.000.000, versão atualizada e publicada em dezembro de 2014, pela Companhia Mineradora de Minas Gerais - COMIG e Serviço Geológico do Brasil - CPRM.

Em relação aos *softwares*, foram utilizados:

- Plataforma ArcGIS Desktop © 10.3.1 (ESRI, 2015), nível de licença *ArctInfo*. Os recursos reunidos no *software* auxiliaram na confecção dos produtos cartográficos apresentados na pesquisa, sendo utilizado para confecção, edição e análise dos produtos cartográficos, auxiliando, sobretudo, na definição de estratégias em ambiente de Sistema de Informações Geográficas - SIG para mensuração dos índices geomorfométricos, extração dos lineamentos e compartimentação morfológica;

Integrando e ampliando as possibilidades e recursos do *software*, cabe sublinhar as extensões *TopoMAPP 1.0* (OLIVEIRA e FERNANDES FILHO, 2016), *Hawths Analysis Tools* (BEYER, 2004), *Et Geowizards©* (IANKO TCHOUKANSKI, 2017) e *Xtools Pro 10.7©*. Essas extensões foram úteis para construção de uma rotina automática para elaboração dos mapas de seppômen, adaptando a técnica apresentada por MOTOKI *et al.* (2008) e os perfis altimétricos em varredura adaptando os procedimentos de MEIS *et al.* (1982). Previamente, cabe sublinhar que inegavelmente estas técnicas automáticas permitem uma maior celeridade e sofisticação nas técnicas apresentadas, permitindo eliminar interpretações dúbias e imprecisas.

- o *software* Surfer © 14.3.691 (GOLDEN, 2017) permitiu elaborar, a partir dos dados oriundos dos perfis altimétricos em varredura, perfis tridimensionais das áreas compreendidas pela faixa do perfil;

- o *software* Global Mapper © 16.1.0 (BLUE MARBLE, 2015), utilizado para a elaboração de perfis longitudinais de drenagem e para construção de modelos tridimensionais;

- o *software* Spring © (versão 5.1.8), utilizado na elaboração dos diagramas de roseta de frequência e comprimento para os lineamentos de relevo e drenagem;
- o *software* Excel®, utilizado para realizar cálculos necessários em índices geomorfométricos, como a Relação Declividade vs Extensão do Canal (HACK, 1973), Fator de Simetria Topográfica Transversal (COX, 1994), além da plataforma também permitir a elaboração dos perfis longitudinais de drenagem plotados em gráficos de coordenadas cartesianas.

### 4.3 PROCEDIMENTOS

#### 4.3.1 ELABORAÇÃO DO BANCO DE DADOS

O tratamento inicial da base de dados se concentrou na organização de uma produtos e materiais cartográficos em SIG, necessária para realização da compartimentação geomorfológica, obtenção dos índices geomorfométricos e mapas morfotectônicos. Com esse propósito, o tratamento preliminar foi feito em conformidade com as transformações e processos necessários a cada base.

O banco de dados (Figura 7) foi estruturado tomando por base os arquivos matriciais e vetoriais das cartas topográficas, ortoimagem, mapa geológico e produtos oriundos do processamento do MDE, no caso, mais especificamente, a declividade e o relevo sombreado.

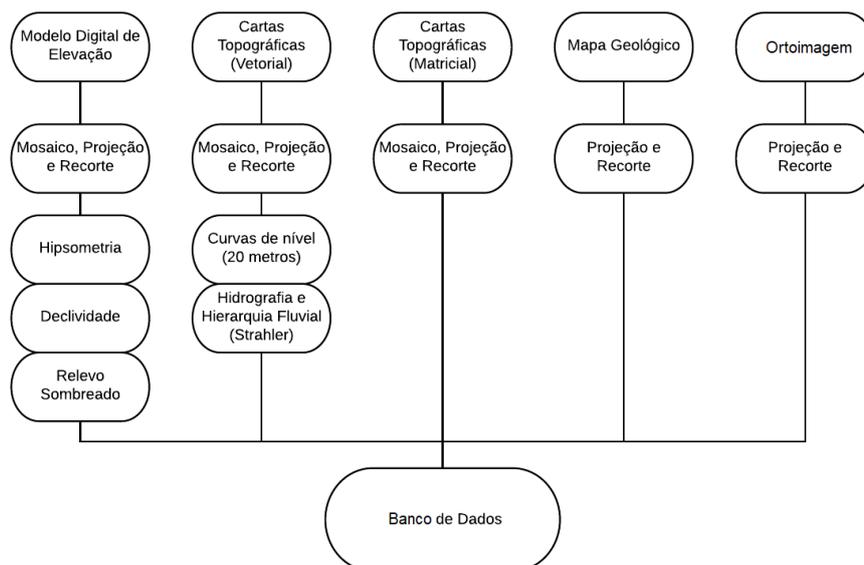


Figura 7 - Fluxograma de montagem do plano de informações e banco de dados.

As seis cartas topográficas obtidas junto ao IBGE, em formato TIFF, foram primeiramente georreferenciadas no ArcGIS© 10.3 (ESRI, 2015) para o sistema geodésico de projeção original Córrego Alegre UTM 23S. Os dados vetoriais de hidrografia e curvas de nível das cartas topográficas também foram inicialmente projetados para o sistema de projeção original supracitado. Posteriormente, com objetivo de projetar as cartas e os respectivos dados vetoriais selecionados para SIRGAS 2000 (dado ao fato que este é o sistema de referência geodésico brasileiro definido pelo IBGE<sup>2</sup>), criou-se no SIG uma transformação geográfica segundo os parâmetros de transformação entre esses dois sistemas geodésicos, de acordo com o que é estabelecido na Resolução do IBGE N°23 de 21/02/89, para em seguida projetar estes dados na Projeção Cônica Equivalente de Albers e, como referência horizontal, se adotou o *datum* SIRGAS 2000. O procedimento foi realizado por meio da ferramenta *Project*, no processo de conversão para Projeção Cônica Equivalente de Albers, definindo-se os paralelos padrões conforme proposto por Menezes e Fernandes (2013) e de modo que se possa minimizar a distorção da área.

A escolha por esta projeção se deve ao fato de que a Projeção Cônica Equivalente de Albers permite manter os valores de área proporcionais aos existentes no terreno, ainda que não consiga manter a forma e a distância entre objetos. Menezes e Fernandes (2013) destacam que a Projeção Cônica Equivalente de Albers tem sido cada vez mais usada em trabalhos que requerem uma maior precisão na mensuração de áreas.

Dando prosseguimento ao tratamento preliminar, foi feito um reagrupamento das imagens raster das cartas topográficas em um único arquivo raster, com objetivo de lograr maior agilidade e integridade ao estudo (Figura 8). O mosaico foi gerado no ArcGIS© 10.3 (ESRI, 2015) a partir da ferramenta *Mosaic To New Raster*. Os arquivos vetoriais hidrografia e hipsometria das seis cartas topográficas também foram reunidos, cada qual em um único arquivo, utilizando a ferramenta *Join* (Figura 9).

---

<sup>2</sup> No dia 25 de abril de 2005 foi promulgada a Resolução do Presidente do IBGE N° 1/2005 que estabeleceu o Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas (SIRGAS) – como novo sistema de referência geodésico para o Sistema Geodésico Brasileiro (SGB) e para o Sistema Cartográfico Nacional (SCN).

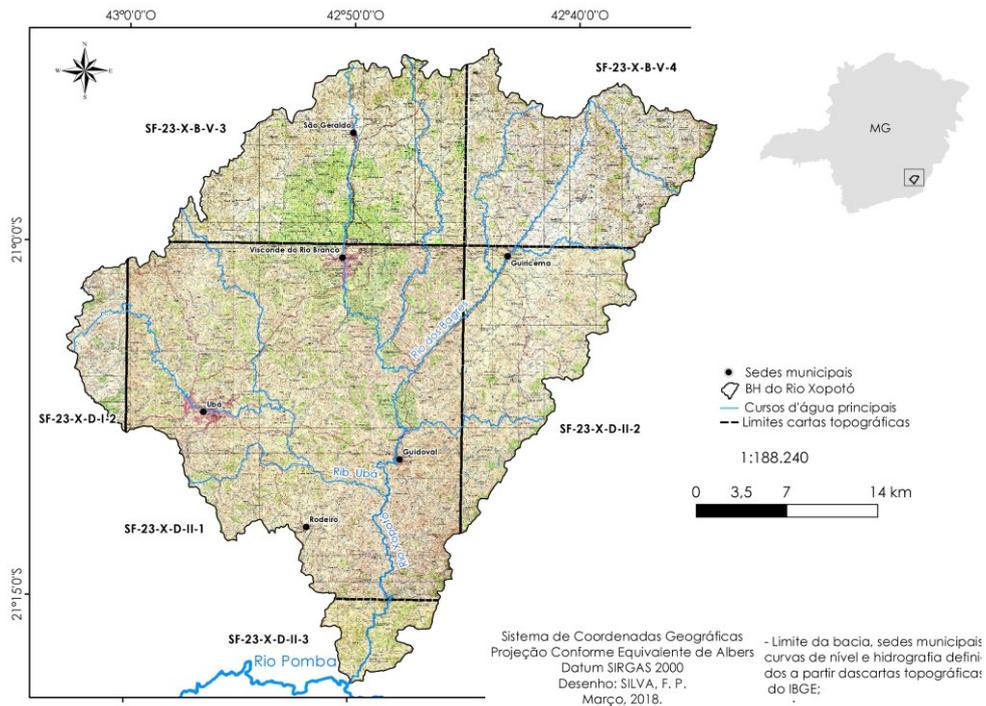


Figura 8 - Mosaico das camadas vetoriais da hidrografia e curvas de nível das cartas topográficas.  
 Fonte: Adaptado do IBGE.

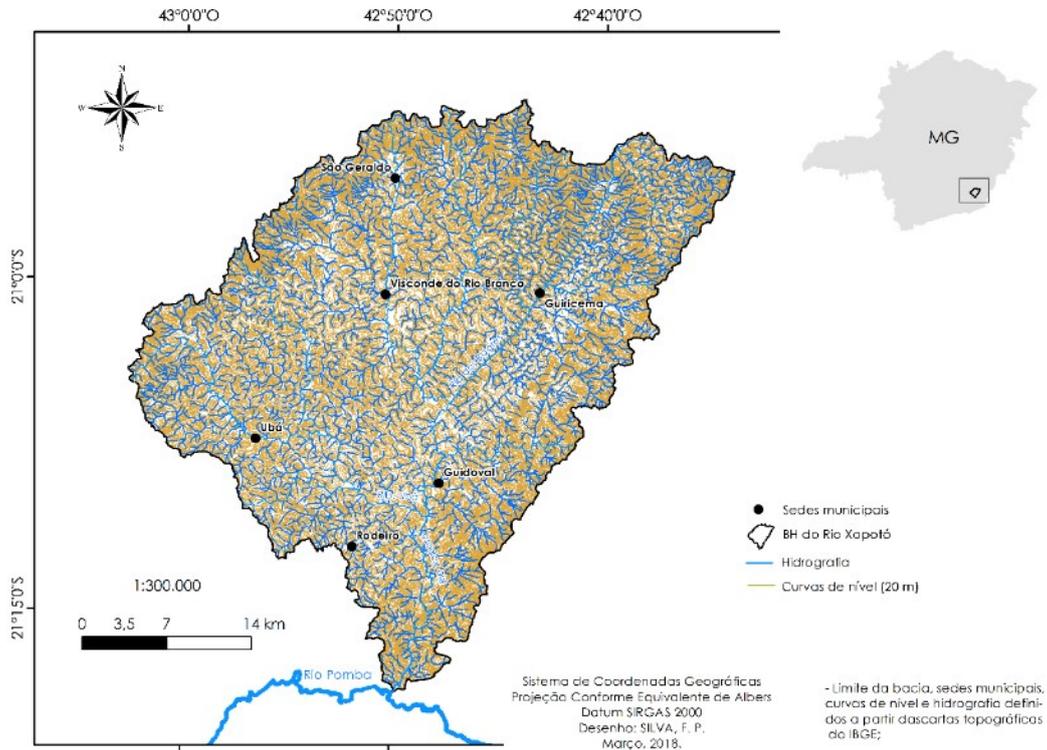


Figura 9 - Mosaico das cartas topográficas do IBGE em formato matricial.  
 Fonte: Adaptado do IBGE.

A imagem LANDSAT 8, originalmente no *datum* Planimétrico World Geodetic System 1984 (WGS84 UTM 23N) foi projetada para SIRGAS UTM 23S e, posteriormente, para Projeção Cônica Equivalente de Albers, de modo a que todas as bases ficassem na mesma projeção. Feito isto, o passo seguinte foi a composição das bandas 5, 6, 4 (Figura 10) e 6, 5, 4 (Figura 11) a partir do comando *Composite Bands* no *software* no ArcGIS© 10.3 (ESRI, 2015), e em seguida se recortou as imagens compostas de modo que representassem a área de estudo.

Nessa perspectiva, foram realizadas tarefas preliminares para correção das imagens SRTM que são disponibilizadas para *download* e estão referenciadas ao *datum* WGS84. Desse modo, é necessário projetar o arquivo do *datum* WGS84 para SIRGAS2000 e realizar o reagrupamento das imagens em um único arquivo, de modo a ter-se um mosaico contínuo das informações topográficas.

Posteriormente, o PI foi obtido a partir do tratamento da imagem SRTM e do cálculo dos seguintes parâmetros: hipsometria, declividade e relevo sombreado. A hipsometria foi definida por uma simples classificação da imagem SRTM, uma vez que o MDE é, em primeira instância, um modelo hipsométrico (Figura 12).

A declividade foi obtida a partir do comando *Slope* presente na caixa de ferramentas do ArcGis 10.3.1. Sendo a mesma obtida em porcentagem e desdobrada a partir da ferramenta *Reclassify* nos seguintes intervalos: <5%; 5 a 10%; 10 a 15%; 15 a 30%; 30 a 45%; 45 a 75%; e > 75% (Figura 13).

O relevo sombreado, por sua vez, foi obtido nas direções de incidência solar de 45°, 90°, 311° e 360°, a partir do comando *HillShade* (Figura 14). A manipulação desses produtos em diferentes ângulos azimutais permite uma melhor apreensão da estruturação geomorfológica de uma dada área sob diferentes ângulos, o que amplia a percepção da trama estrutural que se apresenta. Entende-se, também, que diferentes ângulos azimutais permitem identificar diferentes estruturas.

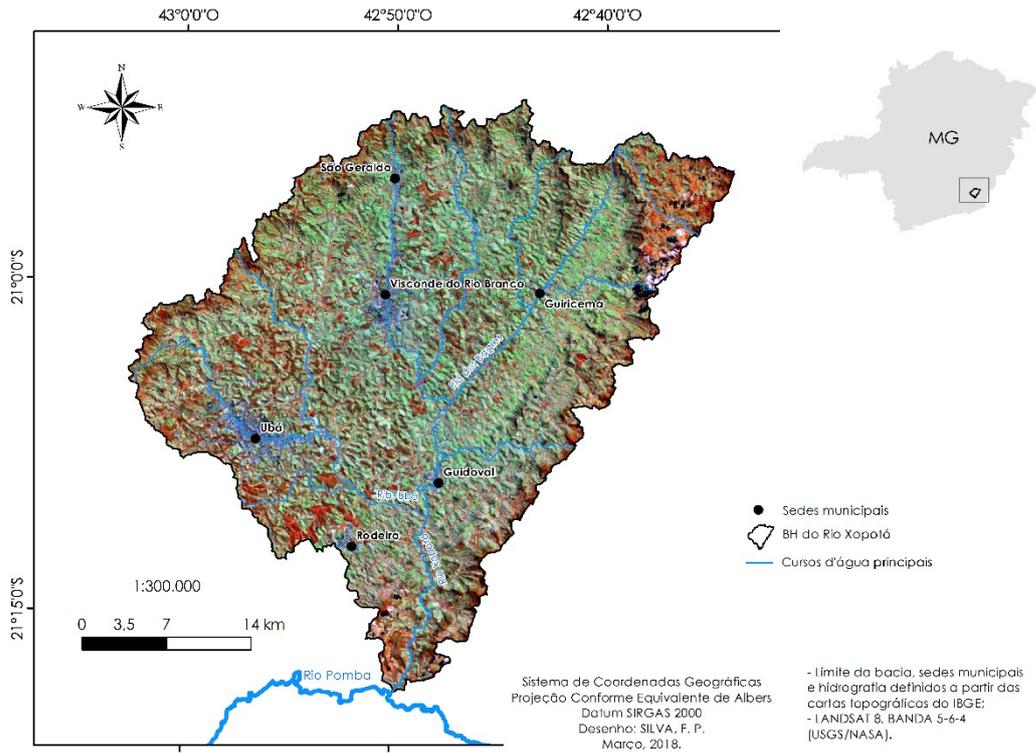


Figura 10 - Composição da imagem LANDSAT bandas 5, 6, 4.

Fonte: Adaptado do USGS (2017).

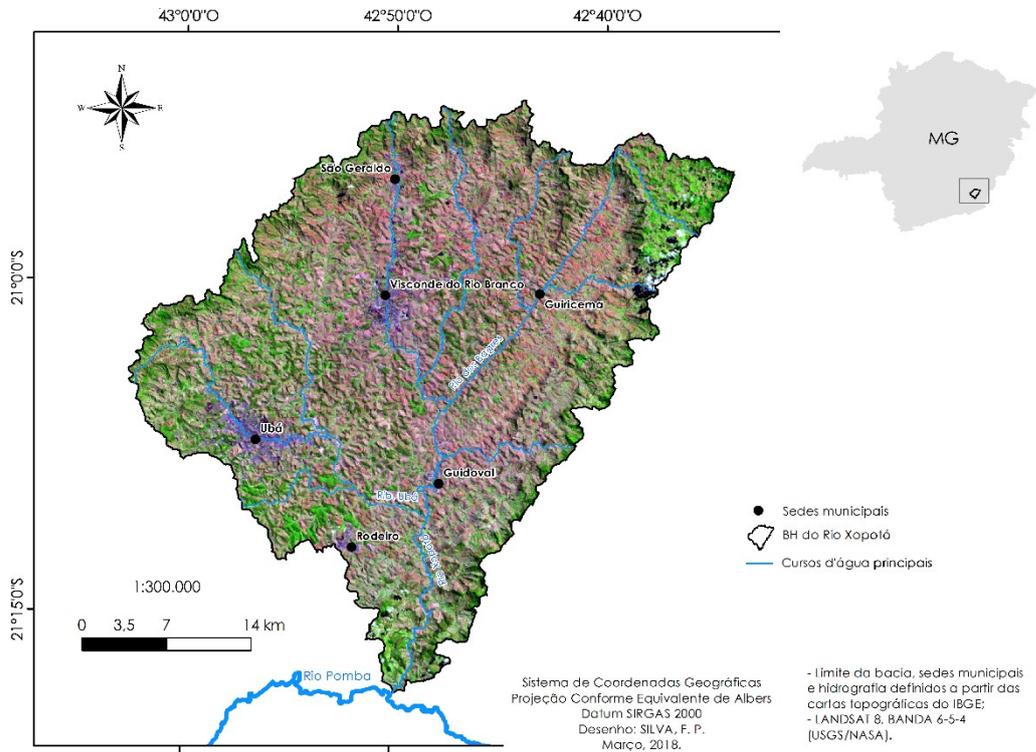


Figura 11 - Composição da imagem LANDSAT bandas 6, 5, 4.

Fonte: Adaptado do USGS (2017).

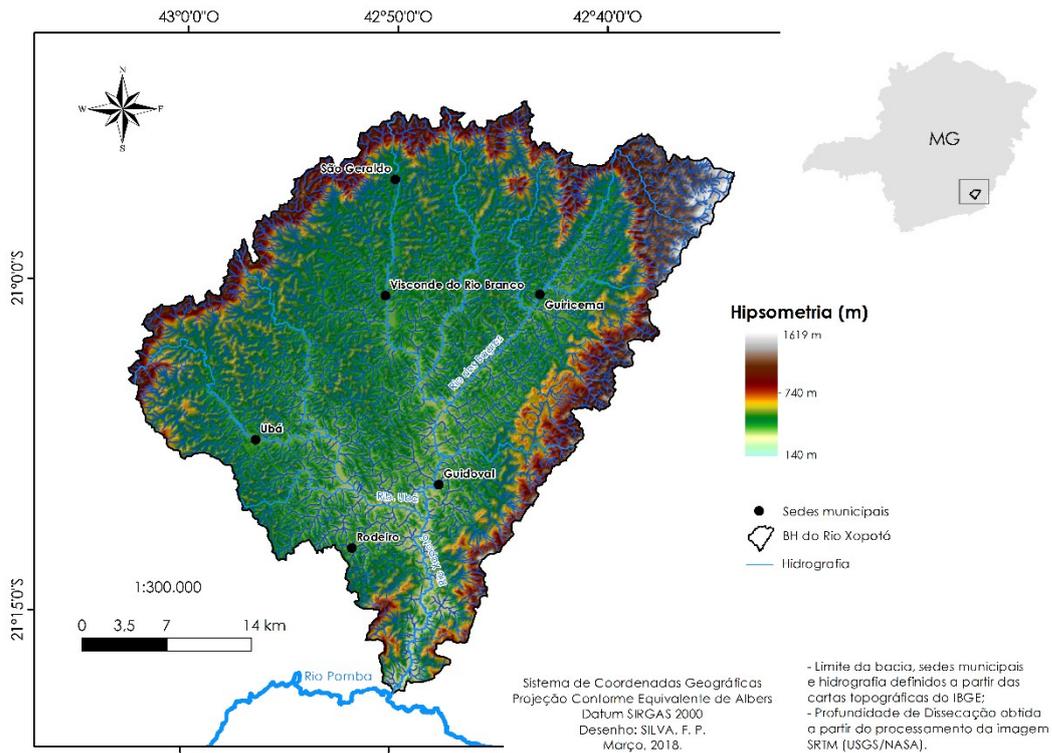


Figura 12 - Carta hipsométrica.

Fonte: Adaptado do USGS (2000).

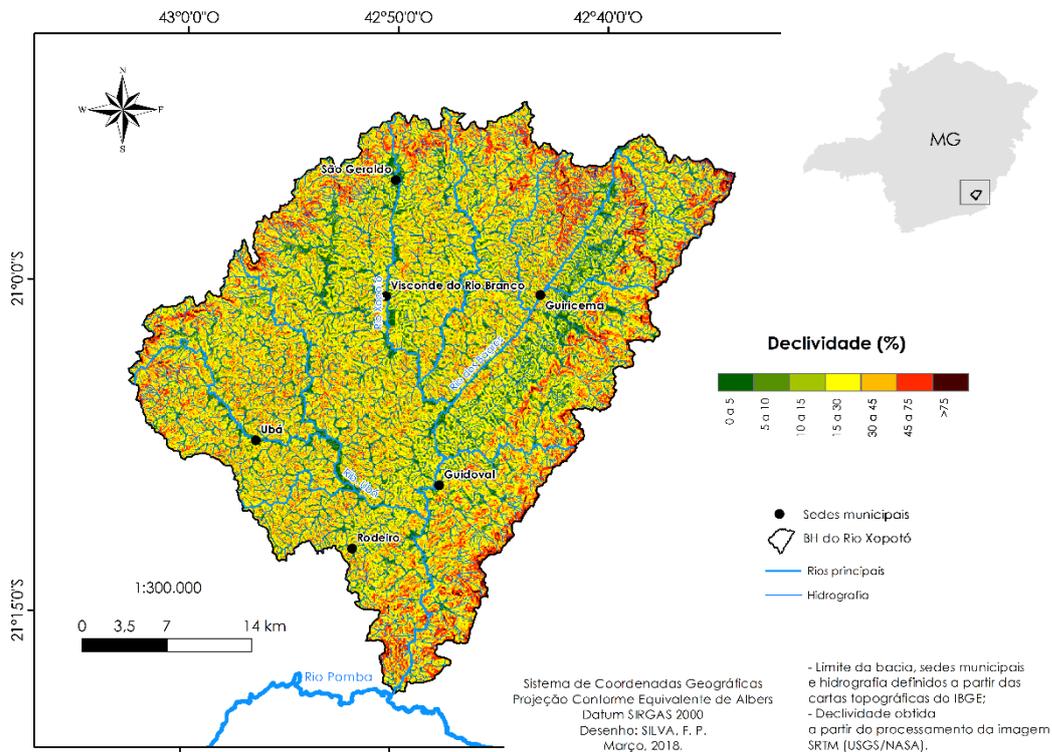


Figura 13 - Carta de declividade.

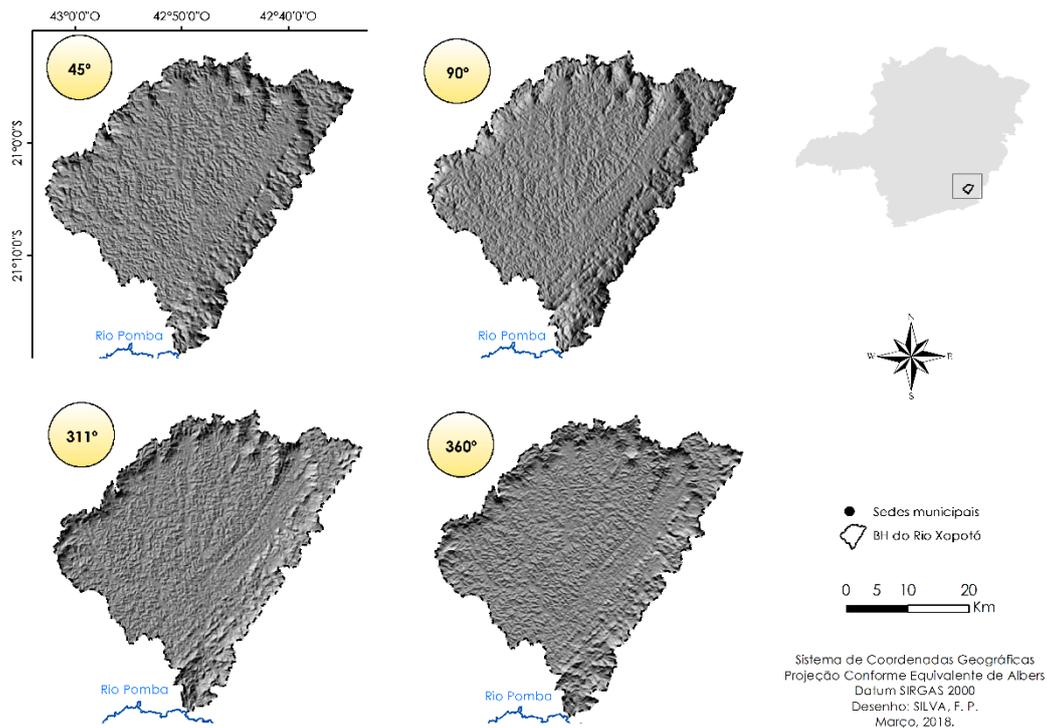


Figura 14 - Relevo sombreado sob diferentes direções de incidência solar.

Fonte: Adaptado USGS/NASA (2015).

#### 4.3.2 ORGANIZAÇÃO MORFOLÓGICA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

O estudo da organização morfológica da área de estudo se fundamentou no reconhecimento dos compartimentos morfológicos em conjunto com à análise dos desnivelamentos topográficos, por meio da técnica de perfis em relevo em varredura. Ademais, articulou-se a análise dos lineamentos de relevo e drenagem em conjunto com o inventário das feições morfotectônicas existentes. A reunião dos elementos permite reconhecer distintos compartimentos a partir de uma análise integrada do arranjo geomorfológico com os elementos da tectônica.

##### 4.3.2.1 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA E DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS

A compartimentação morfológica se fundamentou na definição dos *padrões de formas semelhantes*, correspondente ao terceiro nível taxonômico apresentado por Ross (1992, 1994), em sua adaptação do sistema taxonômico de Tricart (1965) ao contexto brasileiro. As morfologias do terceiro nível taxonômico são caracterizadas por congregarem geofomas mais recentes e processos erosivos que favorecem a dissecação do relevo. O referido arranjo foi definido por Demek (1967) sob a categoria de tipos de relevo, estando subordinado às unidades morfoesculturais.

Oguchi (2006 *apud* VALERIANO, 2007) aponta a existência de um descompasso nos avanços da modelagem do relevo introduzidos por recursos do geoprocessamento decorrentes de falhas à limitada inserção do conhecimento geomorfológico convencional acumulado às rotinas metodológicas digitais e recomenda uma maior colaboração e interação entre especialistas em SIG e intérpretes tradicionais.

Com o intuito de incorporar os avanços tecnológicos oriundos de procedimentos em SIG, a proposta de compartimentação morfológica busca amparo em rotinas metodológicas que partilham desses avanços contribuindo para uma maior celeridade no mapeamento, sem perder a acurácia e, por consequência, em um aperfeiçoamento das técnicas tradicionais da cartografia geomorfológica. Para tanto, toma-se por base o Modelo Digital de Elevação como alicerce para mapeamento e compreensão da organização morfométrica e morfológica de uma dada área de estudo.

Apesar de tímida, a incorporação de Modelos Digitais de Elevação no âmbito da ciência geomorfológica pode sublinhar que esta interação propiciou avanços em inúmeras áreas que tangenciam o campo da geomorfologia, exercendo importante papel quando empregado no contexto do processamento de dados topográficos e na cartografia geomorfológica. Nessa perspectiva, alguns trabalhos têm promovido avanços no campo geomorfológico com a incorporação do MDE como suporte para seus estudos em geomorfologia (VALERIANO, 2003; VALERIANO e CARVALHO-JUNIOR, 2003; OLIVEIRA e CHAVES, 2010; NUNES *et al.*, 2011; MARQUES NETO *et al.*, 2015; SILVA *et al.*, 2015; MARQUES NETO, 2017).

Desse modo, foi articulado no escopo desta pesquisa a integração dos recursos disponibilizados pelo geoprocessamento e dos produtos de sensoriamento remoto, sobretudo, àqueles derivados do MDE para reconhecimento e classificação geomorfológica. Inicialmente, se inclinou para mensuração do quadro morfométrico da área, objetivando a apreensão da dissecação vertical do relevo, dada pelo grau de entalhamento do vale (isto é, pela amplitude altimétrica entre topo e fundo de vale) e a dimensão interfluvial média (definida como a distância euclidiana média dos divisores dos cursos d'água). A dissecação do relevo foi assim obtida automaticamente, segundo a proposta de Guimarães *et al.* (2017).

De modo alternativo, também foi calculado o Índice de Concentração de Rugosidade (ICR), segundo a proposta automática de Sampaio e Augustin (2014), para o reconhecimento dos compartimentos morfológicos a partir da taxa de rugosidade do relevo.

Em seguida, foram elaborados perfis altimétricos em varredura de modo automático em SIG, segundo proposta de Silva e Silva (APÊNDICE A). Os perfis altimétricos em varredura, conhecidos como perfis topográficos em varredura, apresentados inicialmente por Meis *et al.* (1982), serviram de base para o reconhecimento minucioso dos setores transicionais entre compartimentos morfológicos.

Os perfis altimétricos em varredura permitiram reconstituir e sugerir planos de falhas dos blocos. E, ao associar os dados dos perfis altimétricos em varredura com a base geológica, tornou-se possível avançar na compreensão dos vínculos genéticos dos padrões morfológicos inferindo a existência de um controle estrutural e/ou tectônico.

Por fim, foi feita a compartimentação do relevo, diferenciando os modelados de agradação (A) e dissecação homogênea (DH) e dissecação estrutural (DE), conforme a metodologia proposta por Nunes *et al.* (1994), no âmbito do Manual Técnico de Geomorfologia do IBGE, a qual toma por base a metodologia de Ross (1992), no que concerne, ao reconhecimento dos *padrões de formas semelhantes*.

#### 4.3.2.2 DISSECAÇÃO DO RELEVO

A dissecação do relevo foi definida por Ross (1992, 1994) como base para segmentação do relevo, compreensão da relação morfogênese-pedogênese e vulnerabilidade ambiental.

A intensidade de dissecação do relevo é um índice morfométrico derivado da junção da profundidade de dissecação (ou grau de entalhamento do vale) e dimensão interfluvial média. A dissecação do relevo é diretamente proporcional ao nível de entalhamento do vale e inversamente proporcional a dimensão interfluvial média, ou seja, quanto maior a profundidade de dissecação, maior a dissecação do relevo, sendo a recíproca verdadeira, e quanto maior for a dimensão interfluvial, menor a dissecação do relevo e quanto menor a dimensão interfluvial, maior a dissecação do relevo.

Como anteriormente exposto, a incorporação das duas variáveis geomorfológicas para evidenciar a dissecação do relevo permite estabelecer relações entre morfogênese-pedogênese e caracterizar os *padrões de formas semelhantes* a partir desta relação. Desse modo, via de regra, é possível evidenciar que em domínio de formas tabulares prevalece a pedogênese, devido às maiores taxas de infiltração sobre o escoamento, enquanto no domínio de formas aguçadas predomina o escoamento, no qual grau de convexização refletiria as relações entre pedogênese e morfogênese, o que é dado pela profundidade de dissecação, cuja densidade reflete na dimensão interfluvial (CASSETI, 2001).

A profundidade de dissecação se define como a dissecação no plano vertical, estando relacionada à amplitude altimétrica de cada morfologia. A dimensão interfluvial, por sua vez, refere-se à dissecação no plano horizontal, expressando assim a atuação dos esforços denudacionais na definição do grau de convexização e mamelonização do relevo.

O cálculo do grau de entalhamento dos vales e dimensão interfluvial média, que conjuntamente definem a dissecação do relevo, foi realizado de modo automático em ambiente digital do SIG, a partir do processamento do MDE seguindo os procedimentos definidos por Guimarães *et al.* (2017).

Segundo Muñoz e Valeriano (2009), a profundidade de dissecação pode ser definida como a distância vertical entre os pontos da superfície topográfica e sua projeção numa superfície de referência, conformada pelos pontos de altitudes máximas dentro de uma área de medição unitária.

A rotina automática para o cálculo da profundidade de dissecação, definida por Guimarães *et al.* (2017), se fundamenta na articulação de técnicas matemáticas de geoprocessamento do MDE para obter a altitude máxima ( $h_{máx}$ ), ou seja, a cota do topo da superfície de referência, e, por conseguinte, a cota da superfície de referência ( $h_{mín}$ ).

Resumidamente, a estratégia metodológica adotada Guimarães *et al.* (2017) foi de inverter o MDE, multiplicando-o por - 1, promovendo uma inversão do relevo, na qual os topos se tornam fundos de vale, e em seguida, se obtém a partir da função 'Sink', utilizada para identificar depressões, o topo. Seguidamente, define-se a base hidrológica dos morros conforme proposta Oliveira e Fernandes-Filho (2016) e atribui-

se a estas os valores altimétricos dos topos a partir da função '*Zonal Statistics*', utilizando o valor máximo.

A única adaptação implementada nessa pesquisa da proposta original de Guimarães *et al.* (2017) se deu na obtenção do que se convencionou denominar de profundidade de dissecação total, isto é, na definição do grau de entalhamento dos vales total para cada base hidrológica dos morros ou superfície de referência, obtidos pelos procedimentos definidos Oliveira e Fernandes-Filho (2016). A proposta original de Guimarães *et al.* (2017) apresenta a profundidade de dissecação de modo decrescente para cada superfície de referência e não um valor total da dissecação, não permitindo uma apreensão direta da profundidade de dissecação para cada morfologia. No intuito de proporcionar essa visualização mais direta se aplicou a função '*Skin*' para o MDE original '*Zonal Statistics*' com valor máximo para cada superfície de referência. Assim sendo, obteve-se dois arquivos em formato *raster*: no primeiro produto, nomeado de '*SupPic*', cada superfície de referência traz o valor correspondente a altitude máxima ( $h_{máx}$ ) daquela superfície de referência; o segundo produto, nomeado de '*InfPic*', trazia em cada superfície de referência o valor da altitude mínima ( $h_{mín}$ ), conforme a adaptação da proposta. O passo final foi a realização de uma álgebra de mapas de modo a obter a espacialização do grau de entalhamento dos vales, de acordo com a expressão abaixo:

$$\Delta h = \text{SupPic} - \text{InfPic} \quad (1)$$

onde:

$\Delta h$  = a profundidade dissecação ou grau de entalhamento dos vales (m);

SupPic = superfícies de referência dos morros com os valores dos topos ( $h_{máx}$ );

InfPic = as superfícies de referência dos morros com os valores da superfície de referência ou base hidrológica dos morros ( $h_{mín}$ ).

O mapa de profundidade de dissecação apresentando o estágio de dissecação vertical para área de estudo é apresentado na figura 15.

A dimensão interfluvial média, por sua vez, é obtida para as bacias da área estudada, sendo medida a distância euclidiana média entre os divisores da bacia,

conforme os procedimentos elencados por Guimarães *et al.* (2017). O mapa com a apreensão do grau de dissecação horizontal é apresentado na figura 16.

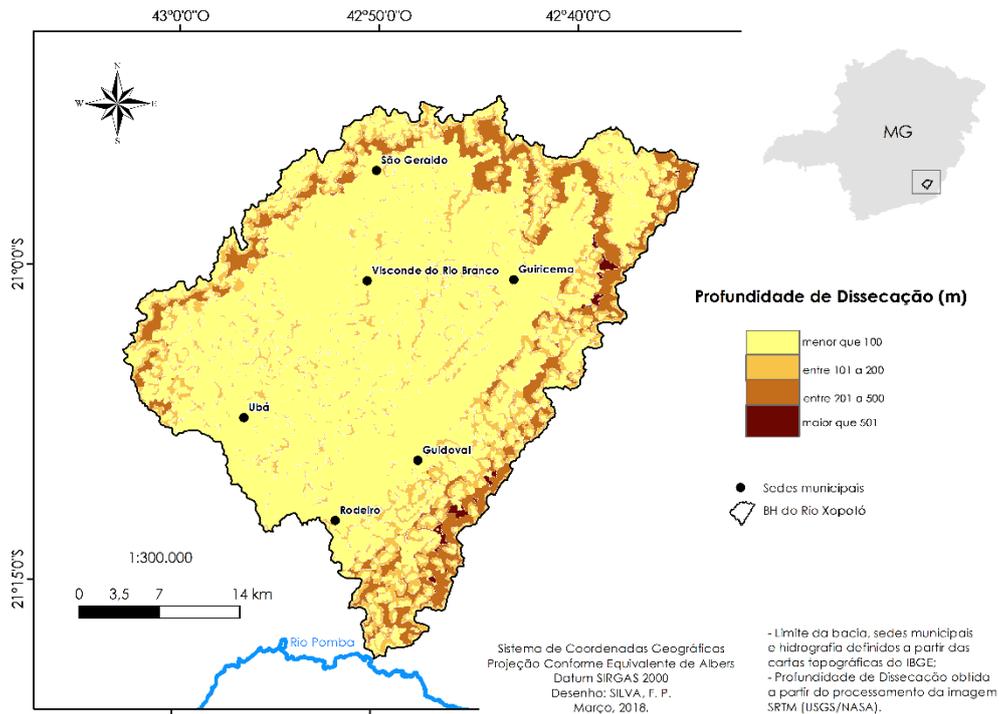


Figura 15 - Profundidade de dissecação evidenciando o grau de entalhamento em diferentes setores da área de estudo.

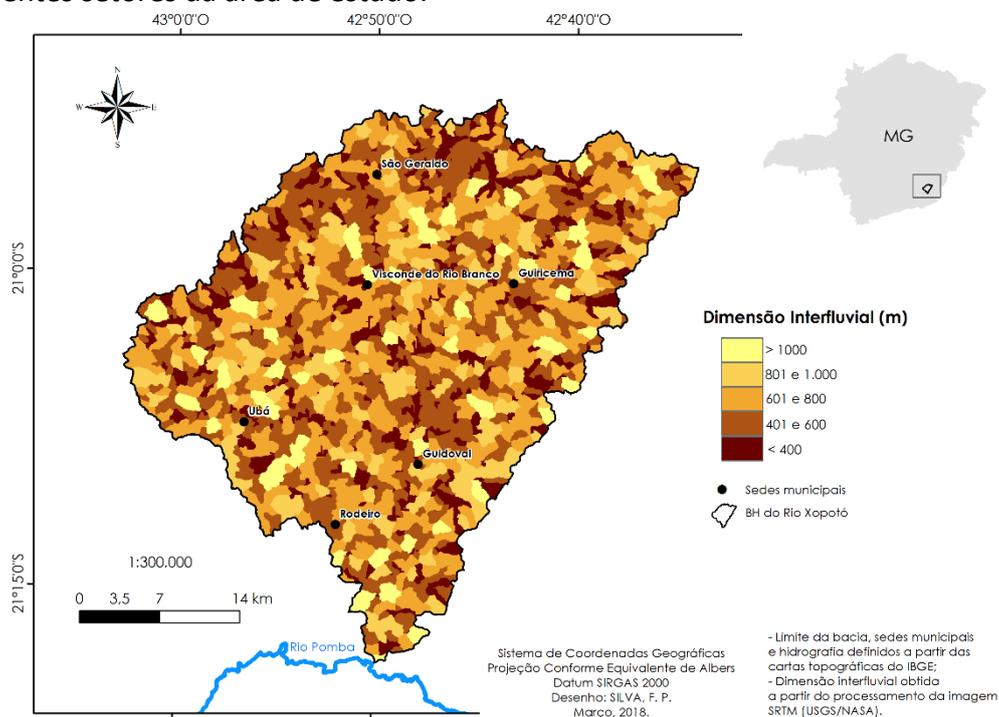


Figura 16 - Dimensão interfluvial evidenciando o grau de dissecação horizontal da área de estudo.

Com o objetivo de definir a dissecação do relevo, de acordo com a matriz de dissecação proposta por Gatto *et al.* (1983), se reclassificou a dimensão interfluvial e a

profundidade de dissecação em conformidade às classes definidas pelos autores, que apresentam uma proposta mais adequada da matriz de dissecação ao contexto morfoclimático do Sudeste Brasileiro, alterando os limiares definidos na matriz de dissecação apresentada por Ross (1994).

Desse modo, com intuito de adequar a matriz adotada como referência, se segmentou o arquivo matricial da profundidade de dissecação e reclassificou nos seguintes intervalos: < 100 (10); 101 a 200 (20); 201 a 500 (30); e > 501 (40). No mesmo sentido, se segmentou e reclassificou a dimensão interfluvial em conformidade com os valores entre os parênteses da seguinte forma: < 400 (5); 401 a 600 (4); 601 a 800 (3); 801 e 1000 (2); e > 1000 (1). Seguidamente, foi realizada a partir da 'Álgebra de Mapas' a soma dos arquivos matriciais obtendo uma dissecação do relevo variando entre 11 e 45 (Figura 17).

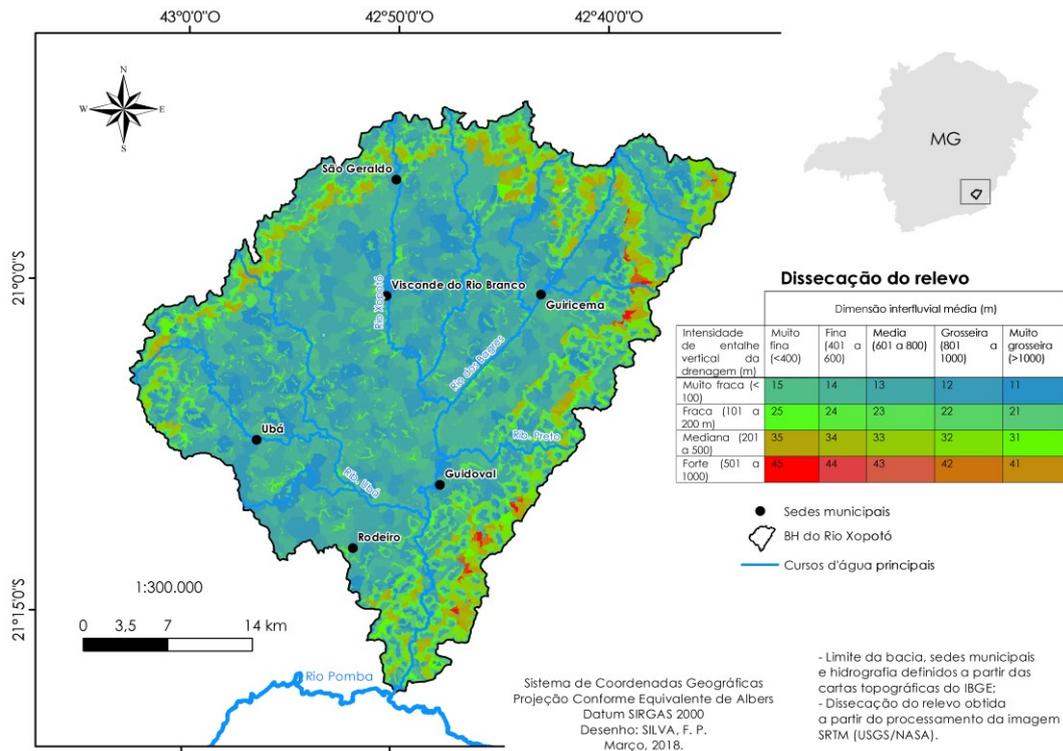


Figura 17 - Dissecação do relevo e matriz binária de interpretação.

A tabela 1 apresenta a matriz de dissecação do relevo, na qual o cruzamento dos dígitos forma um sistema binário que auxilia a interpretação do quadro de fragilidade vigente a partir de 20 correlações possíveis, nas quais a situação 11 é representativa do arranjo de fragilidade mais baixa discernível (dimensão interfluvial muito grosseira e entalhe vertical muito fraco); na outra extremidade da matriz, a maior fragilidade

potencial se materializa no cruzamento 45 (dimensão interfluvial muito fina e entalhe vertical forte). A dimensão interfluvial foi plotada nas colunas com valores de 1 a 5, de modo inversamente proporcional, na qual o dígito 5 foi atribuído a menor dimensão interfluvial, enquanto o dígito 1 foi atribuído às colunas com maior dimensão interfluvial. A profundidade de dissecação foi inserida nas linhas, com valores de 1 a 4, sendo atribuído o dígito 1 para menor profundidade de dissecação e 4 para maior profundidade de dissecação. Assim sendo, quanto maior o valor, mais acentuado é o potencial morfodinâmico da área.

Tabela 1 - Matriz para representação da dissecação do relevo

Intensidade de entalhe vertical da drenagem (m)	Dimensão interfluvial média (m)				
	Muito grosseira (>1000)	Grosseira (801 a 1000)	Media (601 a 800)	Fina (401 a 600)	Muito fina (<400)
Muito fraca (< 100)	11	12	13	14	15
Fraca (101 a 200)	21	22	23	24	25
Mediana (201 a 500)	31	32	33	34	35
Forte (501 a 1000)	41	42	43	44	45

Fonte: adaptado de Marques Neto *et al.* (2015).

A partir do mapa de dissecação do relevo foi possível visualizar a distribuição das classes de fragilidade na área estudada, verificando as relações das classes ao arranjo morfológico da bacia. Com essa perspectiva, além de conferir base para definir os compartimentos morfológicos com uma maior precisão, a análise da dissecação do relevo permite verificar de modo prático a relação entre morfogênese e pedogênese, ou seja, o potencial morfodinâmico dos compartimentos, discernindo áreas de maior ou menor instabilidade, assim como estabelecer relações genéticas entre os diferentes compartimentos.

#### 4.3.2.3 ÍNDICE DE CONCENTRAÇÃO DE RUGOSIDADE - ICR

Com o propósito de amparar a compartimentação do relevo, realizou-se o cálculo do Índice de Concentração da Rugosidade (ICR) definido por Sampaio (2008). O índice em questão assumiu como referência de análise da distribuição espacial da declividade por unidade de área, definindo padrões de rugosidade.

Sampaio e Augustin (2014) afirmam que a partir da aplicação do ICR se (i) diminui a subjetividade na apreensão dos aspectos morfométricos, principalmente aqueles derivados de análise bidimensionais por perfis, uma vez que a análise do ICR se dá por valores tridimensionais, e (ii) se identifica unidades geomorfológicas homogêneas, representando valores mais elevados para contextos serranos.

O cálculo do ICR toma por base os valores de declividade em porcentagem (Figura 18) e pode ser dividido em 3 etapas, a saber: 1) conversão do arquivo matricial da declividade para o formato vetorial em pontos, de modo que cada ponto contenha valores de declividade; 2) aplicação da função '*Kernel Density*', sendo utilizado o raio de busca 1128 m, correspondendo a uma área de 4 km<sup>2</sup>, em conformidade ao empregado por Sampaio (2008); 3) normalização dos valores dos *pixels* e fatiamento das classes de declividade que melhor se adequaram a discretização dos compartimentos. O mapa produto desta segmentação mostrou-se adequado para o entendimento das relações espaciais dos compartimentos serranos, destacando principalmente morfologias transicionais por meio das classes intermediárias do índice.

O ICR mostrou coerência e fidedignidade na representação da dissecação da área de estudo, apresentando valores variando de 'alto' a 'muito alto' para os setores escarpados da bacia, assim como uma distribuição das classes 'muito baixa' e 'baixa' acompanhando os principais cursos d'água, denotando a configuração geral da distribuição espacial das planícies. As classes 'média' e 'baixa' apresentam maior expressão nos setores definidos por morfologias mamelonares.

Por meio da espacialização das classes de rugosidade foi possível reconhecer de modo preliminar os compartimentos que dão a tônica ao relevo e aos processos evolutivos da bacia.

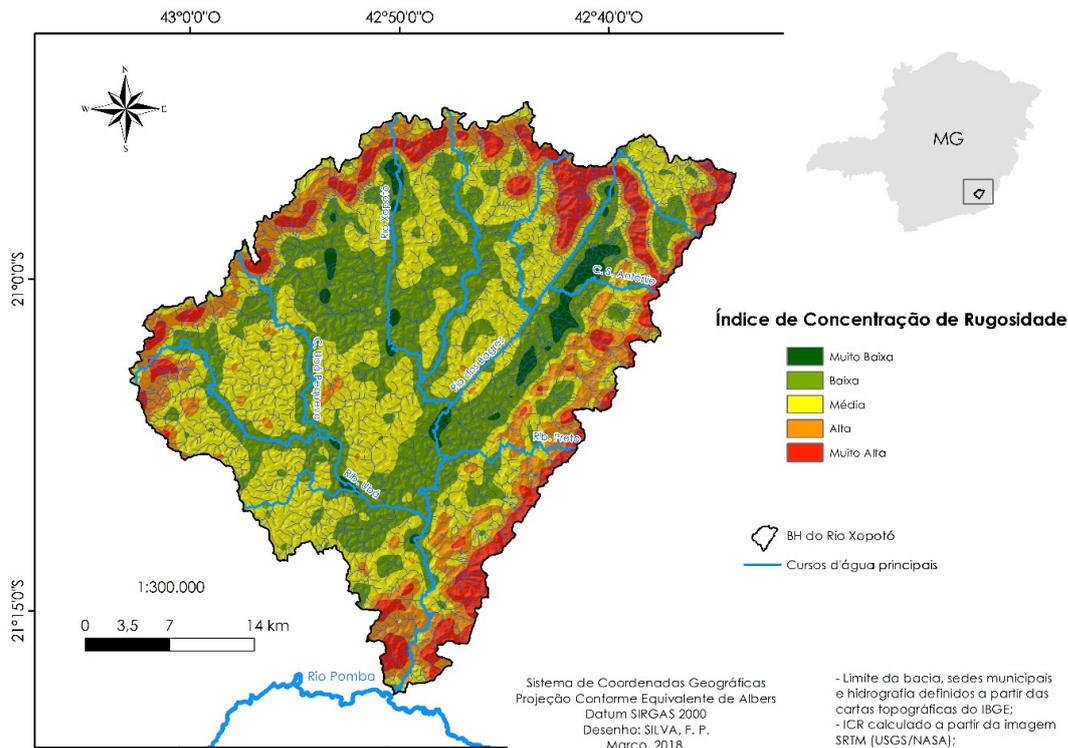


Figura 18 - Índice de concentração de rugosidade.

#### 4.3.2.4 DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS

Os perfis altimétricos em varredura foram úteis para pormenorizar o reconhecimento dos compartimentos morfológicos mapeados, sendo importante recurso para o reconhecimento de áreas com características topográficas homogêneas, permitindo evidenciar e distinguir compartimentos planálticos, setores escarpados e morfologias mamelonares, definindo, sobretudo, a abrangência de áreas de transição entre os respectivos compartimentos.

A técnica em questão foi originalmente proposta por Meis *et al.* (1982) em caráter complementar à compartimentação topográfica, permitindo, assim, obter uma visão areal e mais regional dos níveis altimétricos dos blocos de relevo. Meis *et al.* (1982) ressaltam que apesar dos perfis em varredura mascararem a geometria das encostas, estes seriam importantes para reconstituição dos planos tangenciais às formas de cumeadas, especialmente nos compartimentos mamelonizados, além de permitirem apreender de forma clara limites transicionais de áreas escarpadas, que podem ser mascarados parcialmente no mapa de compartimentação altimétrica.

Os perfis em varredura podem ser compreendidos como um gráfico elaborado sobre uma área, seguindo os princípios metodológicos apresentados por Silva e Silva

(2018), tendo como *input* dados de altitude e distância oriundos de uma base cartográfica, e que se diferenciam dos tradicionais perfis topográficos por estes proporcionarem, por sua vez, uma visão, exclusivamente, linear e bidimensional por abranger especificamente a superfície topográfica contemplada pelo traçado arbitrado.

Os perfis altimétricos em varredura para este trabalho foram extraídos de três setores da área de estudo com intuito de alcançar diferentes setores topográficos e substratos geológicos (Figura 19). A partir da estratégia adotada considerou ser possível reconhecer os domínios geomorfológicos mais expressivos da área de estudo, corroborando para uma análise mais profícua dos aspectos geomorfológicos regionais.

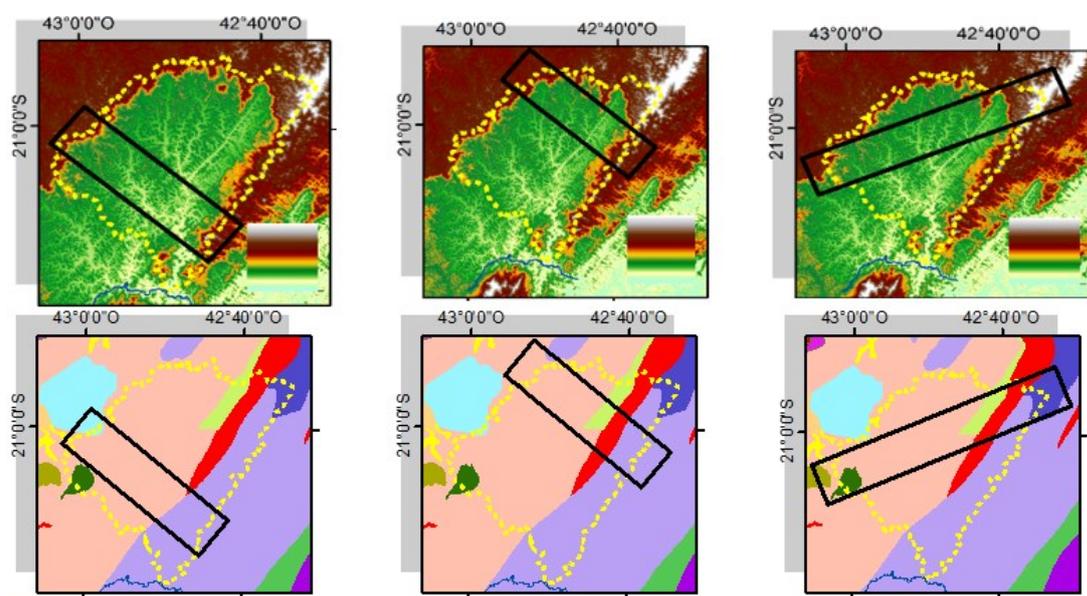


Figura 19 – Setores selecionados para se obter os perfis altimétricos em varredura bidimensionais e tridimensionais. Fonte: Hipsometria do MDE SRTM (USGS/NASA) e base geológica obtida de Heineck (2003).

#### 4.3.2.5 ANÁLISE DOS LINEAMENTOS ESTRUTURAIS E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS

Lineamentos, por essência, são importantes recursos para o entendimento da estruturação do relevo e da drenagem por serem feições lineares visíveis a partir de ortofotos e produtos de sensoriamento remoto que podem estar associados a zonas de cisalhamento e falhas. A partir destas características, os lineamentos podem denotar a influência tectônica ou estrutural sob a organização morfológica.

O'Leary *et al.* (1976) definem lineamento como uma feição linear de uma superfície, cujos segmentos apresentam-se alinhados de forma reta ou levemente

curva, diferindo distintamente dos padrões de feições adjacentes e que presumivelmente reflete um fenômeno subsuperfície.

A extração dos lineamentos foi realizada em ambiente digital de forma analógica no *software* ArcGis, decalcando as feições lineares do relevo sombreado oriundas da aplicação de ângulos de iluminação azimutal de 45°, 90°, 311° e 360° (Figura 14) sob o Modelo Digital de Elevação (MDE), divididas em parcelas de 10 km<sup>2</sup>, em uma escala visual de 1:100.000, a qual permitiu reconhecimento eficiente dos lineamentos. Optou-se pela extração manual, com o objetivo de se diferenciar os lineamentos de relevo e drenagem, apesar de existirem técnicas de extração automática de lineamentos (*vide* CONCEIÇÃO e SILVA, 2013) e estas permitirem uma visualização das principais feições lineares do terreno, contudo a definição dos parâmetros de entrada ainda se mostra obstante para uma representação fidedigna da trama de lineamentos de relevo e drenagem.

Os lineamentos marcados correspondem a segmentos retilíneos dos canais fluviais, cristas alongadas, morros, morrotes e colinas alinhadas. A apreensão das direções principais e do comprimento dos lineamentos se deu com a obtenção da frequência absoluta e comprimento absoluto no diagrama de rosetas do *software* Spring 5.1.8.

A elaboração de diagramas de rosetas se deu no *software* Spring 5.1.8. com a inserção dos arquivos vetoriais dos lineamentos previamente identificados sob um plano de informações temático; posteriormente, se obteve os diagramas de roseta a partir do seguinte caminho: *Análise > Lineamentos > Análise Exploratória > Visualizar > Rosetas*, definindo um intervalo de 10 graus.

As rosetas permitiram o reconhecimento das principais direções dos lineamentos de drenagem e dos lineamentos de relevo, sendo aporte para correlações entre a morfologia do canal e sua relação com o contexto morfotectônico.

Considerando os lineamentos identificados, se construiu o mapa de densidade de lineamentos, com auxílio da função '*Line Density*' (reproduzindo o procedimento realizado para se obter a densidade de drenagem), o qual permitiu ampliar o entendimento de modo conjunto dos principais vetores que estruturam os lineamentos presentes na área de estudo.

Por fim, se reconheceram as feições morfotectônicas para área, com intuito de se identificar os componentes da tectônica no relevo.

Feições morfotectônicas são aquelas que exibem um controle tectônico ativo, contrariamente a feições morfoestruturais, as quais são definidas pelo caráter passivo, condizente a uma dinâmica em que as formas do relevo são desenvolvidas pelos processos erosivos, sob um controle do substrato geológico, formadas por erosão diferencial (SUMMERFIELD, 1986).

Keller e Pinter (1996) apontam como feições morfotectônicas: facetas trapezoidais e triangulares, *shutter ridge*, vales alinhados, vales assimétricos, alvéolos de sedimentação, capturas fluviais, desvios abruptos da drenagem, escarpas de falha, *horsts* e *grábens*, estruturas em dominó, vales lineares e cristas lineares.

As feições morfotectônicas foram catalogadas na área de estudo e inicialmente interpretadas em planta a partir de ortofotos, imagens de radar e da análise da drenagem, adotando como estratégia a subdivisão da área de estudo em parcelas, aproveitando a subdivisão realizada anteriormente para obtenção dos lineamentos de relevo e drenagem.

#### **4.3.3 RECONSTITUIÇÃO PALEOTOPOGRÁFICA E CONDICIONAMENTO TECTONO-EROSIVO DAS ESCARPAS**

O mapa paleotopográfico, obtido pelo método *seppômen* (MOTOKI *et al.* 2008), permite a reconstituição paleogeomorfológica de uma área a partir da conexão dos pontos culminantes, sendo a reconstituição fundada na exclusão da dissecação atual do relevo, isto é, a incisão processada pela drenagem entre as cotas mais elevadas em uma determinada equidistância. Neste trabalho, a reconstituição se deu por meio de uma divisão das cartas topográficas em grades regulares de 2 x 2 km, 1 x 1 km e 0,5 x 0,5 km.

Como estratégia metodológica se gerou as grades regulares, através da extensão *Hawths Analysis Tools* (BEYER, 2004). Os pontos culminantes foram extraídos automaticamente do MDE SRTM a partir da rotina disponível na extensão TopoMAPP 1.0 (OLIVEIRA e FERNANDES FILHO, 2016). Desse modo, para extração automática dos pontos culminantes se aplicou os dois procedimentos iniciais disponíveis na extensão. O mapa do paleorrelevo foi gerado a partir das informações altimétricas de cada ponto culminante por meio do interpolador determinístico do *'Inverso do Quadrado da*

*Distância- IQD'* na potência 2, considerando 16 pontos mais próximos em um raio de pesquisa de 1 km.

O mapa paleotopográfico permitiu reconhecer hipoteticamente as frentes escarpadas. Assumindo isso, se aplicou o índice da *Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - Smf* para as frentes escarpadas do paleorrelevo de modo a verificar a existência de padrões e uma possível continuidade destes. Desse modo, o referido recurso metodológico contribui para o reconhecimento de áreas menos suscetíveis a processos denudacionais, evidenciando áreas mais propícias a uma investigação de movimentos neotectônicos.

#### **4.3.4 NEOTECTÔNICA NA REDE DE DRENAGEM**

A investigação das implicações da tectônica nos sistemas fluviais buscou identificar padrões irregulares nos canais fluviais e bacias hidrográficas de 5ª ordem hierárquica (STRAHLER, 1952), articulando uma análise dos modelos tridimensionais das bacias a distintos parâmetros geomorfométricos para o relevo e drenagem. A opção pelas bacias de 5ª ordem hierárquica se justifica por estas apresentarem um maior desenvolvimento da rede de drenagem e por ter processos erosivos concentrados ao longo dos canais fluviais.

Primeiramente, se propôs o estudo da relação entre densidade de drenagem e taxas denudacionais.

Em seguida, se articulou uma análise pormenorizada dos arranjos internos das bacias hidrográficas a partir do modelo tridimensional elaborado na plataforma ArcScene 10.3 (ESRI, 2015), iniciando por uma análise geral da bacia do rio Xopotó, seguida da investigação da articulação das sub-bacias de 5ª ordem hierárquica.

Integrado à análise de cada sistema hidrográfico se somou à análise da curva hipsométrica, permitindo, em conjunto com o índice de concavidade, verificar o estágio evolutivo do sistema hidrográfico como um todo. As análises processadas também foram associadas com o arranjo litoestrutural, com intuito de averiguar e interpretar feições morfoestruturais (estruturas passivas) e morfotectônicas (ligadas a estruturas ativas).

#### 4.3.4.1 DENSIDADE DE DRENAGEM

Com base no mapa densidade de drenagem (HORTON, 1945), é possível a segmentação do terreno a partir de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagem, refletindo assim o controle neotectônico, uma vez que, em tese, áreas com baixa densidade de drenagem podem estar associadas a áreas em subsidência, enquanto as áreas com elevada densidade de drenagem poderiam estar associadas a um setor em ascensão.

Entretanto é primordial sobrepor e comparar a densidade de drenagem ao substrato geológico, dado que o índice mostra significativa correlação com implicações da base geológica. Christofolletti (1980) aborda que a densidade de drenagem representa o grau de dissecação topográfica, expressando a disponibilidade de canais para escoamento.

A densidade de drenagem pode ser calculada a partir da função '*Line Density*', presentes no *Spatial Analyst* do conjunto de ferramentas do ArcGis.

Montgomery e Dietrich (1989) abordaram a íntima relação entre as taxas denudacionais e densidade de drenagem, sendo está uma relação direta, na qual as maiores taxas denudacionais estariam correlacionadas a sistemas hidrográficos com uma maiores valores para densidade de drenagem. Nesse sentido, se propõe discutir de forma integrada a relação entre a densidade de drenagem e taxas de erosão obtidas em trabalhos anteriores para área de estudo, como Cherem *et al.* (2012), Gonzalez *et al.* (2016) e Oliveira (2018).

#### 4.3.4.2 PERFIS LONGITUDINAIS

Os perfis longitudinais dos cursos d'água são plotados em gráficos de coordenadas cartesianas, considerando-se como variável dependente no eixo das ordenadas a altitude dos diversos pontos da drenagem segmentado no intervalo das curvas de nível de 20 metros; no eixo das abcissas se inseriu a extensão do rio com a origem na cabeceira da drenagem.

Assumindo como regra geral a esses gráficos a particularidade de mostrar curvas de conformação logarítmica, concavidade para cima e assíntotas longas, assume-se que quanto mais equilibrado o curso d'água se apresentar, mais ajustado a este tipo de padrão será o seu perfil (ETCHEBEHERE, 2000; PORTO *et al.* 2013). Considerando a

recíproca verdadeira, perfis com menor concavidade, rupturas acentuadas, irregularidades seriam demarcadores de uma condição de “desequilíbrio”, nos quais esta condição leva a corrente a se ajustar na pretensão de um novo equilíbrio, a partir da erosão do próprio leito ou agradação (GUEDES *et al.* 2006).

Com o objetivo de se identificar setores anômalos e trechos em equilíbrio se inseriu uma curva de melhor ajuste (*best fit line*) por meio de uma função logarítmica. Os setores anômalos foram classificados de acordo com o tipo de afastamento da drenagem à curva de melhor ajuste; afastamentos positivos denotariam segmentos em processo de soerguimento, enquanto afastamentos negativos corresponderia a áreas em subsidência (PORTO *et al.*, 2013; GUEDES *et al.*, 2015).

As rupturas de declive na conformação do curso d’água representariam processos que estão promovendo um desequilíbrio do canal nesses setores, os quais podem estar vinculados à confluência de canais tributários, heterogeneidades do substrato rochoso ou a deformações crustais, esta última hipótese ligada a neotectônica (ETCHEBEHERE, 2000). Com este intuito, se inseriu nos perfis longitudinais dos rios a litologia correspondente a cada trecho, o que permitiu verificar a existência de relações entre mudança litológica e as rupturas de declive (*knickpoints*).

As alterações na forma côncava regular ao longo do perfil longitudinal dos canais foram aqui interpretadas como *knickpoints*, definidos por serem seções subitamente íngremes em relação as seções subjacentes (GOUDIE, 2004). Retoma-se a compreensão de que perfis longitudinais em equilíbrio apresentam curvatura côncava, com tendência a aumentar sua concavidade para montante, nos quais quanto mais acentuada for a concavidade maior seria o equilíbrio entre abastecimento e competência de transporte de sedimentos pelo canal (RÃDOANE *et al.* 2003).

Por meio da análise dos pontos de inflexão do perfil longitudinal é possível estabelecer se o canal se encontra em relativo equilíbrio ou desequilíbrio, a partir dos processos de erosão e deposição intrínsecos ao canal, podendo, assim, a partir desta perspectiva, oferecer elementos para discussão dos fatores elementares para a respectiva condição de equilíbrio ou “desequilíbrio” (PHILLIPS *et al.*, 2010). Todavia, cabe ressaltar a compreensão de que os sistemas geomorfológicos são caóticos e qualquer equilíbrio é efêmero na escala evolutiva.

Entretanto a associação direta dos *knickpoints* a setores em desequilíbrio é uma perspectiva equivocada. Dentro deste contexto, Philips *et al.* (2010) observam que *knickpoints* e convexidades são atribuíveis a vários fatores, que não são independentes ou mutuamente exclusivos. Desse modo, variações na resistência, corriqueiramente associado a litologias distintas, podem introduzir *knickpoints*, assim como falhas, fraturas e deformações tectônicas dos canais. Assume-se, portanto, que a interpretação da posição e distribuição dos *knickpoints* se apresenta como um marcador importante para compreensão dos aspectos evolutivos do terreno a partir da incisão da rede fluvial, podendo ou não estar relacionada a deformações neotectônicas (SCHUMM *et al.*, 2002).

Com o objetivo de analisar a concavidade do perfil longitudinal se aplicou o índice de concavidade (IC), formulado por Snow e Slingerland (1987), o respectivo índice mensura o grau de encurvamento do perfil longitudinal. Este índice é dado pela relação entre a área disposta entre a curva do perfil e uma linha reta ligando os pontos terminais da ordenada e abcissa do gráfico e a área total do triângulo formado por essa linha reta. Nesse sentido, quanto mais próximo o índice for de 0, mais côncavo é a curva do perfil, quanto mais próximo a 1, mais convexa sua forma, isto é, quanto maior a convexidade, mais preservado é o relevo da bacia, e quando maior a concavidade, mais erodido.

O estudo das concavidades e sua distribuição espacial são elementos contemplados com a aplicação da lei de Flint (1974), detalhada no item a seguir.

#### 4.3.4.3 RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA

A relação declividade-área é um modelo oriundo dos trabalhos de Howard e Kerby (1983) relacionando ao fato de que a erosão em leitos rochosos está diretamente relacionada ao potencial erosivo dos canais - *stream power* (SEIDL E DIETRICH, 1992). Desse modo, se articula à proposta de Flint (1974), no qual temos se discute que a declividade de um canal (S) é uma função da área de drenagem (A), como mostrada na equação abaixo:

$$S = kA^{-\theta} \quad (2)$$

onde k é um coeficiente tido como índice de inclinação e  $\theta$  é uma constante empírica considerada como índice de concavidade (FLINT, 1974; WHIPPLE, 2004).

A relação declive-área mostra-se regular quando se trata de um substrato com litologia e/ou soerguimento uniforme (WHIPPLE, 2004). Nesse sentido, sendo uniforme

a resistência erosiva de determinada litologia, a declividade de um canal diminuirá progressivamente rio abaixo, seguindo o aumento na vazão ou da área de drenagem. Isso permite identificar trechos com declividades que fogem da tendência uniforme e associá-los a mudanças na resistência das rochas do leito ou a interferências tectônicas. Diferentes litologias (e resistências erosivas) estão associadas a diferentes índices de declividade (WHIPPLE, 2004).

A plotagem declive-área pode auxiliar na discriminação dos setores morfológicos do perfil longitudinal. De acordo com Bierman e Montgomery (2014), em compartimentos escarpados se têm valores de  $\theta < -0,3$ , caracterizando as cabeceiras íngremes influenciadas por fluxos de detritos, resistência da rocha e/ou soerguimento; transposto este setor se teria o domínio de canais de leito rochoso, dominados por incisão fluvial, exibindo valores de  $-0,3 < \theta < -0,7$ , enquanto as altas concavidades, representada por valores do  $\theta > -0,7$ , estão associadas a canais aluviais (Figura 20).

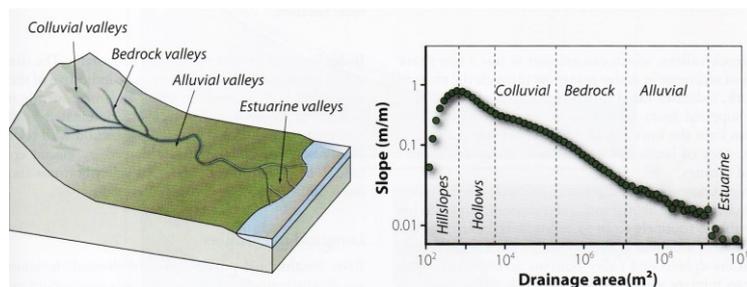


Figura 20 - Domínio de processos e segmentos de vales. Cada domínio tem de apresentar um valor de concavidade e índice de declividade.

Fonte: Bierman e Montgomery (2014).

No modelo declive-área se espera que a inclinação apresente um aumento acentuado com o aumento da área. O ponto de inflexão na curva da figura 20, dado no ponto máximo da relação declive-área, marcaria a transição dos processos coluviais de encostas (erosão difusa) para processos colúvio-fluviais relacionados aos canais (erosão concentrada). De acordo com Horton (1945) um curso d'água inicia-se quando a força do escoamento acumulado é suficiente para vencer a resistência à erosão do solo. Assim, existiria uma transição entre o escoamento difuso (fora da rede ou canal de drenagem) e o escoamento concentrado (dentro da rede de drenagem). Horton (1945) também discute que a declividade tende a diminuir em cursos d'água de maior área de

drenagem, uma vez que se observa declives mais elevados nos cursos d'água de menor ordem hierárquica, que dispõem de menores áreas de drenagem.

Em suma, a busca de tendências é a principal concepção inerente à análise declive-área. Ao se assumir um quadro de condições homogêneas para litologia e tectônica, o modelo que expressa a relação declive-área tende a apresentar tendências bem definidas pelos índices de concavidade e declividade. A tendência que remeteria a um quadro estacionário seria aquela na qual as declividades tendem a diminuir com aumento da área de drenagem e ampliação da concavidade do canal, sendo a recíproca verdadeira.

Hack (1973) também aponta que a concavidade varia com o aumento da área de drenagem, uma vez que, quanto maior a área de drenagem, maior a vazão e fluxo de energia e, por consequência, maior a capacidade erosiva dos canais. Desse modo, tendências a morfologias côncavas são indicativas de baixa interferência tectônica (BURBANK e ANDERSON, 2001; WOBUS *et al.* 2006). As concavidades dependem da dinâmica erosiva de longo prazo e os valores se distribuem geralmente de  $-0,2 < \theta < -1,0$ , com  $\theta$  próximo a  $-0,5$  considerados como típicos.

Montgomery (2001) usou a relação declive-área para assinalar este estágio estacionário a partir de uma curva teórica (Figura 20) assumindo que os valores de erosão e elevação são iguais, configurando o estado estacionário na paisagem. Este estado seria dado por um equilíbrio entre as taxas de elevação e erosão, sendo estas taxas muito próximas, se não iguais, resultando em uma paisagem com uma elevação média permanecendo quase constante através de um período específico.

Com isso, se busca uma análise do papel da tectônica e de suas interferências no comportamento erosivo dos rios partindo do pressuposto de que os sistemas fluviais estariam em um estágio estacionário. Desvios da tendência uniforme de diminuição das declividades à jusante permitem identificar interferências neotectônicas, indicando assim estados não estacionários para os canais fluviais.

A análise da relação declive-área foi conjugada à interpretação da morfologia do perfil longitudinal e às características morfoestruturais para canais de 5ª ordem, assim como para o rio principal. *A priori* se concebe com base nos estudos de Marent (2016) que os *knickpoints* para área não se relacionam à diferença de resistência litológica, mas

sobretudo, a condicionamentos tectônicos, analisando possíveis reativações de falhas pré-cambrianas. Desse modo, qualquer desajuste da tendência geral de diminuição das declividades indicariam o componente neotectônico nas bacias. Portanto, a relação declive-área permite evidenciar a variabilidade sistemática de declives e o potencial de discriminação de controle tectônico dos sistemas fluviais.

O índice da declive-área foi obtido a partir da função potencial derivada da integração da declividade (S) e área de contribuição (A), mensurados a partir da base cartográfica planialtimétrica digital, na escala de 1:50.000, o comprimento dos trechos situados entre duas curvas de nível consecutivas (intervalo de 20 m), bem como as áreas relacionadas a cada trecho. Os dados foram exportados para uma planilha eletrônica para cálculo da declividade e construção dos gráficos. A relação entre área e declividade foi plotada como uma linha reta em eixos logarítmicos em um gráfico de dispersão (log-log).

#### **4.3.5 AVALIAÇÃO DA INTENSIDADE TECTÔNICA NA REDE DRENAGEM**

A análise quantitativa da intensidade tectônica permitiu integrar cinco índices geomorfométricos: relação declividade-extensão do canal (RDE), fator de assimetria de bacias de drenagem (FABD), fator de simetria topográfica transversal (FSTT), índice hipsométrico (IH) e sinuosidade da escarpa montanhosa (Smf). O foco deste tópico foi verificar a resposta tectônica no desenvolvimento dos sistemas hidrográficos de 4ª e 5ª ordem hierárquica, com intuito de aprofundar os conhecimentos dos elos da tectônica para área a partir de índices geomorfométricos.

Além dos parâmetros supracitados, utilizou-se de um índice combinatório denominado índice de atividade tectônica relativa - *lat*, que integrou informações dos demais e permitiu realizar uma média dos índices anteriores, nos quais se proferiu uma classificação e atribuição de categorias de intensidade tectônica - *Cit* em cada índice (1 = alta; 2=média; 3 = baixa). Em cada índice foi identificada a média do valor da *Cit* para cada bacia hidrográfica. Com base na média da *Cit* foi possível determinar os graus de intensidade tectônica relativa - *lat*, em consonância com a proposição de El Hamdouni *et al.* (2008), onde a intensidade tectônica é interpretada como de nível altíssimo (classe 1), nível alto (classes 2 e 3) e nível moderado (classes 4, 5 e 6).

#### 4.3.5.1 RELAÇÃO DECLIVIDADE VS EXTENSÃO DO CANAL - RDE

Entre os índices geomórficos aplicados está a Relação Declividade vs Extensão do Canal (RDE), ou “Índice de Hack” (1973), pelo qual é possível detectar pontos de aumento na energia da corrente que podem estar ligados a deformações crustais recentes. Este índice é obtido pela seguinte fórmula para um determinado trecho da drenagem:

$$RDE \text{ trecho} = \left( \frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \times L \quad (3)$$

onde:

$\Delta H$  = diferença altimétrica entre as curvas de nível que interceptam o curso d'água (m);

$\Delta L$  = é a projeção horizontal da extensão do referido segmento (m);

$L$  = corresponde ao comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice RDE está sendo calculado (m). (ETCHEBEHERE, 2000).

O referido índice foi aplicado para os canais de 4ª ordem ou superior, conforme a proposta de Strahler (1952) para hierarquização da rede de drenagem. Assim sendo, os cálculos foram executados para quinze cursos d'água: (1) Rio Xopotó, (2) Alto Rio Xopotó. (3) Ribeirão Ubá, (4) Rio São Clemente, (5) Rio Dos Bagres, (6) Córrego Ubá Pequeno, (7) Ribeirão Preto, (8) Córrego Crindiúba, (9) Córrego Santo Antônio, (10) Córrego São Pedro, (11) Córrego Santana, (12) Ribeirão São Domingos, (13) Córrego do Valão, (14) Ribeirão do Pombal e (15) Córrego da Boa Vista.

O respectivo índice também pode ser calculado para toda extensão dos canais, considerando a amplitude altimétrica de todo canal (em metros) e o logaritmo natural da extensão do canal.  $RDE_{total}$  é obtido pelo emprego da expressão subsequente:

$$RDE \text{ total} = \frac{\Delta H}{\log L} \quad (4)$$

Seguindo a proposta de Etchebehere (2000) se excluiu os 800 metros iniciais de cada canal fluvial do cálculo do  $RDE_{total}$  por se apresentarem como setores com maior probabilidade de desequilíbrios, nos quais os processos erosivos seriam dados por influência das encostas nas cabeceiras dos canais, o que implicaria em um comprometimento do índice para tais segmentos (ETCHEBEHERE, 2000).

Seeber e Gornitz (1983) identificam os segmentos anômalos a partir de dois limiares derivados da razão entre  $RDE_{\text{trecho}}/RDE_{\text{total}}$  ao investigarem deformações tectônicas na Cordilheira do Himalaia: a) valores entre 2 e 10 inferem anomalias de segunda ordem e b) acima de 10 anomalias de primeira ordem. Contudo, se considera que os intervalos definidos por Seeber e Gornitz (1983) não corresponderiam às especificidades da dinâmica da margem “passiva” atlântica. Assim sendo, se adotou os intervalos proposto por Andrade Filho (2010), aplicados por Paes e Silva (2017) na bacia do rio Guapi-Açu (RJ), que propõem os seguintes intervalos de classes para interpretar os setores anômalos: a) valores abaixo de 2 configuram um cenário de gradiente ideal; b) valores entre 2 e 4 são interpretados como anomalias de 3ª ordem; c) valores entre 4 e 6 definem anomalias de 2ª ordem; e d) valores superiores a 6 corresponderiam a anomalias de 1ª ordem.

A classificação das categorias de intensidade tectônica - *Cit* se articulou à proposta de classificação das anomalias, sendo definida em conformidade com Andrade Filho e Rossetti (2015). Desse modo, se convencionou a classificação da *Cit* para a RDE o seguinte:

- Categoria 1: bacias hidrográficas com mais de 50% da extensão do rio principal anômala e/ou segmento (s) com valor de RDE maior que 6;
- Categoria 2: bacias hidrográficas que tem menos de 50 % da extensão total do rio principal considerado anômalo e com segmentos com valor de RDE menor que 6 e maior que 4;
- Categoria 3: bacias hidrográficas com menos de 50% da extensão total do rio principal considerado anômalo e com segmentos com valor de RDE menor que 4 e maior que 2.

O RDE vincula-se com os níveis de energia das correntes de água (*stream power*), denotando a capacidade do canal de erodir o substrato e de transportar sedimentos. Keller e Pinter (1996) apontam que esta energia é proporcional à declividade da superfície por onde flui o canal ( $\text{gradiente} = \Delta H/\Delta L$ ) e à descarga (volume) do canal no respectivo trecho, que, por sua vez, é diretamente proporcional ao comprimento da drenagem (L).

Os valores identificados de RDEs reportam às mudanças na declividade dos canais fluviais, inferindo as diferentes resistências à erosão hidráulica do substrato litológico ou atividade tectônica, uma vez que o índice aumenta onde o rio flui por rochas resistentes e decresce onde percorre rochas mais tenras (ETCHEBEHERE, 2000); modificações desse padrão denotariam anomalias entremeada por eventos tectônicos.

Os índices de RDEs foram obtidos com auxílio dos *softwares* ArcGis e Excel®. O processo é realizado a partir de três procedimentos, incorporando os arquivos vetoriais da hidrografia e curvas de nível das cartas topográficas do IBGE. O processo de obtenção envolve três estágios: 1) se reconheceu os trechos entre cada curva a partir do comando 'Split Polylines' disponível no completo *Xtools Pro 10.7*®; 2) em seguida, a distância de cada trecho segmentado pelas curvas de nível foi calculada, a partir do caminho: *Calculate geometry > Length > Meters*; 3) os valores obtidos do comprimento dos segmentos e da diferença altimétrica foram dispostos em uma planilha do *software* Excel 2013®, na qual foram calculados os valores de RDE por cada trecho e RDE total, assim como a identificação da razão entre estes de modo a obter as anomalias.

O RDE foi introduzido e espacializado em um documento cartográfico representativo, conforme os princípios apontados por Etchebehere (2000), inserindo no ponto médio dos canais os valores dos RDE<sub>totais</sub> e, posteriormente, executado a interpolação no *software* ArcGIS, através da função 'Inverse Distance Weighted - IDW', obtendo assim curvas de isovalores para bacia.

#### 4.3.5.2 ASSIMETRIA DE BACIAS E CANAIS

O Fator de Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD) consiste em um índice proposto por Hare e Gardner (1985) e indica a assimetria de bacias hidrográficas com base na migração lateral dos canais, sendo dado pela fórmula:

$$FADB = 100 \times (Ar \div At) \quad (5)$$

Onde:

Ar = área da margem direita do curso d'água principal

At = área total da bacia

Segundo a fórmula apresentada, valores inferiores a 50 correspondem a um basculamento da margem direita da bacia, ao passo que valores superiores a meia centena são indicativos de basculamento da margem esquerda, enquanto valores para o índice iguais ou próximos a 50 revelariam pouco ou nenhuma atividade tectônica.

A classificação das categorias de intensidade tectônica - *Cit* se articulou a proposta por Andrade Filho e Rossetti (2015). Desse modo, se convencionou a classificação da *Cit* para o FABD do seguinte modo:

- Categoria 1: bacias hidrográficas com FABD > 15;
- Categoria 2: bacias hidrográficas com FABD entre 7 e 15;
- Categoria 3: bacias hidrográficas com FABD < 7.

O FABD foi calculado a partir da mensuração da área da bacia e do setor da bacia alocado a margem direita do canal principal por meio do caminho: *Calculate geometry > Area > Kilometers* no *software* ArcGis.

Aplicou-se também o Fator de Simetria Topográfica Transversal - FSTT (COX, 1994; KELLER e PINTER, 1996), capaz de identificar setores nos quais o canal sofre alterações em decorrência de um abatimento ou basculamento do bloco deflagrador de inflexão ou migração lateral do canal. A técnica contribui para apontar padrões de basculamentos, sendo avaliado a quantidade de assimetria de um rio dentro de uma bacia, apreciando como esta assimetria varia ao longo do comprimento do canal (IBANEZ e RICCOMINI, 2011). Este índice é obtido a partir da seguinte fórmula:

$$FSTT = \frac{Da}{Dd} \quad (6)$$

Onde:

Da: distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma;

Dd: distância entre a linha média da bacia e o divisor.

O FSTT apresenta resultados compreendidos em um intervalo de 0 a 1, onde 0 indica um comportamento simétrico (a posição do canal coincide com a linha média da bacia) e 1 uma condição de assimetria extrema, com o canal rente ao seu divisor de águas.

Com a aplicação do método tem-se a obtenção da direção da migração média para todos os canais de maiores ordens selecionados, viabilizando, assim, uma

discriminação da apreensão da migração de canais como uma consequência de processos internos fluviais ou de forças tectônicas (GARROTE *et al.*, 2008).

A classificação das categorias de intensidade tectônica - *Cit* para o FSTT se convencionou do seguinte modo:

- Categoria 1: bacias hidrográficas com  $FSTT > 0,75$ ;
- Categoria 2: bacias hidrográficas com  $FSTT$  entre 0,75 e 0,25;
- Categoria 3: bacias hidrográficas com  $FSTT < 0,25$ .

A operacionalização para obtenção do índice se deu com a inserção de pontos no canal com equidistância constante de 2 km do exutório à cabeceira dos canais fluviais. Por meio do modo de edição foi possível, com auxílio da ferramenta 'Midpoint', se construir a linha média conectando as extremidades da bacia hidrográfica dos rios. Em seguida, se identificou as variáveis da distância entre a linha média da bacia e o meandro ativo mais próximo da mesma (*Da*) e distância entre a linha média da bacia e o divisor (*Dd*) criando feições lineares para representar tais segmentos. Os segmentos puderam ter seus comprimentos calculados a partir do trâmite: *Calculate geometry > Length > Meters*. Os dados foram plotados em uma planilha eletrônica e calculados os valores de FSTT, que posteriormente foram inseridos nas geometrias correspondentes em ambiente de SIG.

Compreende-se que o referido índice permite uma varredura mais aguçada de possíveis basculamentos nos sistemas hidrográficos. Optou-se nesta pesquisa por integrar os resultados de FSTT e FABD, sendo esta mesma abordagem empregada por Salamuni *et al.* (2004) e John e Rajendran (2008), contribuindo para esmiuçar o quadro de anomalias e destacar as assimetrias internas às bacias hidrográficas, ampliando o rol de dados que demonstram uma organização geomorfológica relacionada aos mecanismos neotectônicos.

#### 4.3.5.3 ÍNDICE HIPSOMÉTRICO - IH

A análise hipsométrica é fundamentada na distribuição da área de superfície do solo ou área transversal horizontal de uma massa terrestre em relação à elevação (STRAHLER, 1952; KELLER e PINTER, 1996). Esta análise é usada para inferir as etapas do desenvolvimento geomorfológico, a fim de compreender a influência de vários fatores que influenciam na organização topográfica, como a tectônica, estrutura, clima, etc. A

Curva Hipsométrica é uma representação gráfica cumulativa normalizada que mostra a variação de altitude da bacia em relação à área. Os eixos das ordenadas e abcissas variam entre 0 e 1. A análise se dá na comparação da curva hipsométrica com curvas teóricas, refletindo uma bacia em equilíbrio, de tal forma que os pontos de inflexão na curva hipsométrica sejam interpretados relacionado as implicações tectônicas ou erosivas (CUÉLLAR-CÁRDENA *et al.*, 2014).

A Integral Hipsométrica (IH) é um derivado morfométrico eficiente para diferenciar o caráter ativo do relevo, sendo uma expressão como porcentagem da área da bacia de drenagem acima de um plano de referência de base. Da mesma maneira, a porção situada acima da curva hipsométrica normalizada representaria a porção erodida do terreno que é denominada de integral de erosão (EI). A seguir se apresenta a equação para obter a IH:

$$IH = \frac{\text{altitude media} - \text{altitude mínima}}{\text{altitude máxima} - \text{altitude mínima}} \quad (7)$$

Strahler (1952) correlacionou o valor de IH com o estágio de desenvolvimento da paisagem apresentado no ciclo davisiano. Áreas caracterizadas por valores de  $IH > 0,6$  são consideradas em estágio 'jovem'; valores entre 0,6 e 0,40 correspondem a bacias de drenagem em estágio 'maduro'; enquanto valores  $<0,4$  são indicativos de um estágio de maior dissecação da paisagem considerado como estágio 'senil'. Os valores de IH variam entre 0,15 e 0,85 e tendem a estar entre 0,4 e 0,6 e a interpretação do índice depende se os valores obtidos. Nesse sentido, valores altos indicam um relevo jovem, no qual amplas áreas da bacia não tiveram reafeiçoados suas feições; valores intermediários a baixos denotam um relevo maduro, onde existe um equilíbrio entre levantamento tectônico e dissecação.

O índice IH representa determinada área da bacia que ainda não esteve sujeita a processos erosivos, configurando-se como indicador de diferentes estágios evolutivos do relevo (KELLER e PINTER, 2002; PÉREZPEÑA *et al.*, 2009). Geralmente, valores do  $IH >0,5$ , entre 0,4 e 0,5 e  $<0,4$  geram curvas hipsométricas convexas, côncavo-convexas ou retilíneas, e côncavas, respectivamente. Valores de IH elevados associam-se a terrenos jovens, onde a erosão é reduzida, o que sugere, embora não de maneira exclusiva, atividade tectônica recente (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008). Estes autores também

relacionam valores de IH baixos com paisagens antigas afetadas por processos erosivos por tempo prolongado.

Ademais, as interpretações não excluíram a possibilidade de influência de fatores litológicos nas formas obtidas de curvas hipsométricas e o valor de IH, uma vez que alterações litológicas podem gerar diferentes condições de resistência do terreno a dissecação. Com intuito, de avaliar essa influência se avaliou o comportamento altimétrico de cada litologia, avaliando as relações das rupturas topográficas a cada litologia buscando na literatura e em trabalhos anteriores o grau de friabilidade de cada unidade litológica.

Os limiares anteriores deram subsídio à classificação das categorias de intensidade tectônica - *Cit* para a IH, que se arranhou da seguinte maneira com poucas alterações:

- Categoria 1: bacias hidrográficas com  $IH > 0,5$ ;
- Categoria 2: bacias hidrográficas com  $IH < 0,4$  e curva hipsométrica com convexidades no médio e baixo curso;
- Categoria 3: bacias hidrográficas com  $IH < 0,4$ .

#### 4.3.5.4 SINUOSIDADE DA ESCARPA MONTANHOSA - *SMF*

O Índice Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - *Smf* (BULL e WALLACE, 1985) reflete o balanço entre as forças erosivas e tectônicas. O respectivo índice é dado pela expressão abaixo:

$$Smf = Lmf \div Ls \quad (8)$$

onde:

*Lmf* = comprimento da base da escarpa ao longo da ruptura de declive;

*Ls* = distância em linha reta da escarpa montanhosa.

Interpreta-se que frentes escarpadas submetidas a soergimento tectônico são relativamente retilíneas corroborando com valores baixos ( $Smf < 1,10$ ), no qual a linearidade da frente montanhosa sugere atividade tectônica recente. Com a atenuação do soergimento tem-se a propulsão dos processos erosivos sobre a frente montanhosa promovendo irregularidades e assimetrias no relevo (FERREIRA, 2001), o que tende a aumentar os valores do índice ( $Smf > 1,10$ ), uma vez que o cálculo se ampara em

medições da projeção em linha reta do alinhamento e medições dos sopés das cristas e escarpas, considerando o retrabalhamento erosivo.

A aplicação deste índice tende a elucidar o quadro tectônico de determinados setores das porções escarpadas inseridas em cada bacia hidrográfica, podendo assim, estabelecer em conjunto com os demais índices se processos tectônicos sobressaem em relação aos erosivos nestes segmentos.

A classificação das categorias de intensidade tectônica - *Cit* para o *Smf* se convencionou do seguinte modo, seguindo a proposta de Andrade Filho e Rossetti (2015):

- Categoria 1: bacias hidrográficas com  $Smf < 1,10$ ;
- Categoria 2: bacias hidrográficas com  $Smf$  entre 1,11 e 1,50;
- Categoria 3: bacias hidrográficas com  $Smf > 1,51$ .

## 5. ORGANIZAÇÃO MORFOLÓGICA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

### 5.1 RECONHECIMENTO DOS COMPARTIMENTOS MORFOLÓGICOS

A definição dos compartimentos geomorfológicos foi realizada com intuito de reconhecer *unidades morfológicas* ou *padrões de forma semelhantes*, correspondente ao 3º nível taxonômico definido por Ross (1992). Este nível taxonômico é dividido entre modelados agradacionais, definidos por congregarem morfologias ligadas a processos de acumulação, e modelados de dissecação (ou denudação), caracterizados pela égide erosiva.

A articulação do banco de dados organizado em ambiente digital, principalmente a base matricial e vetorial das cartas topográficas e relevo sombreado associado aos produtos da dissecação do relevo e rugosidade topográfica, contribuíram para a definição dos compartimentos e visualização de aspectos morfogenéticos, morfométricos e morfodinâmicos (Figura 21).

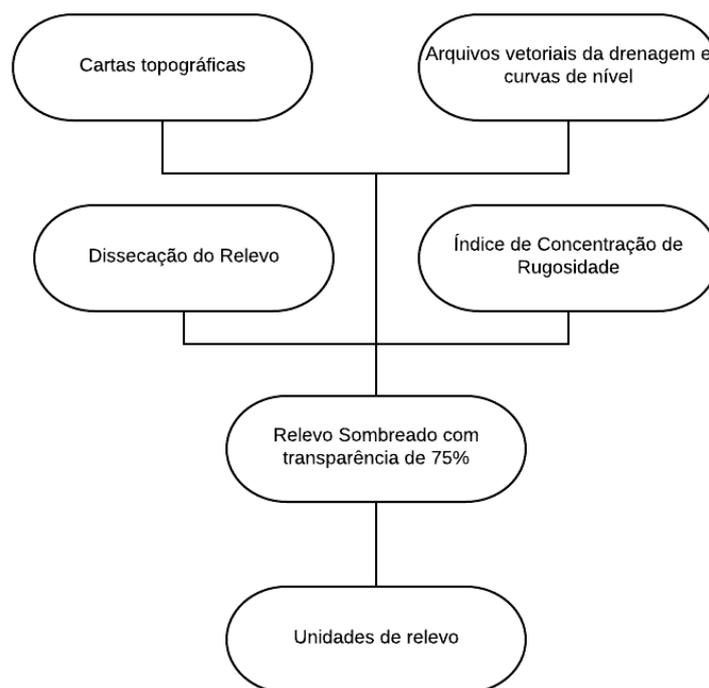


Figura 21 – Banco de dados geográficos integrados para reconhecimento das unidades de relevo.

O processo de compartimentação se mostrou adequada a incorporação do relevo sombreado com transparência de 75%, em ambiente digital, de modo que fosse possível visualizar as camadas dispostas em planos inferiores, favorecendo o

reconhecimento das morfologias em associação às informações da profundidade de dissecação e declividade.

O primeiro procedimento foi o mapeamento dos modelados de agradação (MA), sendo essencial esmiuçar estas áreas de retenção da sedimentação cenozoica, uma vez que marcam o limite inferior dos demais compartimentos de dissecação. A esse respeito a integração da rugosidade do terreno, declividade, relevo sombreado (com transparência de 75%) e curvas de nível permitiu a definição dos compartimentos relativos aos modelados de agradação. O relevo sombreado com transparência produziu uma visão triangulada e propiciou identificar porções com texturas suaves associadas a declives inferiores a 15%, baixa e muito baixa rugosidade do relevo, critérios estes que segmentados permitiram reconhecer as planícies fluviais associadas a terraços (Apft), planícies alveolares (Apal) e rampas de colúvio (Arc). O Quadro 2 apresenta os elementos aglutinados para definição dos compartimentos agradacionais.

Quadro 2 - Chave de interpretação para os modelados de agradação.

Critérios	Declividade (%)	Prof. Dissecação (m)	Relevo Sombreado	Compartimentos
<p><b>Apft - Planície fluvial associada a terraços:</b></p> <p>Declividade de 0 a 5%, áreas planas com textura suave próximas a vertentes e a cursos d'água</p>				
<p><b>Apa - Planície alveolar</b></p> <p>Declividade de 0 a 5%, áreas planas com textura suave, próximas a vertentes e cursos d'água em formas descontínuas.</p>				
<p><b>Arc - Rampas de colúvio</b></p> <p>Declividade predominantemente entre 10 e 15%; com baixa rugosidade disposta no sopé das escarpas erosivas e morfologias mamelonares</p>	<p>0-5 5-10 10-15 15-30 30-45 45-75 &gt;75</p>	<p>0 100 800</p>		

Os modelados de dissecação para área são subdivididos em compartimentos de dissecação homogênea (MDH), marcados por uma dissecação uniforme, no qual os processos erosivos dão a tônica ao respectivo compartimento, e modelados de dissecação estrutural (MDE), definidos por uma dissecação sob um controle estrutural.

O reconhecimento dos compartimentos dos modelados de dissecação foi feito tomando como parâmetro os critérios de diferenciação das morfologias de dissecação definidos por Ponçano *et al.* (1981) no âmbito do mapeamento geomorfológico para o

estado de São Paulo na escala de 1:250.000 (publicado na escala de 1:1.000.000). Ponçano *et al.* (1981) utilizam como base para o reconhecimento dos modelados de dissecação, e definição das características das morfologias, a associação da amplitude local de cada forma (profundidade de dissecação) e a declividade das encostas (Tabela 2).

Tabela 2 - Critérios para diferenciação das morfologias de dissecação.

Conjuntos de sistemas de relevo	Declividades dominantes	Profundidade de dissecação
Relevo colinoso	0 a 15%	< 100 m
Relevo de morrotes	> 15%	< 100 m
Relevo de morros	15 - 30%	100 a 300 m
Relevo montanhoso	> 30%	> 300 m

Fonte: Adaptado de Ponçano *et al.* (1981).

A partir da associação entre a profundidade de dissecação e a declividade se proporcionou uma maior celeridade ao reconhecimento e definição da nomenclatura das morfologias de dissecação, identificando e diferenciando colinas, morrotes, morros e setores montanhosos. Com o intuito de ampliar a discussão e reconhecimento dos aspectos do relevo se avançou no entendimento das relações e propriedades dos compartimentos, de modo a reconhecer especificidades como aspectos estruturais, nivelamento de topos e cotas. A definição dos compartimentos foi amparada na análise da rugosidade do relevo, modelo de sombras, forma dos topos e vertentes que permitiram identificar as especificidades da organização morfológica da bacia. O Quadro 3 reúne os critérios e características aprendidas dos modelados de dissecação homogênea (MDH) e os Quadros 4 e 5 os elementos utilizados para o reconhecimento dos modelados de dissecação estrutural (MDE).

Quadro 3 - Chave de interpretação para os modelados de dissecação homogênea.

Crítérios	Declividade (%)	Prof. Dissecação (m)	Relevo Sombreado	Compartimentos
<p><b>Dm - Morros</b></p> <p>Declividade &gt; 15%, modelado com rugosidade média a alta, profundidade de dissecação majoritariamente entre 100 e 300 m e topos convexos arredondados.</p>				
<p><b>Dmr - Morrotes</b></p> <p>Declividade &gt; 15%, modelado com rugosidade média a alta, profundidade de dissecação inferior a 100 metros e topos convexos arredondados.</p>				
<p><b>Dc - Colinas</b></p> <p>Declividade &lt; 15%, modelado com rugosidade média a alta, profundidade de dissecação inferior a 100 metros e topos convexos arredondados.</p>				
<p><b>Dmat - Morros altimontanos</b></p> <p>Declividade &gt; 15%, modelados com rugosidade média a alta, profundidade de dissecação em sua maioria entre 100 a 300 m, vinculados as zonas de cabeceiras dos principais cursos d'água, congregando altitudes superiores a 800 m.</p>				
<p><b>Dmrat - Morrotes altimontanos</b></p> <p>Declividade = 15%, modelados com rugosidade média a alta, profundidade de dissecação menores que 100 metros, vinculados as zonas de cabeceiras dos principais cursos d'água, congregando altitudes sempre superiores a 800 m.</p>				

Quadro 4 - Chave de interpretação para os modelados de dissecação estrutural.

Crítérios	Declividade (%)	Prof. Dissecação (m)	Relevo Sombreado	Compartimentos
<p><b>DEca - Colinas alinhadas</b></p> <p>Declividade &lt; 15%, com baixa rugosidade, elevado grau de alteração, com profundidade de dissecação &lt; 100 m topos convexos arredondados e estreitas alinhados com orientação NO-SE.</p>				
<p><b>DEmal - Morros alinhados</b></p> <p>Declividade &gt; 15%, modelado com rugosidade média a alta, profundidade de dissecação majoritariamente entre 100 e 300 m e topos convexos arredondados e estreitas alinhados com orientação NW-SE.</p>				
<p><b>DEmral - Morrotes alinhados</b></p> <p>Declividade &gt; 15%, modelado com rugosidade média a alta, profundidade de dissecação inferior a 100 metros e topos convexos arredondados alinhados com orientação NW-SE.</p>				

Quadro 5 - Chave de interpretação para os modelados de dissecação estrutural (continuação)

Critérios	Declividade (%)	Prof. Dissecação (m)	Relevo Sombreado	Compartimentos
<p><b>DEma - Morros alinhados em borda de escarpa</b></p> <p>Declividade &gt;15%, modelados com rugosidade média a alta, profundidade entre 100 e 300 m, com topos aguçados dispostos paralelamente, com orientação NW-SE.</p>				
<p><b>DEdr - Degraus reafeiçoados</b></p> <p>Declividade &gt; 15%, sendo definido como zonas de transição associados à baixa encosta dos domínios escarpa dos, nos quais a drenagem do compartimento à jusante promoveu um retrabalhamento do mesmo reconfigurando o compartimento a uma fisionomia similar a morros.</p>				
<p><b>DEer - Escarpas erosivas</b></p> <p>Declividade &gt; 30%, com profundidade de dissecação &gt; 300 m, marcado por flancos escarpados com as vertentes retrabalhadas por processos erosivos congregando topos aguçados que em sua vasta maioria não ultrapassa 900 m de altitude.</p>				
<p><b>DEelf - Escarpas de linha de falha</b></p> <p>Declividade = 30%, com profundidade de dissecação &gt; 300 m definindo contrafortes escarpados, com topos aguçados com cotas podendo atingir até 1500 m e vertentes retilíneas íngremes.</p>				
	<p>0-5 5-10 10-15 15-30 30-45 45-75 &gt;75</p>	<p>0 100 800</p>		

## 5.2 COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA E DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS

O mapa morfológico da bacia hidrográfica do rio Xopotó (Figura 22), reúne todos os compartimentos morfológicos mapeados e os tipos genéticos reconhecidos para área de estudo: Modelados de Agradação (A) - referente às planícies fluviais associadas a terraços (Apft), planícies alveolares (Apal) e rampas de colúvio (Arc); Modelados de Dissecação Homogênea (D) - englobando colinas (Dc), morros (Dm), morrotes (Dmr), morros altimontanos (Dmat) e morrotes altimontanos (Dmrat); e Modelado de Dissecação em controle Estrutural (DE) - corresponde as colinas alinhadas (Deca), morros alinhados (DEmal), morrotes alinhados (DEmral), morros alinhados em borda de escarpa (DEma), degraus reafeiçoados (DEdr), escarpas erosivas (DEer) e escarpas de linha de falha (DEelf).

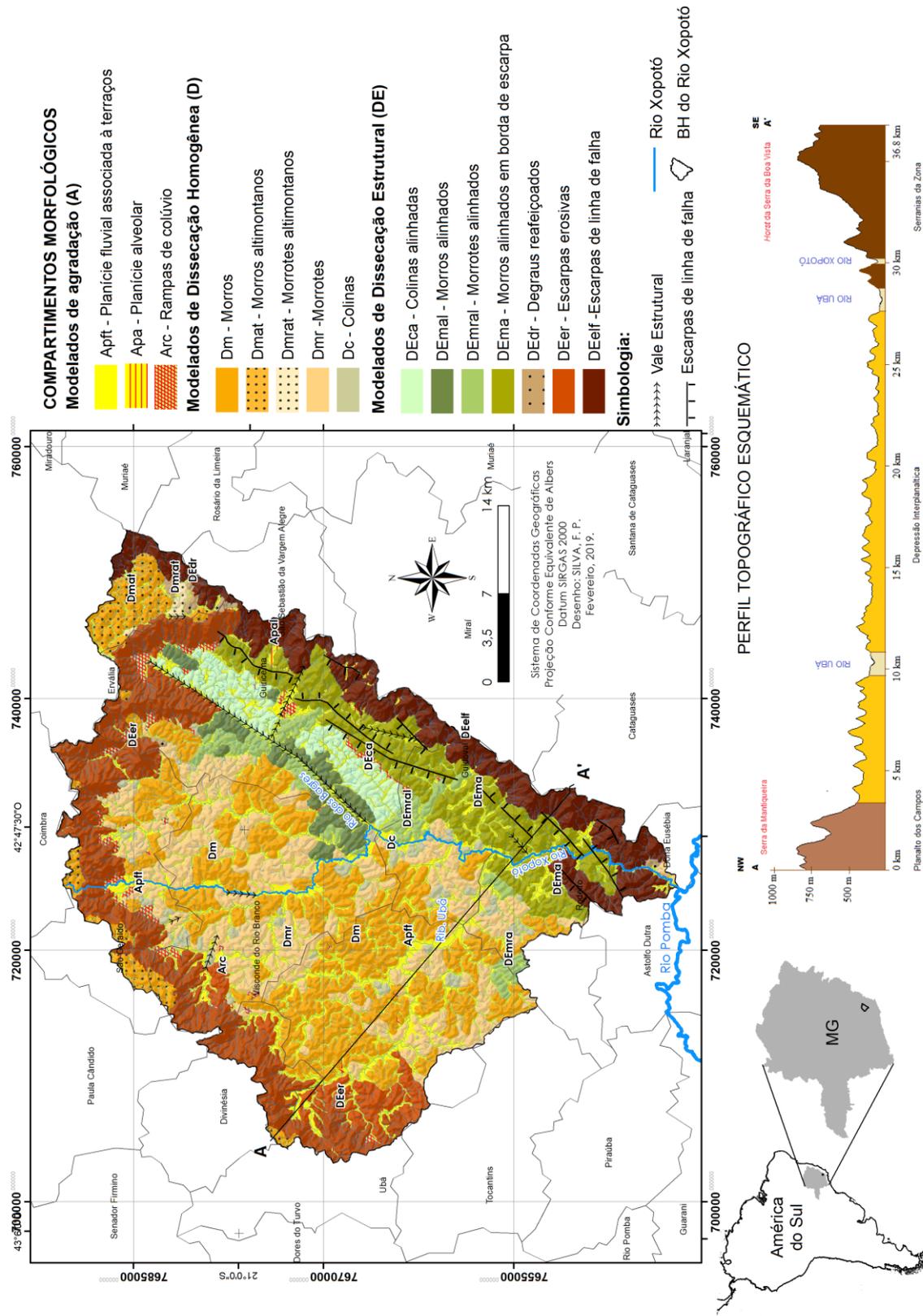


Figura 22 - Compartimentos morfológicos reconhecidos para área de estudo, assim como os elementos fundamentais para reconhecimento dos compartimentos.

### **5.2.1 MODELADOS DE AGRADAÇÃO (MA)**

Os modelados de agradação se distribuem por toda área adequando-se às tipicidades dos compartimentos adjacentes, sendo reconhecidos como segmentos nos quais os processos deposicionais superam os processos mecânicos erosivos.

Planície Fluvial associada a terraços (Apft): depósitos neoquaternários dispostos em toda porção deprimida da bacia, seguindo as margens dos principais cursos d'água, demonstrando relações com a tipicidade do canal. A largura das planícies mapeadas está diretamente relacionada à tipologia dos canais; canais com uma característica mais retilínea, como o rio dos Bagres, apresentam em seu médio-baixo curso planícies com largura não superior a 300 metros, chegando a alguns trechos apresentar 80 metros, enquanto canais definidos por uma tipologia meandrante cortando setores mamelonares conformam planícies fluviais amplas, associadas a terraços amplos, chegando a alguns trechos a uma largura próxima de 800 metros, como ocorre nos médios cursos do rio Xopotó e do ribeirão Ubá.

Planície Alveolar (Apa): depósitos neoquaternários descontínuos e de menor expressão espacial, podendo ser definidas como setores de deposição neoquaternárias descontínuos, estando vinculadas em grande parte ao retrabalhamento das frentes escarpadas e a seu reverso.

Rampas de Colúvio (Arc): depósitos neoquaternários com ocorrência em declives suaves a moderados no sopé de alinhamentos de cristas e morros com uma constituição argilosa-arenosa. O modelado definido pelas rampas de colúvio (Arc) distribui-se nos setores de contato dos modelados mamelonares e setores escarpados, evidenciando o retrabalhamento dessas porções por processos erosivos, sendo definidas assim como feições transicionais, marcadas por um caráter erosivo-deposicional.

### **5.2.2 MODELADOS DE DISSECAÇÃO HOMOGÊNEA (MD)**

Os modelados de dissecação homogênea distinguem-se por morfologias mamelonares, denotando o êxito dos processos de dissecação e transporte nas formas de relevo. O reconhecimento dessas formas se deu em sintonia com a articulação da declividade e profundidade de dissecação apresentada por Ponçano *et al.* (1982).

Colinas (Dc): morfologias mamelonares com topos convexos arredondados com baixa profundidade de dissecação, geralmente < 100 metros, e declividades das vertentes inferiores a 15%, mantos de alteração espessos e argilosos. Encontram-se alocadas entre morros, morrotes e planícies fluviais, geralmente isoladas por canais fluviais, se distinguindo dos demais compartimentos.

Morrotes (Dmr): assumem a tipicidade mamelonizada com profundidade de dissecação menor que 100 metros e declividade das vertentes superior a 15%; se distribuem em setores de litologias gnáissicas e espessos mantos de alteração retrabalhados pelos processos denudacionais.

Morros (Dm): morfologias mamelonizadas com profundidade de dissecação entre 100 a 300 m e declividade entre 15 e 30%, com mantos de alteração espessos e argilosos. O respectivo compartimento se apresenta de forma contínua nos arredores de Ubá e mais disperso e isolado nas adjacências de Visconde do Rio Branco, sendo interceptado por morrotes e planícies fluviais associadas a terraços (Figura 23).



Figura 23 - Morfologias mamelonares em primeiro plano, ao fundo dispõe os contrafortes com vertentes voltadas para NW do *Horst* da Serra da Boa Vista.

Foto: T.M.Silva. (2017)

Morros altimontanos (Dmat): são caracterizados por serem morfologias mamelonares dispostas a montante dos setores escarpados mapeados na bacia, apresentando profundidade de dissecação entre 100 e 300 metros e topos convexos a aguçados, estes últimos demonstrando uma maior imposição do arcabouço estrutural no processo de retrabalhamento erosivo destas morfologias planálticas incorporadas à

área por processos de capturas fluviais, que dão a tônica nesses setores, principalmente no contato com a escarpa erosiva.

Morrotos altimontanos (Dmrat): articulados ao compartimento dos morros altimontanos, se distinguindo do mesmo por congregarem incisões verticais inferiores a 100 metros.

### **5.2.3 MODELADOS DE DISSECAÇÃO ESTRUTURAL (MDE)**

Os modelados de dissecação estrutural (MDE) são definidos por uma dissecação ajustada às implicações estruturais do terreno, preservando traços da imposição morfoestrutural, sendo as áreas mais sugestivas de um controle morfotectônico e frentes preferenciais para reativações neotectônicas.

Colinas alinhadas (DEca): formas de relevo mais rebaixadas, nos quais os processos erosivos estão atenuados no presente; as morfologias apresentam topos dispostos a uma orientação NW-SE, com profundidade de dissecação menor que 100 metros e declives das encostas menores que 15%.

Morros alinhados (DEmal): são marcados por um controle das morfologias e por um padrão denudacional configurando topos dispostos em uma orientação NW-SE, com profundidade de dissecação entre 100 e 300 metros e declives das encostas maiores que 15%.

Morrotos alinhados (DEmral): assim como o compartimento de morros alinhados, preserva traços de condicionamento estrutural e uma organização morfológica configurada por topos dispostos a uma orientação NW-SE, com profundidade de dissecação entre 100 e 300 metros e declives das encostas maiores que 15%.

Morros alinhados em borda de escarpa (DEma): compartimento transicional das escarpas de linha de falha para os compartimentos mais rebaixados na paisagem, estes morros se dispõem no sopé das escarpas de linha de falha e são reconhecidos por um maior ímpeto erosivo com profundidade de dissecação entre 100 e 300 metros e declives das encostas maiores que 15%, exibindo topos dispostos a uma orientação NW-SE (Figura 24).



Figura 24 - Morros alinhados em borda de escarpa, exibindo topos aguçados e alinhados a NW-SE.

Foto: F. P. Silva (2019).

Degraus reafeiçoados (DEdr): morfologias transicionais associadas à baixa encosta dos domínios escarpados, nas quais a drenagem do compartimento à jusante promoveu um retrabalhamento do mesmo, reconfigurando o compartimento a uma fisionomia próxima às morfologias mamelonares.

Escarpas erosivas (DEer): setores marcados por flancos escarpados com vertentes retilíneas retrabalhadas por processos erosivos congregando topos aguçados e mediana profundidade de dissecação. Distribuem-se nas porções norte, leste e oeste da área de estudo, apresentando desnível altimétrico superior a 200 metros com vertentes retilíneas, marcadas pelo entalhe fluvial e erosão remontante.

Escarpas de linha falhas (DEelf): contrafortes escarpados do *horst*, com forte profundidade de dissecação acompanhando paralelamente uma falha de direção NE-SW, configurando uma crista simétrica marcada por topos aguçados. Corresponde à feição reconhecida por Noce *et al.* (2003) como *Horst* da Serra da Boa Vista, se apresentando como uma crista simétrica de topos aguçados nivelados a uma altitude média de 1100, alcançando 1600 metros em determinados setores na divisa das bacias hidrográficas do rio Doce e Muriaé.

A figura 25 evidencia os setores escarpados, morros e morrotes alinhados característicos do médio rio dos Bagres.



Figura 25 - Compartimentos morfológicos de dissecação estrutural do médio vale do rio dos Bagres. Foto: T.M.Silva (2017).

#### 5.2.4 DESNIVELAMENTOS TOPOGRÁFICOS

Os desnivelamentos topográficos e as especificidades morfológicas intrínsecas aos diferentes compartimentos morfológicos foram interpretados a partir dos perfis altimétricos em varredura, nos quais é possível identificar os basculamentos de blocos relativos à área. A análise dos perfis de relevo em varredura auxilia na análise conjunta de compartimentos geomorfológicos distintos, permitindo analisar os basculamentos e inclinação dos blocos que marcam diferentes setores. Bricalli (2016, p. 95) aponta que a técnica de perfis em varredura “demonstra ser uma ferramenta essencial para a interpretação do relevo, especialmente no que se refere a relevos controlados tectonicamente, uma vez que permite identificar blocos tectônicos, tais como *Horsts* e *Grábens*, feições morfotectônicas importantes para o entendimento de eventos neotectônicos e responsáveis também pelo controle da rede de drenagem de uma determinada área”. Nessa perspectiva, a técnica foi empregada nos trabalhos de Mello *et al.* (2005), Silva (2012), Fortes *et al.* (2014), Marent (2016), Lopes e Bricalli (2016), entre outros.

O perfil altimétrico em varredura permite identificar faixas de transição de patamares e o escalonamento do relevo característico desta porção territorial, sendo também possível reconstituir os planos tangenciais às bordas escarpadas dos compartimentos geomorfológicos. Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) discorrem sob o característico abatimento de blocos associados a rupturas topográficas e o conspícuo condicionamento tectônico com caimento a SE, da Serra da Mantiqueira a Serra do Mar

(Figura 26 e 27). Segundo os autores esses blocos seriam seccionados por falhas NE-SW, o que sugere uma origem tectônica para a Depressão de Ubá, assim como para Depressão do Bagres nas adjacências do *Horst* da Serra da Boa Vista.

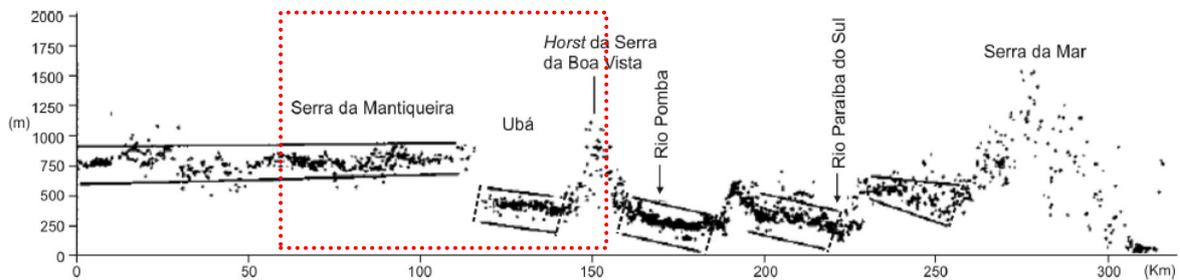


Figura 26 - Perfil em varredura destacando o escalonamento interno da Depressão dos rios Pomba-Muriaé e poucas variações altimétricas na topografia do contexto da Serra da Mantiqueira. Linhas contínuas denotam o sentido de basculamento dos blocos. Linha tracejada corresponde a falhas próximas aos limites dos blocos abatidos e basculados. Linha tracejada em vermelho corresponde à área dessa pesquisa. Fonte: Adaptado de Mello *et al.* (2005).

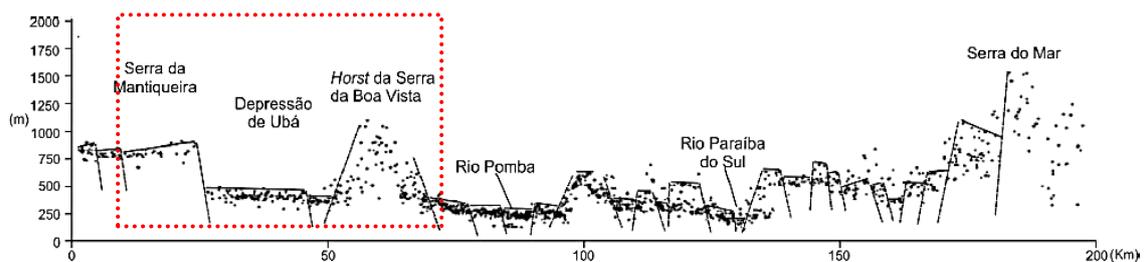


Figura 27 - Perfil de varredura destacando os blocos abatidos e basculados na Depressão dos rios Pomba e Muriaé em escala de maior detalhe. Linha tracejada corresponde a falhas próximas aos limites dos blocos abatidos e basculados. Linha tracejada em vermelho corresponde à área dessa pesquisa.

Fonte: Adaptado de Silva (2012).

Os perfis em varredura A-A', B-B' e C-C', em geral, evidenciam esse basculamento e caimento a SE apresentado por Mello *et al.* (2005) e Silva (2012), e conferem uma visão de maior detalhe dos blocos internos e ajustes específicos para área. Os blocos abatidos e basculados nas adjacências do *Horst* da Serra da Boa Vista sugerem uma origem tectônica, em conformidade com as sugestões de Mello *et al.* (2005) e Silva (2012). Ademais, o respectivo padrão das escarpas com morfologias seccionadas, tipicamente erosivas, reforça a interpretação e classificação dessas escarpas como escarpas de linha de falha (Figura 28).

Outro aspecto importante a ser considerado previamente na análise dos perfis de relevo em varredura é que a resistência litológica por parte dos enderbitos, charnockitos e paragnaisse não parece ser responsável pela manutenção da topografia alçada, uma vez a mesma rocha se dispõe lado a lado em altitudes distintas ao considerarmos o abatimento de blocos associados a rupturas topográficas e a regularidade morfológica dos morros alinhados em bordas de escarpa e colinas alinhadas adjacentes ao *horst*.



Figura 28 - Setores classificados como escarpas de linha de falha relacionadas ao *Horst* da Serra da Boa Vista, no baixo curso da bacia do rio Xopotó. Foto: F.P. Silva (2019).

O perfil em varredura A-A' (Figura 29) traçado na direção NW-SE ilustra a disposição das escarpas erosivas a NW e escarpas de linha de falha a SE, reconhecida por Noce *et al.* (2003) como *Horst* da Serra da Boa Vista, assim como a porção rebaixada definida por morfologias mamelonares. A partir do perfil é possível verificar a profundidade de dissecação em perfil, analisado a partir dos desníveis topográficos do perfil, além sugerir a inclinação dos blocos e movimentações recentes.

A inclinação de blocos e basculamentos perceptíveis no perfil em varredura bidimensional repercutem em distintas escalas, sobretudo na ocorrência de colúvios na porção SE da área de estudo, nas quais as morfologias sugerem falhas normais identificadas a partir da segmentação de rampas de colúvio (Figura 30).

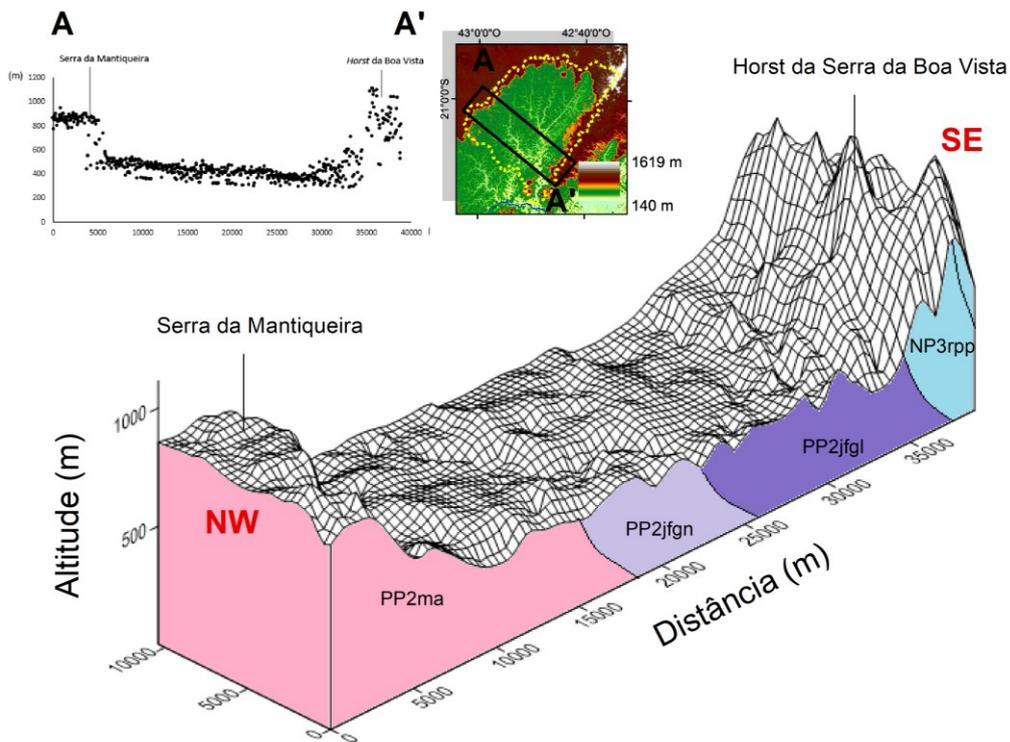


Figura 29 - Perfil em varredura A-A' tridimensional e bidimensional ilustrando o arranjo morfológico dos setores do baixo curso da bacia hidrográfica do rio Xopotó, com unidades geológicas reconhecidas por Heineck *et al.* (2003). Litologia: NP3rpp - Grupo Raposo: litofácies paragnaisse; PP2jfgl - Complexo Juiz de Fora: litofácies ortognaisse granulítico: enderbitó, norito; PP2jfgn - Complexo Juiz de Fora: litofácies ortognaisse migmatítico; PP2ma - Complexo Mantiqueira: ortognaisse, anfibolito, migmatito, metaultramáfica.



Figura 30 - Desajustes no arranjo colúvial das morfologias dos compartimentos de morros alinhados em bordas de escarpa, associado a rampas de colúvio. Foto: F.P. Silva (2019).

A escarpa erosiva neste setor apresenta um desnível em relação ao compartimento de feições de morros na ordem de 300 metros. Tais cotas demonstram um basculamento do bloco de relevo para NW, enquanto a porção à montante da escarpa revela um padrão das cotas mais nivelado, indicando o mergulho preferencial do reverso da Serra da Mantiqueira, no qual se estabelece as cabeceiras do rio Doce. Na porção das escarpas de linha de falha as altitudes variam de 600 a 1100 m, apresentando um basculamento para N nos morros alinhados, coincidindo com o alinhamento principal dado pelos topos.

Nos compartimentos mamelonizados se identifica uma superfície nivelada, com um mergulho suave dos topos para SE, alinhado à disposição dos principais canais fluviais. Interpretando o comportamento topográfico, em sintonia com a geologia, pode se identificar a correspondência do setor de morros alinhados em borda de escarpa e blocos elevados a SE em grande parte ao setor enderbítico, o que sugere um controle litológico deste setor. O setor no qual se insere a Serra da Mantiqueira também apresenta comportamento em resposta à litologia, dado que o patamar mais horizontalizado corresponderia ao granito Divinésia, indicando que as litologias gnáissicas do Complexo Mantiqueira conferem menor resistência aos processos erosivos retrativos que dissecam a escarpa.

O perfil B-B' (Figura 31), disposto à montante do perfil anterior, permite compreender a organização altimétrica nos setores nos quais se instalou o vale estrutural do rio dos Bagres e alto-médio curso do rio Xopotó. Diferentemente do perfil anterior, a visada do perfil tridimensional de NW-SE contribui para visão dos setores compreendidos como morros alinhados em borda de escarpa e do bloco rebaixado do Gráben do rio dos Bagres, sugerindo uma configuração tectônica de um hemigráben.

O desnível altimétrico do setor Mantiqueira no perfil B-B' se dispõem no intervalo de 350 a 400 m, e constata-se um basculamento dos blocos para SE. O setor definido pelo *Horst* da Serra da Boa Vista apresenta, por sua vez, um desnível altimétrico de 600 m, assumindo como sopé o vale do rio dos Bagres, e de 500 m assumindo como referência os canais de 2ª ordem que dissecam os morros alinhados. A influência litológica na porção elevada do *Horst* da Serra da Boa Vista e do vale estrutural do rio dos Bagres não é determinante na configuração das inclinações e basculamentos,

sugerindo sobreposição da tectônica nesses segmentos. A influência litológica também se mostra latente na esculturação do escarpamento da Serra da Mantiqueira. O setor mamelonizado, por sua vez, apresenta topos na faixa de 400 a 500 m, dispostos em litologia predominantemente gnáissica; um restrito setor tonalítico adjacente à margem esquerda do rio dos Bagres apresenta altitudes em torno de 600 m com mergulho para SE.

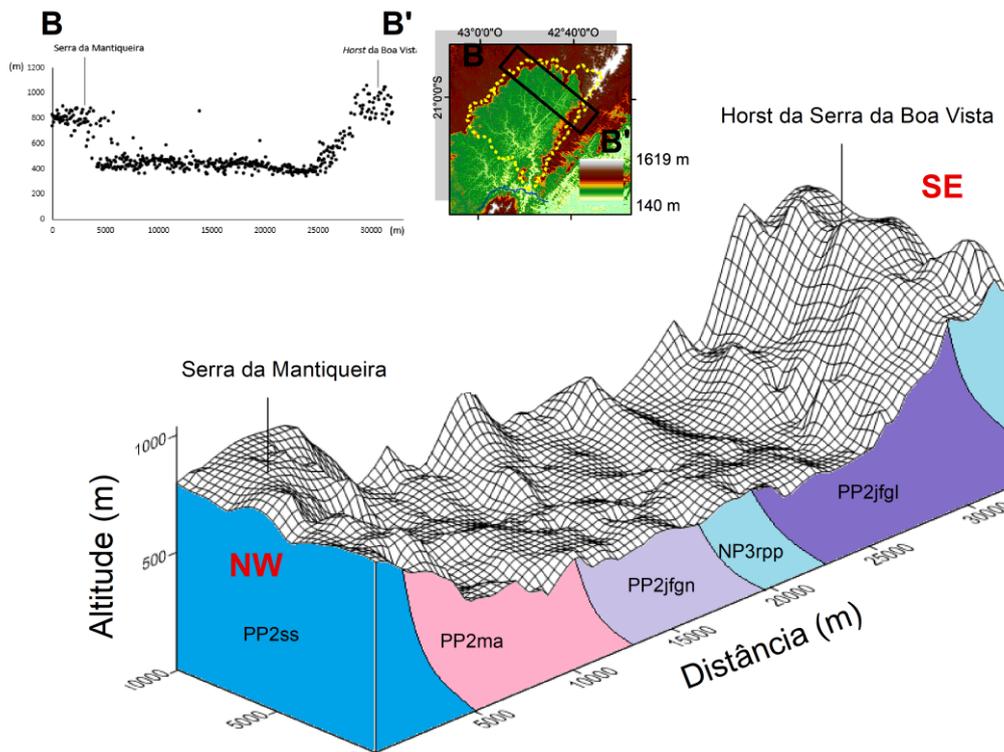


Figura 31 - Perfil em varredura B-B' tridimensional e bidimensional ilustrando a organização morfológica de setores do vale do rio dos Bagres e médio curso do rio Xopotó, com unidades geológicas reconhecidas por Heineck *et al.* (2003). Litologia: NP3rpp - Grupo Raposo: litofácies paragnaisse; PP2ss - Complexo São Sebastião do Soberbo: paragnaisse, quartzito, anfíbolito, formação ferrífera e rocha calcissilicática; PP2jfgl - Complexo Juiz de Fora: litofácies ortognaisse granulítico: enderbito, norito; PP2jfgn - Complexo Juiz de Fora: litofácies ortognaisse migmatítico; PP2ma - Complexo Mantiqueira: ortognaisse, anfíbolito, migmatito, metaultramáfica.

O perfil C-C' (Figura 32), traçado diagonalmente à conformação da bacia em uma orientação NE-SW, contribui para apreensão da diversidade geomorfológica da área, assim como processos fundamentais na configuração morfológica e hidrográfica da região, refletindo de forma explícita à agressividade erosiva das bacias internas a área de estudo em demanda às porções planálticas do sistema hidrográfico disposto nas porções elevadas.

O comportamento mais expressivo representado no perfil C-C' concerne-se à captura fluvial do rio dos Bagres, denominada por Cherem *et al.* (2013) como captura fluvial de 'Vilas-Boas', na qual o córrego das Tábuas (pertencente à bacia do rio Doce) é capturado pelo rio dos Bagres (bacia do rio Paraíba do Sul). Esse processo de captura reporta o caráter mais agressivo da bacia tomada como recorte espacial em detrimento das bacias hidrográficas adjacentes que circundam os setores escarpados.

O perfil em voga apresenta diferenças marcantes entre os setores NE e SW. Na porção NE tem-se a confluência da Serra da Mantiqueira com o *Horst* da Serra da Boa Vista, configurando um setor no qual o escarpamento apresenta-se escalonado. O bloco mais elevado alcança altitudes próximas a 1600 m e tem um desnível altimétrico de aproximadamente 600 metros tomando por marco as cabeceiras do rio dos Bagres, marcando o setor interfluvial das bacias dos rios Doce, Xopotó e Muriaé. Os basculamentos de blocos ocorrem de forma preferencial para NE, enquanto o setor no qual se dispõem o flanco oposto, drenado pelos afluentes do rio Muriaé, o mergulho se dá para NW. Em termos geológicos o setor mais alçado vincula-se a litologias enderbíticas, mas, sobretudo, por metatonalitos. O setor escarpado no qual se processa a captura tem-se evidenciado uma alternância geológica de rochas do Complexo Paraíba do Sul e tonalitos, que marcam todo vale estrutural encaixado do rio dos Bagres.

O setor SW do perfil C-C' é marcado por variações altimétricas no intervalo entre 900 e 400 m, com blocos basculados no sentido SE, definindo o setor interfluvial da bacia do rio Xopotó com o rio Paraopeba (também afluente da margem direita do rio Pomba) e no qual tem-se um desnível altimétrico que marca a passagem do divisor hidrográfico da bacia da Serra da Mantiqueira para os compartimentos de morros alinhados e morrarias. O corpo intrusivo granítico responde pelo setor transicional descrito anteriormente, enquanto a Suíte Mercês-Ubari de fácies graníticas se dispõe na porção planáltica da Mantiqueira.

O escalonamento e basculamento reconhecido nos perfis de relevo em varredura para distintos setores da bacia hidrográfica do rio Xopotó interceptados por falhas NE-SW reforçam a origem tectônica da bacia.

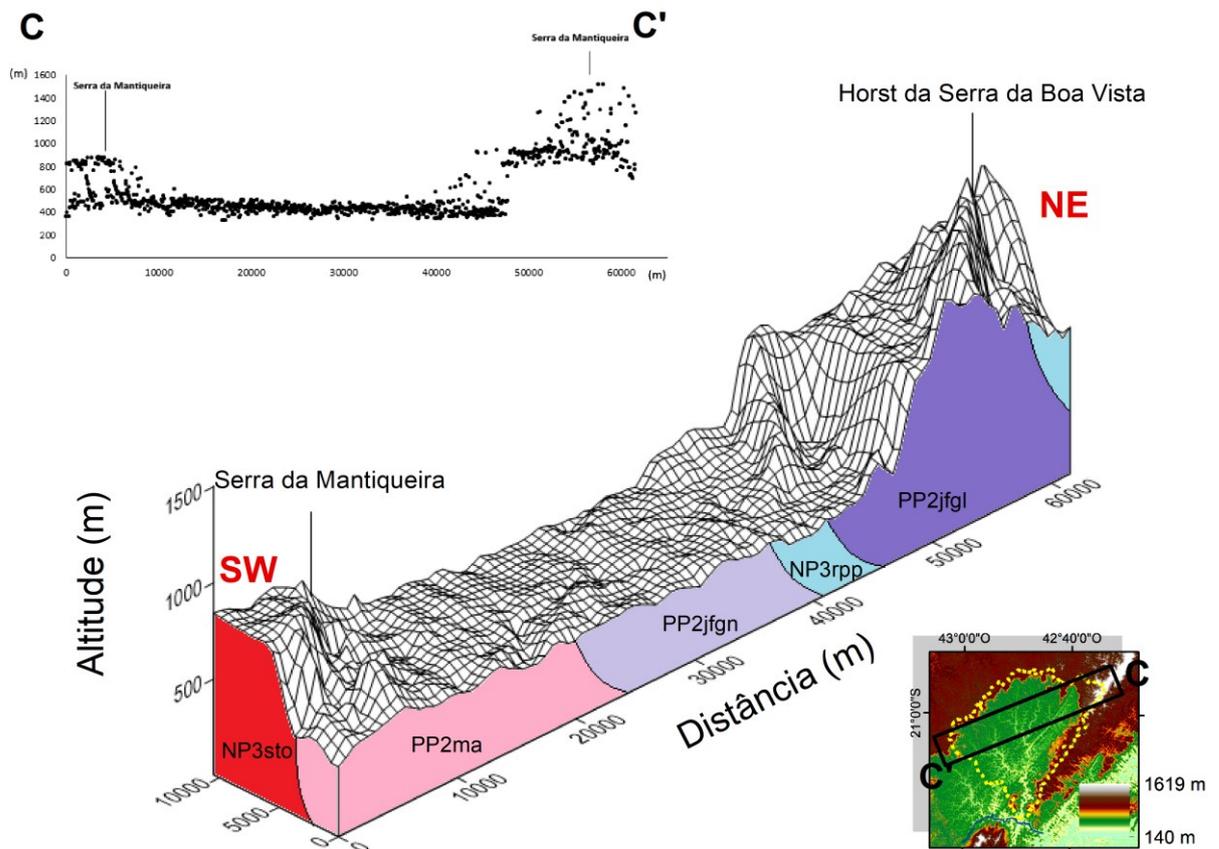


Figura 32 - Perfil em varredura C-C' tridimensional e bidimensional ilustrando a organização morfológica de setores do alto curso rio dos Bagres, evidenciando a porção de captura fluvial e os desníveis altimétricos intrínsecos ao setor, com unidades geológicas reconhecidas por Heineck *et al.* (2003). Litologia: NP3rpp - Grupo Raposo: litofácies paragnaisse; PP2jfgl - Complexo Juiz de Fora: litofácies ortognaisse granulítico: enderbito, norito; PP2jfgn - Complexo Juiz de Fora: litofácies ortognaisse migmatítico; PP2ma - Complexo Mantiqueira: ortognaisse, anfíbolito, migmatito, metaultramáfica; NP3sto - Suíte Serra dos Toledos: granitos foliados.

### 5.3 LINEAMENTOS E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS

Foram reconhecidos para área de estudo 2085 lineamentos (Figura 33), sendo 1240 lineamentos de relevo e 845 lineamentos de drenagem. Identifica-se uma concentração de lineamentos NW-SE (20,04 %), NE-SW (18,36 %) e W-E (15,53 %) respondendo por aproximadamente 54% dos lineamentos mapeados para área de estudo.

O mapa de densidade de lineamentos (Figura 34) apresenta uma maior concentração (2,51 a 3 km/km<sup>2</sup>) dos lineamentos setorizando compartimentos desnivelados, sobretudo, pelo componente NE-SW na porção oriental da bacia. É possível identificar lineamentos paralelos aos cursos dos canais principais que promovem significativas reorganizações nos padrões de drenagem.

As implicações tectônicas no desnivelamento topográfico na área seriam responsáveis pelo abatimento do bloco a noroeste do *horst*, que define o médio e baixo curso do rio dos Bagres, o qual foi interpretado como vale estrutural de orientação paralela ao *horst* NE-SW. Esta configuração é uma organização tipicamente tafrogênica, a qual foi reconhecida por Oliveira (2018) como um hemigráben, e na qual os compartimentos adjacentes estariam dispostos em patamares escalonados topograficamente, tomando como referência o vale estrutural do rio dos Bagres.

Sincronicamente a instalação do hemigráben é que provavelmente se teve a definição da orientação do rio Xopotó para o padrão N-S, uma vez que o rio Pomba se aproveitando de fraturas NW-SE, teria se encaixado formando a típica garganta epigênica do baixo curso da bacia. Esta configuração foi o ponto de partida para à instalação de vagas erosivas que formaram a Depressão de Ubá.

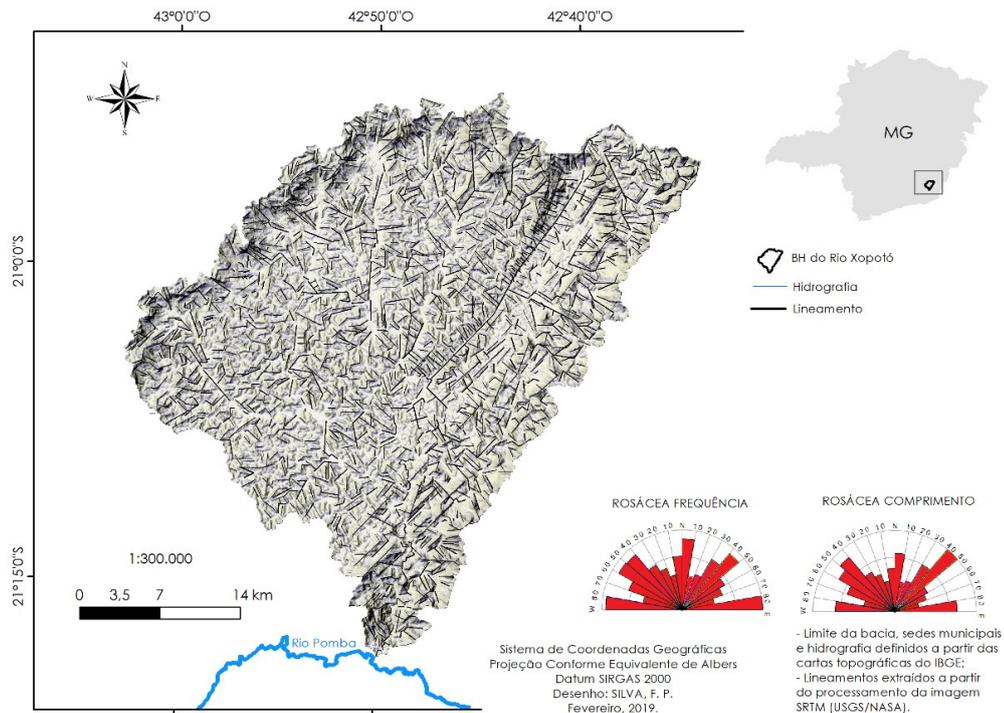


Figura 33 - Lineamentos estruturais e diagrama de rosetas reconhecidos para área de estudo.

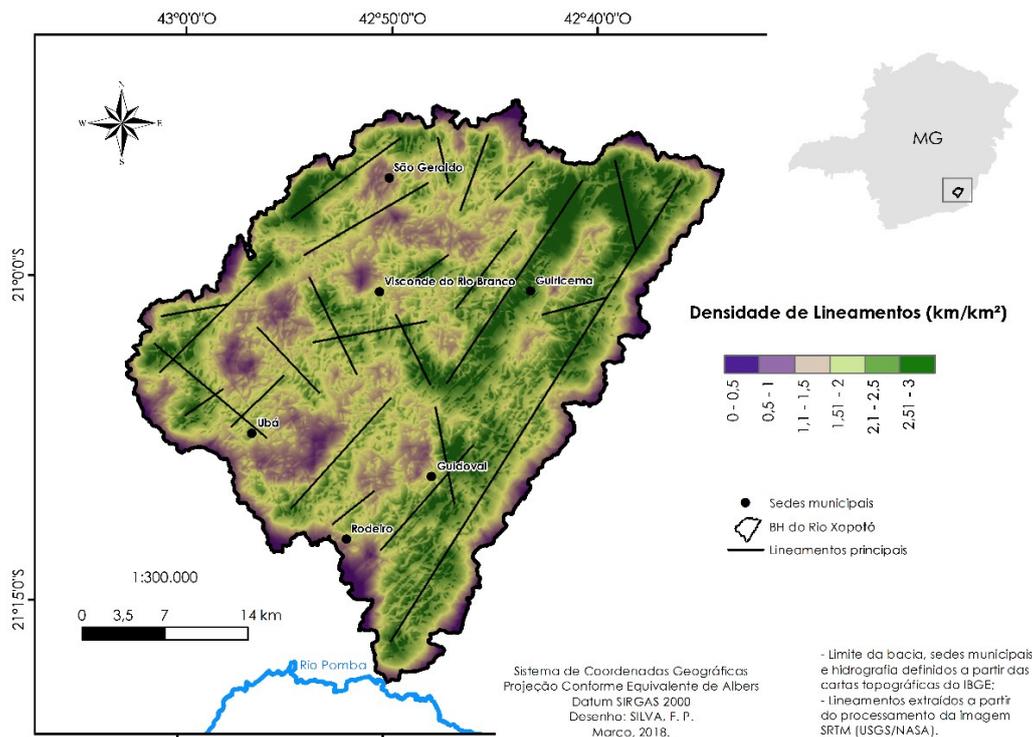


Figura 34 - Densidade de lineamentos e feixes principais de lineamentos reconhecidos para área.

### 5.3.1 LINEAMENTOS E ANOMALIAS DE DRENAGEM

Foram reconhecidos manualmente 845 lineamentos de drenagem (Figura 35). A apreensão das direções principais e do comprimento dos lineamentos se deu com a obtenção da frequência absoluta e comprimento absoluto no diagrama de rosetas do *software* Spring 5.1.8.

Os lineamentos marcados correspondem a segmentos retilíneos ou em arco dos canais fluviais, quando condicionados pela litologia ou pela estrutura geológica da superfície. As feições indicariam traços de fratura, que representariam zonas de maior concentração de fraturamento. Incorporou-se os critérios definidos por Gomes (2008) para reconhecer os lineamentos, sendo decalcados: a) dois ou mais canais que seguem a mesma direção paralelamente; b) canais alinhados na mesma direção que fluem em sentidos opostos; c) canais alinhados na mesma direção, e que convergem para um ponto comum; e d) segmentos de canais alinhados retilíneos.

Os lineamentos de drenagem concentram-se principalmente em NW-SE e NE-SW, estando os maiores comprimentos dos lineamentos dispostos entre N30-50E e N40-50W, denotando indícios mais expressivos de fraturas na direção NE-SW, seguida de NW-SE. Com relação à análise estatística da distribuição dos lineamentos conforme o

comprimento se identifica em termos percentuais que 69,5 % dos lineamentos tem uma extensão de até 1 km, se o recorte for expandido para 2,0 km a proporção atinge 94,76%.

A configuração de maior expressão na área disposta ao padrão NE-SW é o lineamento do vale estrutural do rio dos Bagres, interpretado por Oliveira (2018) como uma falha ativa, enquanto a segunda tendência é representada nos vales truncados com direção NW-SE, como a do alinhamento reconhecido por Oliveira (2018) como Lineamento Cabeça Preta, que define o vale do Córrego Santana.

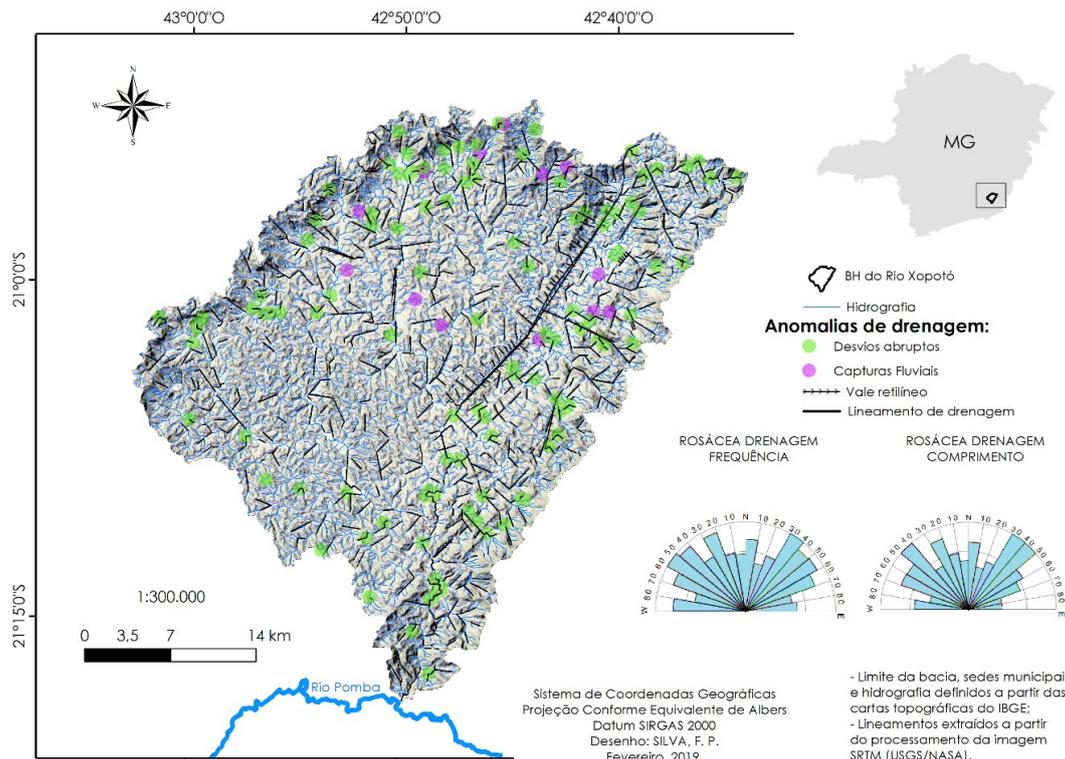


Figura 35 - Mapa de lineamentos interpretados para rede de drenagem na área de estudo. Na parte inferior direita, diagramas de rosáceas de frequência e comprimento indicam as orientações preferenciais dos lineamentos.

É evidente uma maior concentração dos lineamentos nas adjacências do *Horst* da Serra da Boa Vista e poucos controles nos compartimentos da Depressão de Ubá. A respectiva tendência, conseqüentemente, é refletida na distribuição das anomalias de drenagem, sendo perceptível a maior preponderância de desvios abruptos e vales retilíneos nos compartimentos vinculados aos blocos basculados e rebaixados, no qual se instalou o rio dos Bagres. Contudo, as anomalias se distribuem em todos os compartimentos, indicando modificações na organização hidrográfica em todos os compartimentos morfológicos, sugerindo uma ação tectônica ajustada às especificidades morfológicas de cada unidade do relevo.

A influência de fraturas se dá de forma aglutinada em canais de distintas ordens hierárquicas, tendo uma influência de forma predominante nos canais de menor extensão, mas não de maneira exclusiva, indicando que canais de maior extensão também são cooptados aos alinhamentos e estruturas impostas por rupturas e lineamentos. O exemplo mais claro dessas implicações ocorre na configuração do baixo curso do rio principal, onde se tem o setor mais rebaixado para o *Horst* da Serra da Boa Vista. As mudanças nos aspectos morfológicos sinalizam que este setor se encontra em soerguimento, o expressivo entalhe do canal e a redução areal de planícies, associado às vertentes e vales confinados com maior declive, conjugada à formação de *knickpoints*, remontam a uma evolução sintonizada com as implicações do *horst* (Figura 36)



Figura 36 - Configurações do baixo curso do rio Xopotó, com *knickpoints* e corredeiras elevando a energia da corrente em contexto no qual o canal se ajusta a inflexões abruptas. Foto: F.P. Silva (2019).

### **5.3.2 LINEAMENTOS DE RELEVO E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS**

Os lineamentos marcados correspondem a cristas alongadas, morros, morrotes e colinas alinhadas. Foram reconhecidos manualmente 1240 lineamentos de relevo (Figura 37). Os lineamentos de relevo concentram-se em W-E, NW-SE, NE-SW e N-S, tendo os maiores comprimentos dispostos no intervalo N40-50E, N80-90E, N40-60W e

N80-90W, evidenciando as orientações preferências que controlam a configuração do relevo e com possíveis fraturamentos de orientação preferenciais em NE-SW, seguida de NW-SE e W-E.

O respectivo padrão reforça a ideia de que as falhas mais proeminentes em extensão para região, dispostas na orientação NE-SW, seriam falhas pré-cambrianas reativadas no Mioceno e refletindo à influência do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro. Estas indicando ainda o comportamento ressurgente da tectônica cenozoica para área, alinhada as concepções de Hasui (1990). O componente NW-SE seria relacionado à fase tectônica extensional NW(WNW)-SE(ESSE) holocênica, assim como o componente W-E se vincula a fase de transcorrência dextral W(WNW)-E(ENE) pleistocênica-holocênica, ambas poderia fases reconhecidas por Mello *et al.* (2005).

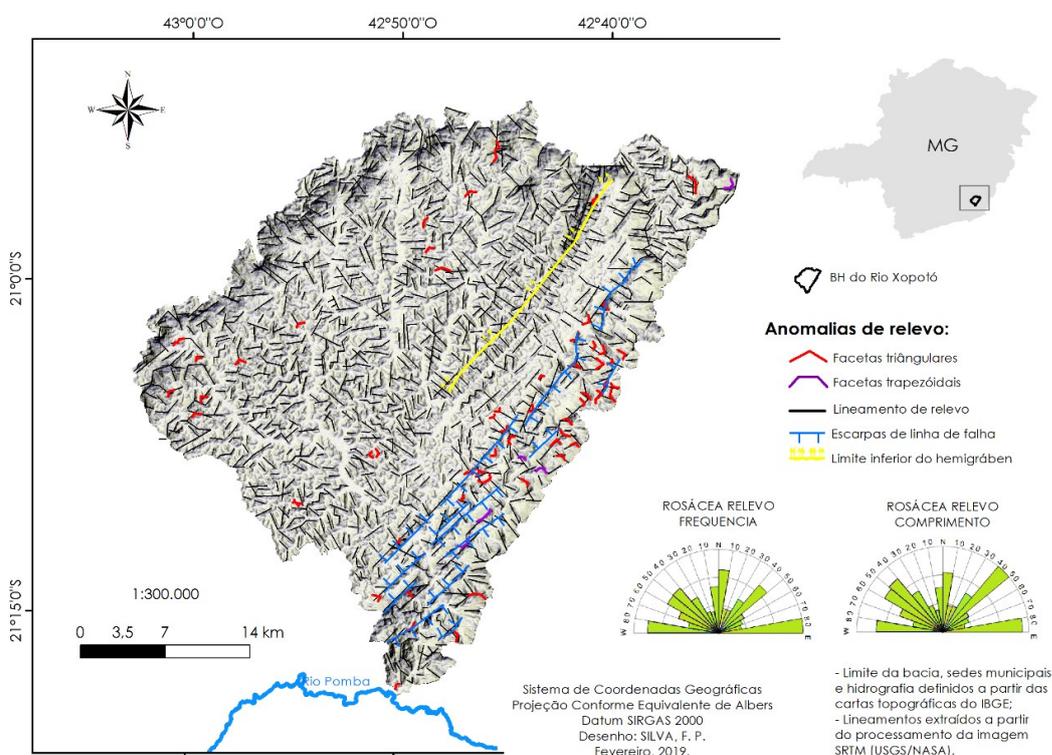


Figura 37 - Lineamentos de relevo e anomalias de relevo reconhecidas para área de estudo. Na parte direita inferior os diagramas de roseta sistematizando as principais frequências e comprimentos para área de estudo.

A análise dos lineamentos permite evidenciar uma maior concentração de lineamentos NE-SW nos terrenos do *Horst* da Serra da Boa Vista e uma maior concentração de lineamentos NW-SE nos compartimentos a oeste da depressão do rio dos Bagres. Nesse sentido, se evidencia a expressiva concentração de facetas

triangulares e trapezoidais nos segmentos do *Horst*, geralmente adjacente aos setores nas proximidades da escarpa de linha de falha (Figura 38).



Figura 38 - Morros alinhados em borda de escarpa exibindo facetas trapezoidais (1) e triangulares (2) sugerindo controle tectônico desses setores. Foto: F. P. Silva (2019)

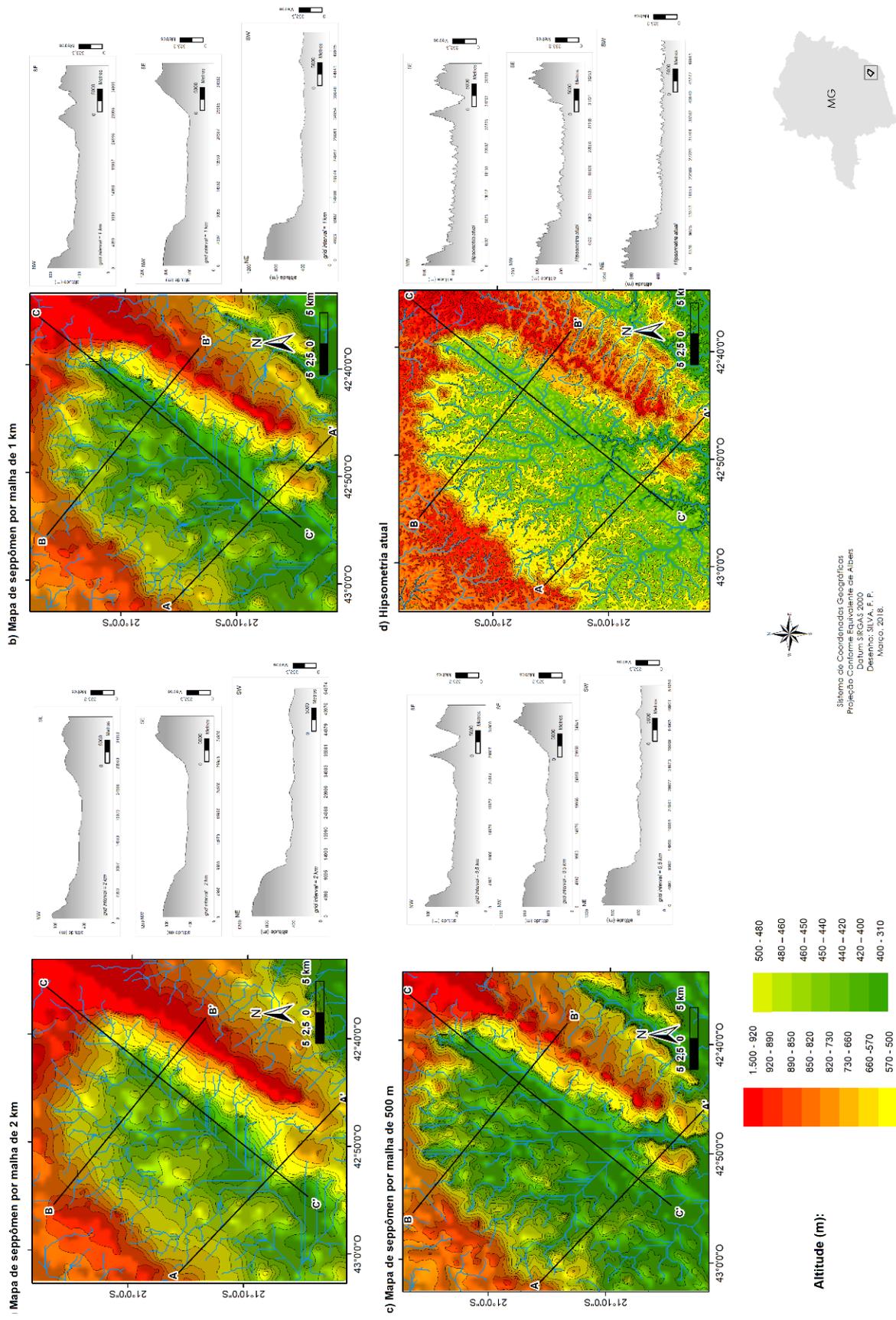
## **6. RECONSTITUIÇÃO PALEOTOPOGRÁFICA E CONDICIONAMENTO TECTONO-EROSIVO DAS ESCARPAS**

A configuração do relevo discutida anteriormente pode ser interpretada a partir da reconstituição paleotopográfica para a área de estudo, buscando convergir as análises às perspectivas evolutivas e processos que atuam na esculturação das paisagens, dando indícios para um quadro de desenvolvimento distinto para diferentes setores da bacia em conjunto às implicações morfotectônicas e morfodinâmicas na configuração dos diferentes compartimentos.

Nesse sentido, a reconstituição paleotopográfica articulada a partir da técnica seppômen, mesmo não figurando como uma técnica geocronológica, permite a partir da modelagem dos pontos culminantes reconhecidos para diferentes malhas regulares discutir características relativas à evolução do relevo em um significado temporal.

Com isso, dois aspectos principais serão discutidos a partir da análise das paleosuperfícies, reconhecidas em planta e perfis gerados para diferentes malhas: i) o primeiro arranjo a ser interpretado e discutido é a relação da configuração das rupturas topográficas à reconfiguração hidrográfica; ii) em seguida, busca-se identificar a possível manutenção de um condicionamento tectônico das porções alçadas para as diferentes malhas com a integração do índice morfotectônico da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - Smf.

Na figura 39 se retratou as reconstituições paleotopográficas para as malhas de 2 km<sup>2</sup> (Figura 39a), 1 km<sup>2</sup> (Figura 39b) e 0,5 km<sup>2</sup> (Figura 39c) e relevo atual (Figura 39d), em paralelo aos perfis topográficos para cada segmento decalcado.



15 Figura 39 - Reconstituição paleotopográfica para área de estudo, assim como os perfis topográficos e paleotopográficos.

## 6.1 CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA DO PALEORRELEVO

A análise conjunta das malhas paleotopográficas evidencia alguns padrões para área, a começar pelo retrabalhamento das escarpas a partir de um rebaixamento e seccionamento em diferentes trechos, assim como a ampliação da sinuosidade da mesma em diferentes setores, sugerindo as dinâmicas que proporcionaram a configuração dos compartimentos geomorfológicos e desnivelamentos topográficos nas escarpas.

Segundo Goudie (2004), as escarpas de falha são geradas quando a superfície do terreno se move numa direção paralela ao longo de um plano de falha. São geralmente relacionadas a ambientes distensivos, formadas por um gráben (bloco em subsidência), margeando *horsts* (blocos soerguidos), delimitados por falhas normais que se apresentam como escarpas. O padrão mais comum na paisagem é o hemigráben assimétrico, com uma margem falhada e uma borda flexural (Figura 40), uma vez que o modelo simétrico ideal dos grábens é pouco observado na natureza. Suguio (2010) aponta que o intemperismo e erosão ao promoverem o desmantelamento da falha se configura uma típica escarpa de linha de falha, contudo, se o movimento da escarpa é reativado há o aparecimento de sucessivos terraços suspensos ou a geração de escarpas menores ao longo de falhas paralelas à falha principal.

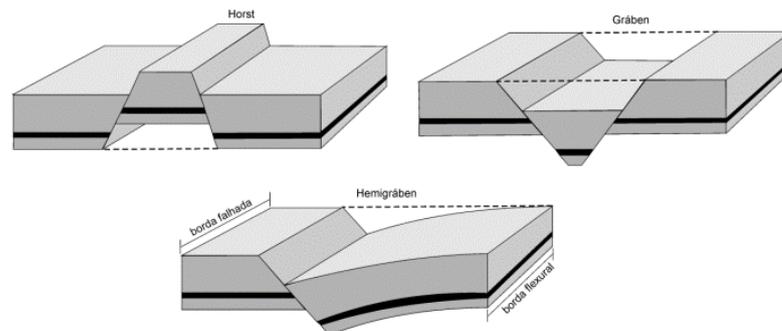


Figura 40 - Características dos *Horst*, Gráben e hemigrábens.

Fonte: Adaptado de Fossen (2012).

Para Goudie (2004), as escarpas erosivas seriam fruto da erosão diferencial de rochas ou a diferenças de níveis de base, como resposta à elevação regional decorrente de processo de rifteamento. Com relação a esta última, Van der Beek *et al.* (2002) tecem distinções quanto aos processos de evolução, sendo o primeiro tipo de evolução relacionado à formação da escarpa por desmantelamento da escarpa por incisão vertical

(*downwearing*) da rede de drenagem e preservação da posição inicial do interflúvio. O segundo processo envolveria a retração lateral (*backwearing*) da escarpa, contribuindo assim para o recuo do divisor.

Nesse sentido, compreendendo estes aspectos balizadores é que se discute a consolidação dos setores escarpados, sendo possível identificar o expressivo seccionamento e retrabalhamento das escarpas, pronunciado nos segmentos NW e NNE das porções alçadas, reconhecidas como escarpas erosivas, sendo evidente o ganho de sinuosidade desses terrenos. Quanto a esses segmentos, se identifica uma atuação conjunta dos mecanismos de evolução de escarpas apresentados por Van der Beek *et al.* (2002), sendo evidente nos perfis comparativos A-A', B-B' e C-C' (Figura 41) a atuação sincrônica entre incisão vertical e recuo erosivo para os setores escarpados, principalmente no que se refere a comparação da malha representativa de um relevo mais longínquo e do perfil topográfico, no qual se extrai que as frentes escarpadas foram afetadas por um recuo de um intervalo máximo de até  $\pm 400$  metros (Figura 41C), enquanto se identifica uma incisão vertical de  $\pm 50$  metros (Figura 41B) nas escarpas erosivas, chegando até  $\pm 200$  metros na consolidação de uma garganta epigênica no baixo curso (Figura 41A).

A atuação conjunta dos processos de retração e incisão vertical na evolução das escarpas foi primeiramente levantada a partir de dados secundários, modelagem dos vales e análise morfológica por Marent (2016) para as escarpas na área de estudo, o qual sugere que a morfogênese desses setores seria marcada por capturas fluviais a partir de recuo lateral e incisão vertical na zona de *knickpoints*, com efeito sinérgico ao longo do canal principal e tributários.

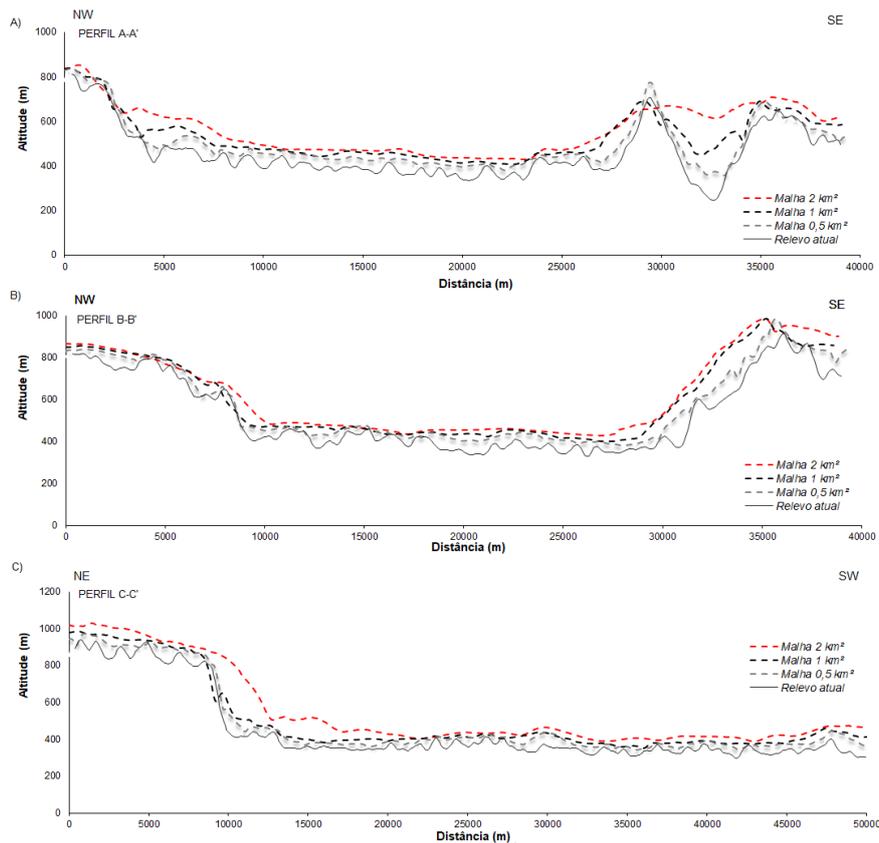


Figura 41 - Comparação da configuração paleotopográfica para diferentes malhas para o perfil A-A', B-B' e C-C'.

Nesse sentido, as capturas fluviais seriam originadas pela maior competência erosiva das drenagens dispostas na frente das escarpas em relação às drenagens que dissecam o planalto com fluxos em direção a escarpa. Os fluxos, portanto, se deslocariam para o interior do planalto capturado, com os fluxos de drenagem em direção da escarpa submetidos ao novo nível de base. Com isso, a atuação conjunta dos fluxos de drenagem que foram capturados mais o elevado gradiente da escarpa levaria à rápida incisão vertical na área do *knickpoints* conjugada à retração lateral com propagação a montante. Desse modo, com o tempo a propagação do *knickpoints* a montante por recuo lateral sincronizado à incisão vertical leva à formação de uma nova escarpa e evolução do vale fluvial. O processo de evolução da escarpa é apresentado na figura 42.

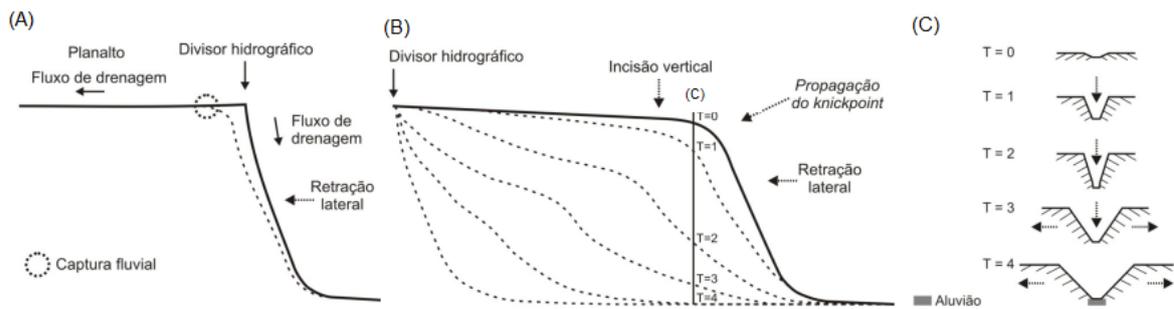


Figura 42 - Evolução das bordas escarpadas por capturas fluviais (A) com a atuação conjunta de retração lateral e incisão vertical na propagação do *knickpoints* conjugada (B) e evolução dos vales fluviais (C).

Fonte: Adaptado de Marent (2016).

O rebaixamento da paisagem por implicações erosivas é pronunciado, principalmente em terrenos drenados por canais com orientações NW-SE, já definindo os principais compartimentos da Depressão de Ubá. Os perfis comparativos A-A' (Figura 41A) também demonstram que o escalonamento da paisagem era mais discriminável para os compartimentos internos à bacia, principalmente aos setores alçados na porção NW do perfil, sendo possível identificar este padrão mais claro nas malhas maiores (2 km<sup>2</sup> e 1 km<sup>2</sup>).

As configurações inerentes ao *Horst* da Serra da Boa Vista indicam um padrão que sugere uma evolução dessa porção alçada de uma escarpa de falha para uma escarpa de linha de falha. O respectivo padrão é mais evidente nas malhas de 1 km<sup>2</sup> e 0,5 km<sup>2</sup>, indicando uma acentuação dos declives e retilinearidade nesse intervalo. O processo de retrabalhamento dessa frente escarpada é ilustrado na porção SE nos perfis comparativos B-B' (Figura 41B). Um aspecto evidenciado nesses perfis é o processo de retração dessas porções escarpadas com a manutenção dos declives, assim como ampliação dos declives em alguns segmentos da escarpa. Nesse sentido, a tectônica seria o condicionante principal na emolduração desse setor através de abatimentos e basculamento de blocos introduzindo os degraus e desníveis menores intrínsecos à este compartimento e a sua tipologia de um hemigráben, que também é defendida por Oliveira (2018) para caracterizar a configuração dos compartimentos escalonados para área, a qual apenas as porções alçadas a SE, disposta a uma orientação NE-SW, corresponderia ao bloco soerguido, reconhecido como *Horst* da Serra da Boa Vista por Noce *et al.* (2003), e a porção rebaixada e flexurada onde se estabelece o vale estrutural do rio dos Bagres correspondente ao Gráben.

No *horst* da Serra da Boa Vista, não se identifica um seccionamento das escarpas na mesma proporção que as demais porções escarpadas. Contudo, à primeira vista, o aspecto mais atraente ilustrado nos mapas de reconstituição paleotopográfica é o processo de consolidação da garganta epigênica nas escarpas SE, assim como a migração do rio Xopotó de SW (Figura 39A e 39B) para SSE (Figura 39C e 39D). Marent (2016) defende que esta ruptura tenha ocorrido a partir do Mioceno e seria responsável pela ampliação da vaga erosiva para área. O respectivo setor estava sustentado com prováveis altitudes superiores a 500 metros, conectadas as porções alçadas a altitudes superiores a 900 metros. Nesse setor é notável um entalhe vertical do setor escarpado no *horst* em cerca de 200 metros; esta característica é evidenciada nos perfis comparativos A-A' (Figura 41A), promovendo um forte desnível e aprofundamento do nível de base local, assim como aumento das declividades das vertentes e aumento do gradiente dos canais.

## 6.2 CONDICIONAMENTO TECTÔNICO DAS ESCARPAS

Os mapas paleotopográficos para distintas malhas permitiram reconhecer hipoteticamente as frentes escarpadas. Assumindo isso, aplicou-se o índice da *Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - Smf* para as frentes escarpadas do paleorrelevo, de modo a verificar o grau de retrabalhamento em diferentes setores das escarpas erosivas e escarpas de linhas de falha reconhecidas para área.

Nessa abordagem se pode aplicar o índice para as diferentes malhas na escarpa interpretada como de linha de falha para o *Horst* da Serra da Boa Vista, assim como para os segmentos N e W da Serra da Mantiqueira. O quadro 6 apresenta os resultados do índice aplicado para as escarpas que caracterizam a maior parte dos interflúvios.

Os valores de *Smf* para as malhas topográficas de 1 km<sup>2</sup> e 2 km<sup>2</sup>, que caracteriza um paleorrelevo em um lapso temporal maior, evidencia uma sinuosidade baixa para o *Horst* da Serra da Boa Vista e média para ambos segmentos das escarpas da Serra da Mantiqueira, indicando que nas escarpas da Serra da Mantiqueira o controle tectono-estrutural é pouco preponderante desde a sua fundação, nas quais os processos erosivos já logravam algum êxito em seu desmantelamento.

Quadro 6 - Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (*Smf*) para o relevo atual e para os mapas de reconstituição paleotopográfica.

	<b>Sinuosidade da Escarpa Montanhosa - <i>Smf</i></b>		
	<b><i>Horst</i> da S. B. V</b>	<b>S. Mantiqueira, N</b>	<b>S. Mantiqueira, O</b>
Relevo atual	1,33	<b>1,55</b>	<b>1,36</b>
Paleorrelevo 0,5 km <sup>2</sup>	<b>1,06</b>	<b>1,64</b>	<b>1,27</b>
Paleorrelevo 1,0 km <sup>2</sup>	<b>1,05</b>	1,15	1,41
Paleorrelevo 2,0 km <sup>2</sup>	1,07	1,21	1,19

OBS.: Os valores em destaque correspondem à alteração do padrão de aumento ou diminuição da sinuosidade das escarpas.  $Smf \leq 1,10$  = baixa sinuosidade;  $>1,11$   $Smf \leq 1,50$  = média sinuosidade; e  $Smf \geq 1,51$  = alta sinuosidade.

Modificações no padrão para escarpas puderam ser evidenciados em um período recente retratado na paleotopografia na malha de 0,5 km<sup>2</sup>, principalmente para o segmento N da Serra da Mantiqueira, no qual se tem uma ampliação da sinuosidade da escarpa e o enquadramento da mesma a um quadro de alta sinuosidade pela ampliação do retrabalhamento erosivo desse segmento da escarpa a despeito de uma redução da sinuosidade na escarpa do segmento W da Mantiqueira, assim como para as faces escarpadas do *Horst* da Serra da Boa Vista, indicando um possível ganho dos mecanismos tectônicos no facetamento desses setores frente aos processos erosivos.

Contudo, o arranjo anterior novamente é revertido para a configuração atual das escarpas, onde se evidencia uma retomada do retrabalhamento e ganho de sinuosidade para as escarpas da Mantiqueira no seu setor W e uma atenuação da mesma para o setor N, sem alterar para esta última o seu enquadramento quanto a uma alta sinuosidade e para anterior como sinuosidade média. No contexto do *Horst* da Serra da Boa Vista, identificou-se um expressivo ganho de sinuosidade e conversão de um quadro de sinuosidade baixa para média, reforçando o entendimento apresentado Marent (2016) de que a partir da consolidação da depressão adjacente ao *horst* dispostas a NE-SW se teria também a consolidação da epigenia responsável pela inversão do curso principal do canal de SW para SE. Estas configurações dão suporte ao quadro de maior sinuosidade identificado no segmento do *horst*, principalmente aqueles correspondentes a setores mais próximos a garganta epigênica, que sugerem um maior desmantelamento e que propiciaram de modo efetivo a conversão para um cenário de média sinuosidade.

Outro aspecto a ser sublinhado pela relação do *Smf* à configuração paleotopográfica é que a reconstrução do paleorrelevo foi sensível à instalação dessa porção abatida na qual se alojou o rio dos Bagres, sendo perceptível o menor espaçamento das isolinhas indicando um maior gradiente nas escarpas de linha de falha do *horst* em consonância a uma atenuação do gradiente no compartimento deprimido onde se instalou o canal principal paralelo ao alinhamento serrano sobre um vale estrutural coletando os afluentes da sua margem direita em ângulos retos, conformando inúmeras inflexões abruptas em padrão de drenagem variando de treliça a retangular, indicando assim algum controle desse arranjo.

Desse modo, o referido recurso metodológico contribui para o reconhecimento hipotético de fases de maior e menor controle tectônico nas escarpas, assim como a avaliação do maior controle tectônico no contexto do *horst*, que sempre congregou uma maior retilinearidade, reforçando a classificação desse segmento como pilar tectônico para o contexto regional das Serras da Zona da Mata mineira.

## 7. REDE DE DRENAGEM E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

Para análise morfométrica da bacia do rio Xopotó, optou-se por uma hierarquização e individualização de sub-bacias conforme a proposta de Strahler (1952).

Nesse sentido, a hierarquia fluvial do rio Xopotó (Figura 43) é reconhecida como de 7ª ordem (37 km), possuindo 3 canais de 6ª ordem (72 km), 9 canais de 5ª ordem (167 km), 38 canais de 4ª ordem (476 km), 140 canais de 3ª ordem (700 km), 665 canais de 2ª ordem (1471 km) e 2547 canais de 1ª ordem (3235 km).

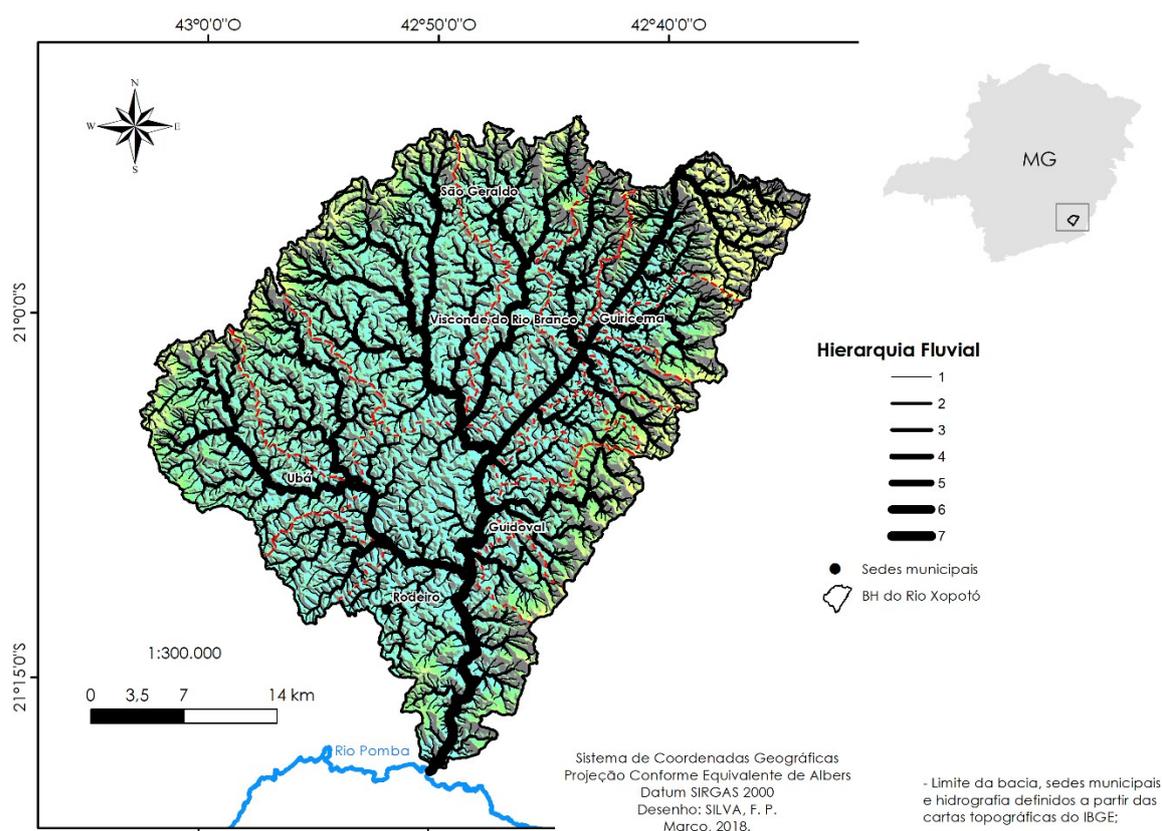


Figura 43 - Hierarquia da rede de drenagem da bacia do rio Xopotó, indicando a 7ª ordem hierárquica do sistema fluvial, as linhas pontilhadas em vermelho evidenciam as sub-bacias de 5ª e 4ª ordem.

### 7.1 DENSIDADE DE DRENAGEM E TAXAS EROSIVAS

Com base no mapa densidade de drenagem, proposta por Horton (1945), é possível a segmentação do terreno a partir de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagem, que podem refletir controle neotectônico, uma vez que em tese áreas com baixa densidade de drenagem podem estar associadas a áreas em subsidência, enquanto as áreas com elevada densidade de drenagem poderiam estar associadas a um setor em ascensão.

A densidade de drenagem representa o grau de dissecação topográfica, expressando a disponibilidade de canais para escoamento, sendo o grau em que a bacia é dissecada frequentemente usado para entender a evolução da paisagem em uma área onde o clima e a tectônica operam em conjunto (CHRISTOFOLETTI, 1980; TARBOTON *et al.*, 1992). A integração das taxas de erosão mensuradas por Cherem *et al.* (2012) e Oliveira (2018) para área de estudo permitiu avaliar o grau de dissecação em diferentes setores, implicando na organização da densidade de drenagem (Figura 44). Montgomery e Dietrich (1989) também discutem a relação entre a densidade de drenagem e taxas de erosão.

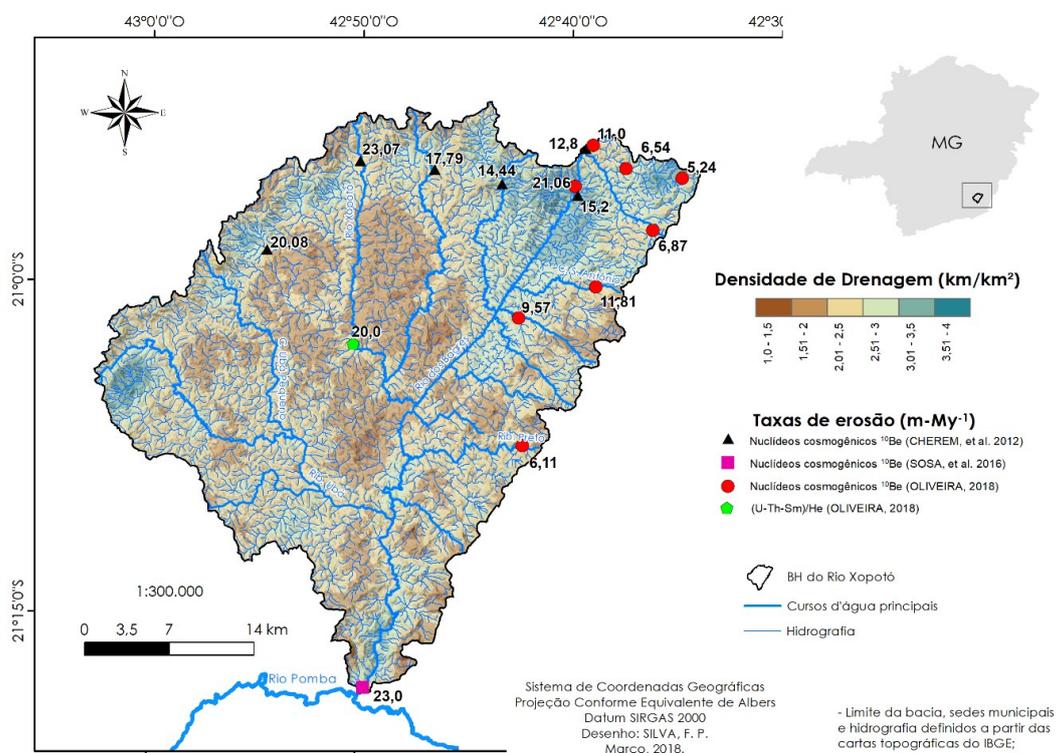


Figura 44 - Densidade de drenagem para área de estudo indicando a alternância de setores com alta densidade de drenagem nas porções alçadas e baixa densidade de drenagem nas porções deprimidas, assim como as taxas denudacionais mensuradas para área.

Em termos gerais se verifica maiores taxas denudacionais para as vertentes escarpadas N e W da Serra da Mantiqueira, tendo valor máximo de 23,07 m-My<sup>-1</sup> (CHEREM *et al.* 2012) para cabeceira do rio Xopotó e valores moderados de 14,44 m-My<sup>-1</sup> (CHEREM *et al.* 2012) para cabeceira do Córrego Crindiúba, ambos setores caracterizados por elevada densidade de drenagem, alta amplitude altimétrica, e conseqüentemente maior gradiente do canal, indicando uma tendência a

retroalimentação negativa no desenvolvimento desses setores. A erosão remontante na reconfiguração das escarpas erosivas é evidentemente mais pronunciada do que nas escarpas de linha de falha, que em diferentes segmentos não apresentaram taxas superiores a  $11,81 \text{ m-My}^{-1}$  (OLIVEIRA, 2018), em um contexto de nítida variabilidade para densidade de drenagem, denotando que os patamares mais elevados estão sendo rebaixados de forma lenta, se tendo um maior potencial erosivo para as bacias alocadas nas vertentes diretamente conectadas à Depressão do Bagres frente as que se dispõem nos blocos intermediários e superiores na paisagem. Outro aspecto relevante é que as maiores taxas denudacionais mensuradas se dispõem em vertentes com orientação a SE nas escarpas erosivas, reforçando o entendimento de uma evolução atrelada à configuração de sub-compartimentos com disposição NW-SE, interceptados por estruturas NE-SW; em contrapartida, se tem taxas menores nas escarpas com orientação das vertentes para NW, que evidenciam compartimentos de menor expressão espacial e maior escalonamento no *Horst* da Serra da Boa Vista, também interceptado por linhas de falhas dispostas sob a orientação NE-SW.

Dados obtidos por termocronologia (U-Th-Sm) /He em grãos de apatita por Oliveira (2018) sugerem para Depressão de Ubá uma taxa de denudação de  $20,0 \text{ m-My}^{-1}$ , desde o Cretáceo Superior/Paleógeno, indicando poucas alterações dessa taxa em um cenário de evolução em largo termo nas taxas de denudação cenozoicas para o terreno. Evidencia-se, portanto, a manutenção de uma taxa constante de erosão para evolução desse segmento e consumo dos setores planálticos e escarpados.

## **7.2 INTERFERÊNCIAS NEOTECTÔNICAS NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO XOPOTÓ**

As características intrínsecas à morfologia do canal principal, e, por consequência, da bacia, foram analisadas a partir de uma análise integrada de informações em planta e perfil, assim como das análises de campo.

### **7.2.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS**

O modelo tridimensional (Figura 45) evidencia que o canal principal apresenta uma maior assimetria da margem direita na Depressão de Ubá, sendo este padrão convertido para uma assimetria da margem esquerda nos terrenos influenciados pelo *Horst* da Serra da Boa Vista. As assimetrias se estendem até o segmento próximo à

garganta epigênica, na qual se evidencia um forte entalhe fluvial do canal, vales e vertentes com maior declive e ausência de estocagem sedimentar, denotando que o bloco se encontra submetido a um soerguimento.

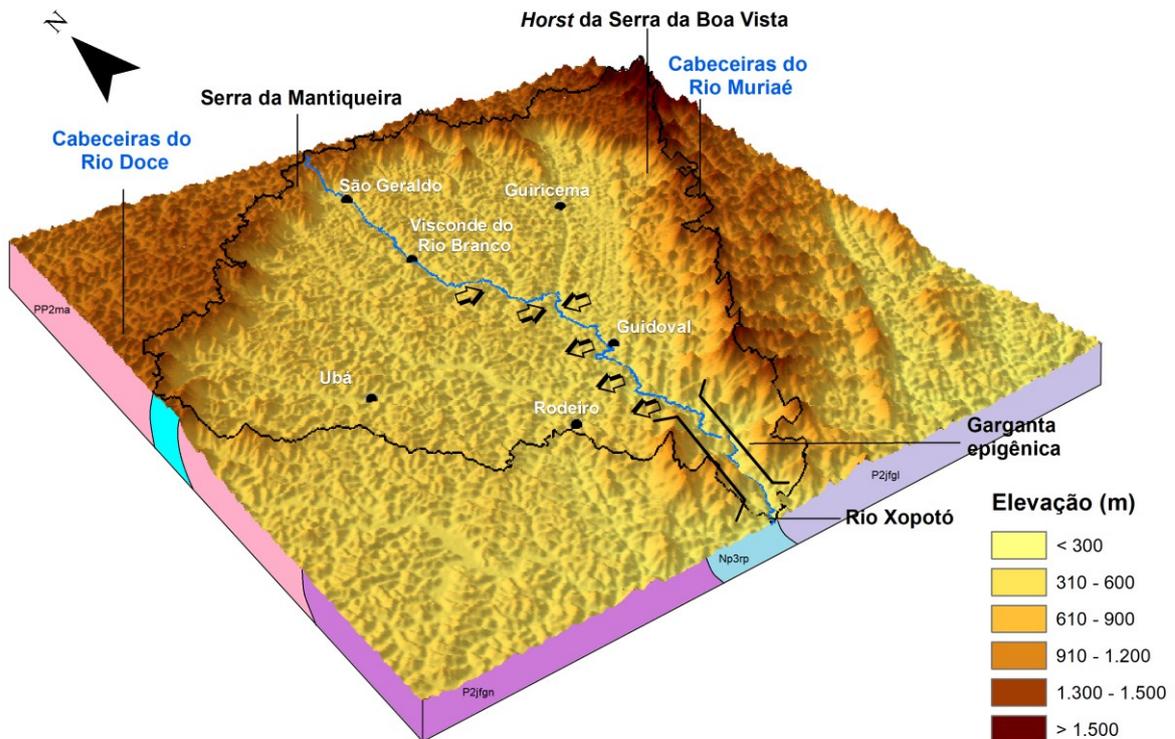


Figura 45 - Modelo tridimensional com assimetrias da bacia do rio Xopotó.

O corredor hidrográfico principal do rio Xopotó assume uma orientação N-S, interceptado por lineamentos de orientações que marcam expressivos esforços E-W, definindo inúmeras inflexões, sugerindo influência de falhas transcorrentes no condicionamento do canal e correspondente à direção dominante dos esforços neotectônicos para os domínios em rochas cristalinas do sudeste brasileiro. O canal principal tem suas cabeceiras alocadas no Planalto dos Campos das Vertentes e, posteriormente, se ajusta às escarpas erosivas, dissecando os flancos escarpados.

### 7.2.2 PERFIL LONGITUDINAL: DESCRIÇÃO

O perfil longitudinal expressa um caráter côncavo-convexo (Figura 46). Desse modo, o perfil exhibe segmentos convexos, côncavos e rupturas de declive (*knickpoints*). Os segmentos convexos exibem várias rupturas de declive.

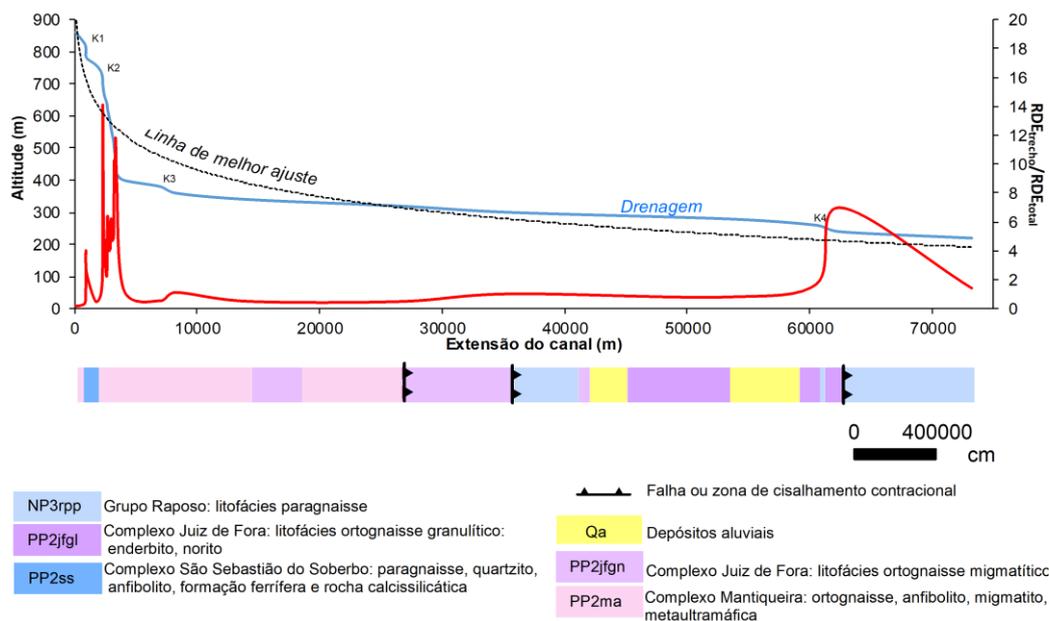


Figura 46 – Perfil longitudinal e substrato geológico do rio Xopotó.

Os segmentos convexos são evidenciados para ao menos quatro segmentos no perfil: os três primeiros segmentos são reconhecidos para os 8 km iniciais, delimitados por rupturas de declive esculpidas em ortognaisses do Complexo Mantiqueira; e o quarto segmento convexo é reconhecido no contato litológico de enderbitos e paragnaisses. No entanto, tanto a jusante e montante desse segmento anômalo, não há qualquer evidência de ruptura associada a estas litologias. Nesse sentido, as rupturas desse trecho não seriam oriundas da erosão diferencial ou meramente fruto do contato litológico, mas produto da tectônica, conforme defendido por Noce *et al.* (2003) e reafirmado por Marent (2016).

As rupturas coincidem com os desnivelamentos topográficos reconhecidos para área nos perfis em varredura, sobretudo aqueles dispostos no sentido NE-SW, assim como as falhas NE-SW mapeadas pelo CPRM e CODEMIG (2014). Nesse sentido, se compreende que as mudanças na morfologia do perfil se vinculam à interseção com lineamentos NE-SW, sendo a relação mais clara na passagem do segmento convexo para o segmento côncavo final.

A convexidade do segmento inicial expressa no perfil pode se dar por alguns fatores, como menor competência erosiva dos fluxos em retrabalhar os materiais e promover incisão fluvial. O substrato ferrífero e paragnáissico com veios de quartzo, mais resistentes à erosão, também influencia a ineficiência do fluxo em promover

incisão fluvial sobre esse segmento. Após vencer esses segmentos o perfil se ajusta aos flancos escarpados em vales retilíneos com elevado gradiente e potencial erosivo no retrabalhamento da frente escarpada sobre embasamento de ortognaisses.

Desse modo, se discutirá a partir de uma análise integrada os aspectos morfoestruturais em consonância com o índice declive-área com intuito de averiguar os possíveis esforços tectônicos nos declives e nas morfologias que indiquem distintas taxas de soerguimento (KIRBY; WHIPPLE, 2001).

### 7.2.3 RELAÇÃO DECLIVE-ÁREA

Os resultados para declive-área para o rio Xopotó apresentam uma dispersão grande, sendo possível a princípio reconhecer dois segmentos (Figura 47 e Quadro 7).

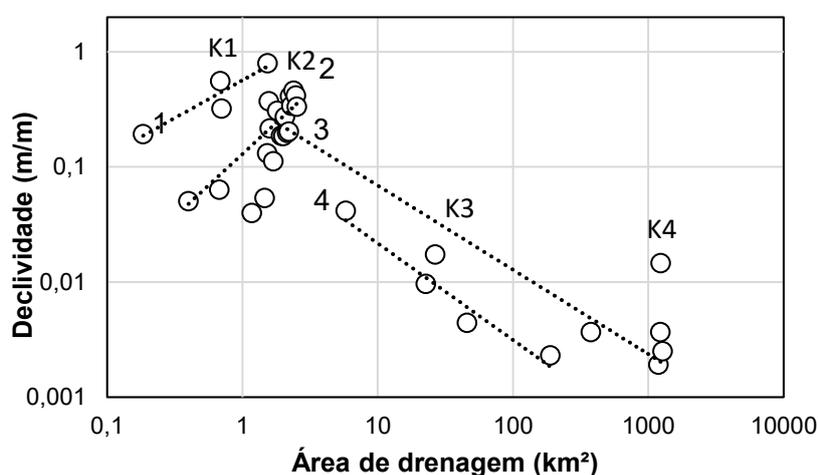


Figura 47 - Relação declive-área para o rio Xopotó. Cada linha pontilhada corresponde a uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 7 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	0,27	-0,61	34	0,70
1	0,56	0,65	4	0,85
2	0,12	1,08	23	0,53
3	0,24	-0,63	13	0,69
4	0,08	-0,95	4	0,95

OBS.: Linha de melhor ajuste;

O primeiro setor, compreendendo áreas de drenagem de até 2,5 km, evidencia um aumento das declividades em direção a jusante ( $R^2 = 0,85 \pm 0,53$ ), na qual imperam processos erosivos difusos de encostas. O segundo segmento já seria marcado por uma

tendência geral de diminuição ( $R^2 = 0,95 \pm 0,69$ ) das declividades rio abaixo, marcando o ímpeto dos processos incisivos em canais.

No primeiro segmento, que corresponde à área de drenagem de até 2,5 km<sup>2</sup>, se constata a alternância do compartimento de morfologias altimontanas para o setor escarpado, ambos com expressiva tendência à convexidade.

Contudo, para uma avaliação mais apurada do componente neotectônico sobre os processos fluviais foram excluídos 10 km<sup>2</sup> iniciais, em consonância à proposta de Whipple e Tucker (1999) que definem este limiar para transição dos processos coluviais e fluviais. O resultado geral (Figura 48 e Quadro 8) apresentou uma baixa correlação dos dados, indicada pela significativa dispersão ( $R^2 = 0,23$ ) e tônica marcada por um canal encaixado, com alta competência no transporte de sedimentos e incisão fluvial.

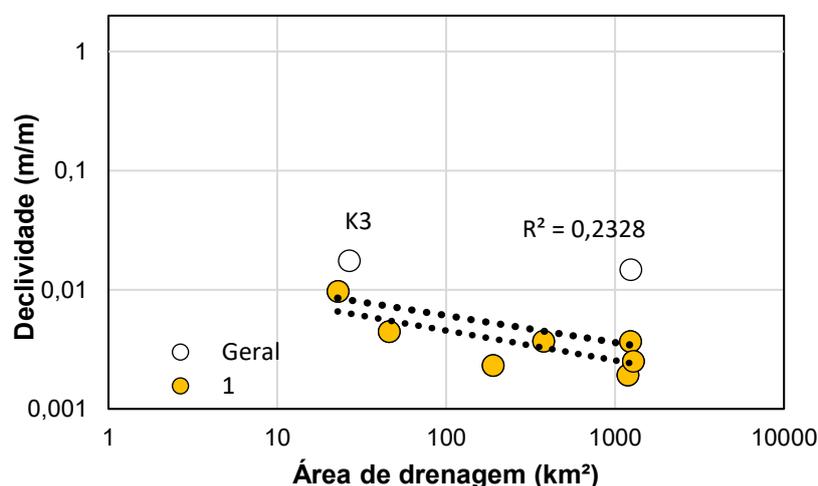


Figura 48 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do rio Xopotó, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial.

Quadro 8 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	$R^2$
Geral	0,017	-0,22	9	0,23
1	0,014	-0,25	7	0,59

OBS.: \*LMA = Linha de melhor ajuste.

A tendência geral revela um padrão côncavo ( $\theta = - 0,22$ ) e com baixo índice de declividade ( $k = 0,017$ ), ressaltando dois componentes desajustados da tendência geral, nos quais se estabelecem rupturas de declive (K3 e K4) que evidenciam a reativação de falhas promovendo um aumento da declividade e maior encaixe da drenagem. Ao excluir os respectivos setores não ajustados, a tendência geral que se tem é uma

ampliação da correlação dos dados ( $R^2 = 0,59$ ) e uma diminuição do índice de declividade ( $k = 0,014$ ) e, conseqüentemente, uma ampliação da concavidade para o canal ( $\theta = -0,25$ ). Estes setores desajustados congregam convexidades na morfologia fluvial sob litologias graníticas e enderbíticas do Complexo Juiz de Fora, não ajustadas ao aumento do potencial do escoamento. Compreende-se que esses desvios da tendência geral de diminuição dos declives são evidentes no baixo curso, indicando estruturas reativadas pela tectônica cenozoica promovendo convexidades, contribuindo de modo claro para a ampliação dos processos incisivos nessas zonas afetadas por falhas transversais ligadas ao componente NE-SW.

Nesse sentido, a bacia se caracterizaria pelo aspecto não estacionário, sendo este estágio dado, sobretudo, pela presença de convexidades nos segmentos fluviais finais. As respectivas convexidades se vinculam aos *knickpoints* reconhecidos na conformação do perfil longitudinal. As quatro quebras de declive evidenciadas nos perfis longitudinais também são reconhecidas na figura 48. A primeira (K1) pertence ao primeiro segmento correspondendo a litologias de formação ferrífera, enquanto a segunda (K2) marcaria a transição dos segmentos coluviais para os segmentos colúvio-aluviais, marcando o ponto do desnível do escarpamento, e a terceira (K3) e quarta (K4) estão dispostas diretamente em um compartimento marcado pela dinâmica fluvial interceptando e reconfigurando o perfil longitudinal. Compreende-se a partir das evidências elencadas que o segmento convexo do baixo curso remete às implicações da tectônica ligada a reativações de falhas NE-SW. Os respectivos mecanismos neotectônicos teriam corroborado na promoção dos processos de incisão fluvial reconhecidos no médio-baixo curso, nos quais se evidencia a retomada da incisão fluvial e o canal erodindo sua planície, associadas à formação de terraços fluviais (Figura 49a). Também se observa trechos condicionados tectonicamente, dispostos em leitos rochosos com alta capacidade de transportar sedimentos e pela presença de planícies estreitas, quase sempre sem aporte sedimentar, interceptados por falhas NE-SW e que foram reativadas formando as corredeiras que caracterizam os *knickpoints* do baixo curso (Figura 49b).

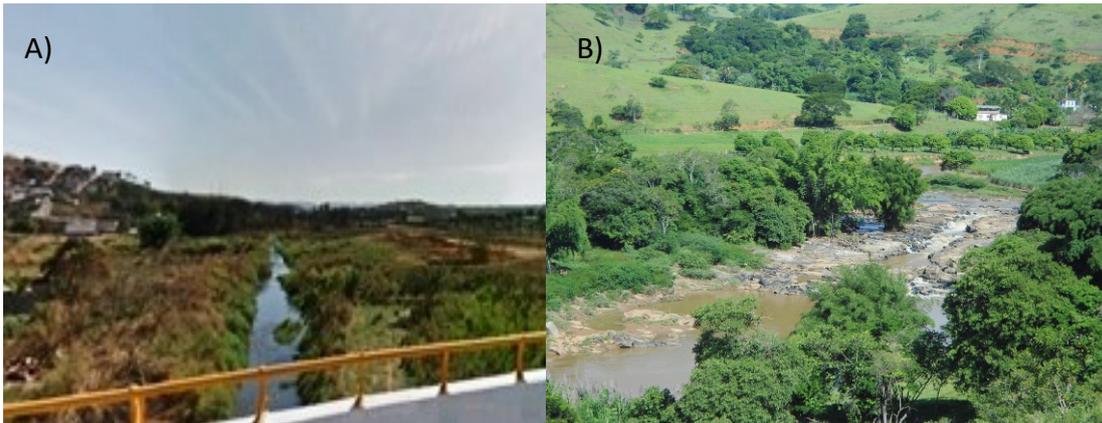


Figura 49 - Segmentos do rio Xopotó com distintas características morfológicas, tectônicas e hidráulicas. A) Médio curso do rio Xopotó nas adjacências do assentamento urbano da cidade de Visconde do Rio Branco evidenciando o canal encaixado em sua planície. B) Baixo curso do canal principal à jusante da sede municipal de Guidoal, evidenciando uma ruptura de declive e o leito rochoso com alta capacidade de transporte. Foto: Felipe P. Silva (2019).

Em uma análise preliminar constatou-se que as bacias de 5ª ordem possuem área de drenagem entre 43 e 127 km<sup>2</sup> e o intervalo no índice de concavidade se dá entre -0,25 a -0,86 (Quadro 9), não se notando uma relação consistente entre a área de drenagem e o índice de concavidade (Figura 50).

Quadro 9 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para as bacias hidrográficas de 5ª ordem.

Bacia	Área (km <sup>2</sup> )	LMA*	k	Θ	n	R <sup>2</sup>
Rio Xopotó	1279,33	1	0,27	-0,61	34	0,70
Rib. Ubá	127,00	1	0,11	-0,51	24	0,57
Rio São Clemente	125,07	1	0,27	-0,86	24	0,64
Rio Dos Bagres	114,18	1	0,07	0,16	37	0,02
C. Ubá Pequeno	92,72	1	0,12	-0,46	31	0,61
C. Crindiúba	61,50	1	0,17	-0,66	30	0,61
Rib. Preto	51,21	1	0,03	-0,41	29	0,73
C. Santo Antônio	47,37	1	0,14	-0,53	27	0,77
C. São Pedro	43,63	1	0,03	-0,25	6	0,26

LMA: Linha de melhor ajuste; K: índice de declividade; θ: índice de concavidade; n: número de pontos; R<sup>2</sup>: razão de correlação.

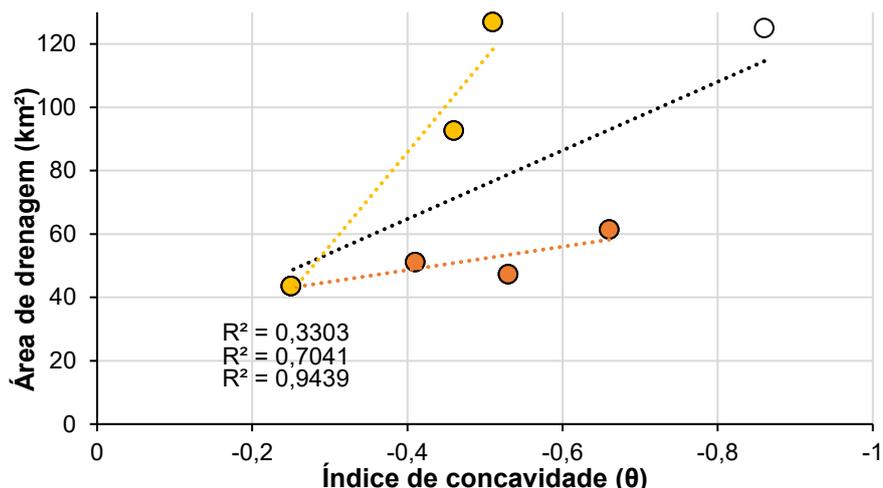


Figura 50 - Relação entre área de drenagem e índice de concavidade ( $\theta$ ) para os canais de 5ª ordem, exceto o rio dos Bagres.

Nesse sentido, de modo geral, se evidencia para todos os canais uma média a baixa correlação ( $R^2 = 0,33$ ) no aumento da concavidade em função do aumento da área de drenagem. Entretanto, a correlação aumenta ( $R^2 = 0,70$ ) ao aglutinar bacias de drenagem com área até 65 km<sup>2</sup> e ao agrupar canais com índice de concavidade igual ou inferior a 0,51 também se tem um aumento significativo da correlação ( $R^2 = 0,94$ ). Apesar de todos os cenários anteriores representarem correlações positivas nem todos os canais aderem a esta tendência, uma vez que os índices de concavidade estão abaixo do esperado, como é o caso dos rios Ubá, Crindiúba e Santo Antônio denotando a existência de um algum controle. Os respectivos controles serão discutidos em detalhe a seguir.

### 7.3 PERFIS LONGITUDINAIS DOS CANAIS DE 5ª ORDEM E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

A seguir será apresentada a análise das principais características dos perfis longitudinais para oito canais de 5ª ordem hierárquica, com objetivo de se investigar as possíveis influências da tectônica nos sistemas fluviais.

Nesse sentido, os sistemas fluviais são reunidos em dois grupos que se vinculam a compartimentos específicos.

#### 7.3.1 PRIMEIRO GRUPO

O primeiro grupo corresponde aos sistemas fluviais (rio São Clemente, ribeirão Ubá, córrego Ubá Pequeno, córrego São Pedro e ribeirão Crindiúba) articulados aos compartimentos do Planalto capturado dos Campos das Vertentes (Compartimento V),

Escarpa erosiva da Serra da Mantiqueira (Compartimento IV) e Depressão de Ubá (Compartimento III)

### 7.3.1.1 RIO SÃO CLEMENTE

A configuração morfológica da bacia do rio São Clemente evidencia comportamentos distintos (Figura 51). Em seu alto curso o canal se ajusta a uma orientação NW-SE, enquanto no médio-baixo curso o canal apresenta uma orientação predominante NE-SW, influenciado por falhamentos, de forma indistinta para todo canal se identifica desvios abruptos relacionadas ao componente NW-SE.

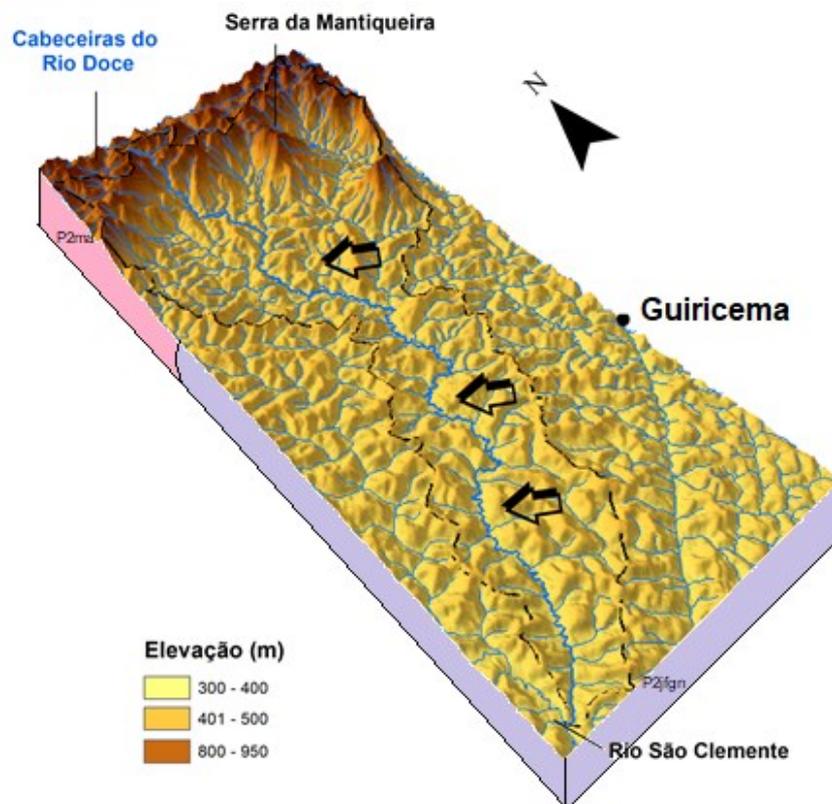


Figura 51 - Modelo tridimensional com assimetrias.

O perfil longitudinal (Figura 52) exprime o aspecto côncavo do perfil longitudinal, reforçando o ímpeto erosivo para área. As rupturas de declive ocorrem associadas a ortognaisses do Complexo Mantiqueira. A primeira ruptura de declive (K1) é interpretada como oriunda da captura fluvial das porções planálticas, as demais rupturas são associadas ao desajuste do nível de base nos compartimentos do sopé da escarpa erosiva.

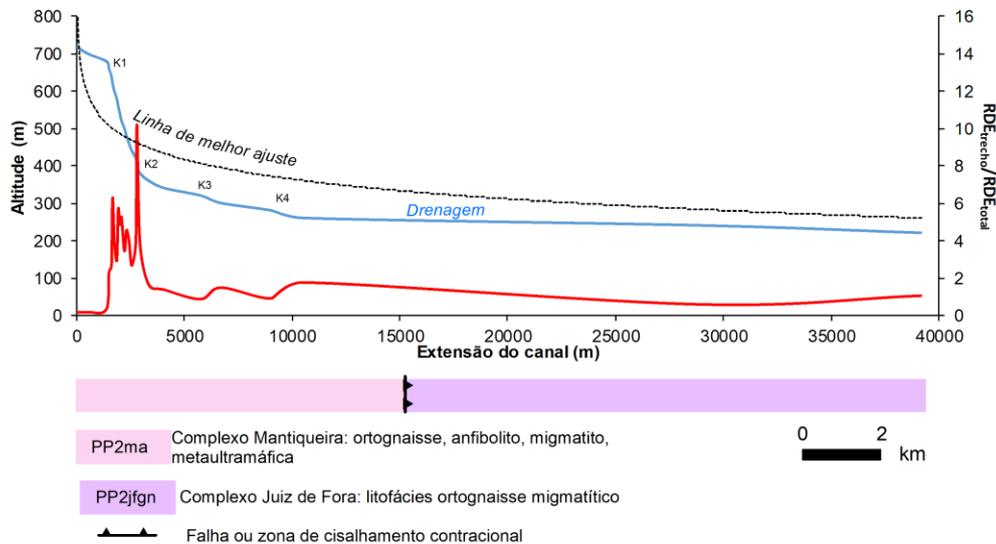


Figura 52 - Perfil longitudinal com linha de melhor ajuste e anomalias de RDE e geologia.

Os resultados de declive-área (Figura 53 e Quadro 10) evidenciam uma média dispersão dos dados ( $R^2 = 0,64$ ) e também um índice de concavidade elevado ( $\theta = -86$ ). O primeiro segmento é dado por áreas de drenagem de até  $3,5 \text{ km}^2$  e evidencia um aumento das declividades para jusante, apesar da grande dispersão dos dados ( $R^2 = 0,29$ ), sendo o domínio marcado por uma expressiva convexidade. O segundo segmento apresenta elevada concavidade ( $\theta = -0,92$ ) indicando a preponderância dos processos aluviais, marcado baixo gradiente do canal, e, portanto, menor competência no transporte de sedimentos no canal.

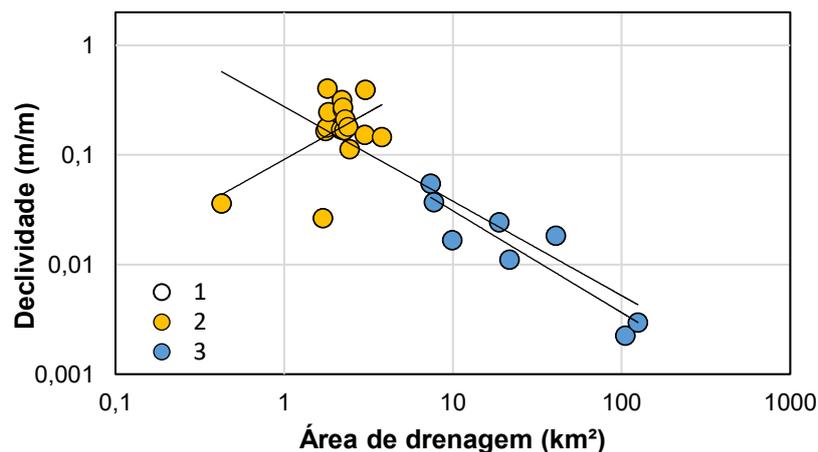


Figura 53 - Relação declive-área para o canal do rio São Clemente. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 10 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
1	0,27	-0,86	24	0,64
2	0,09	0,86	16	0,29
3	0,26	-0,92	8	0,83

OBS.: LMA = Linha de melhor ajuste.

Comparado à curva teórica de Montgomery (2001), a curva da relação declive-área para bacia remete a um estágio estacionário para paisagem, sendo evidente pequenos desajustes desse padrão para o alto curso.

Em consonância com Whipple e Tucker (1999) se excluiu os 10 km<sup>2</sup> iniciais vinculados à erosão difusa e convexidade das encostas e reconheceu os resultados especificamente ligadas à erosão fluvial (Figura 54 e Quadro 11).

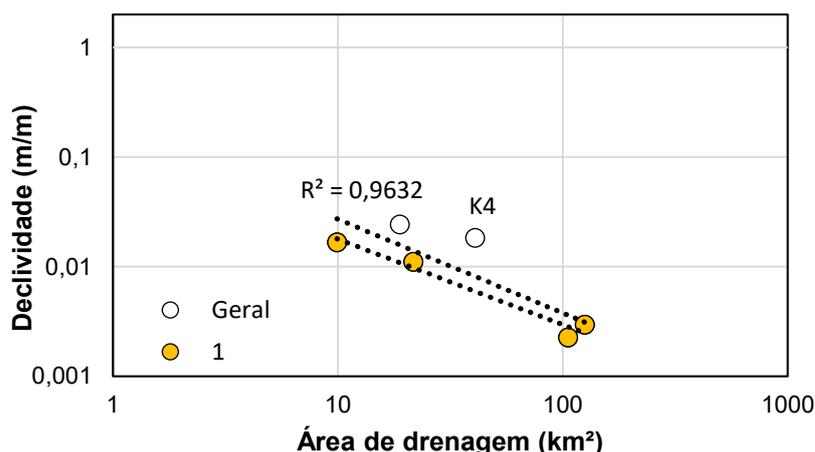


Figura 54 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do rio São Clemente, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial.

Quadro 11 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	0,194	-0,85	6	0,73
1	0,107	-0,78	4	0,96

OBS.: LMA = Linha de melhor ajuste.

No geral, identifica-se uma alta correlação dos dados ( $R^2 = 0,73$ ) em um meio marcado por processos aluviais congregando elevada concavidade ( $\theta = -0,85$ ) e uma tendência geral a diminuição das declividades com aumento da área. Contudo, dois trechos em desajuste se dispõem acima do limite superior, indicando tendências à convexidade ligada a esse segmento de substrato homogêneo, promovendo um

aumento do índice de declividade (de  $k = 0,107$  para  $k = 0,194$ ), em conjunto com a diminuição da concavidade do perfil morfológico do rio (de  $\theta = -0,78$  para  $\theta = -0,85$ ) se comparamos os dois cenários das linhas de ajuste. Uma hipótese que responderia a esta configuração seria de que o canal se encontra entalhando sua planície em decorrência de soerguimento desses trechos em detrimento dos demais, em uma provável resposta a um abatimento de seu baixo curso, fazendo com que as porções a montante se ajustem. Burbank e Anderson (2001) discutem que tendências a uma morfologia côncava sugerem pouca ou nenhuma interferência dos mecanismos neotectônicos. Outra conjectura é de que a erosão remontante ainda não logrou êxito em dismantelar e ajustar a morfologia do canal de forma homogênea mesmo em um contexto de elevada concavidade ( $\theta = -0,85$  a  $\theta = -0,78$ ), o que configuraria um quadro de baixa interferência tectônica.

Nesse sentido, não se identifica ao certo para área, segundo o modelo relação declive-área, assimetrias na dinâmica fluvial com fortes implicações de ordem tectônica nos processos que dissecam a paisagem. Contudo, a tipologia espacial do canal denota desvios abruptos no canal remetendo a existência de algum controle do componente NW-SE transversalmente ao eixo longitudinal do canal.

#### *7.3.1.2 RIBEIRÃO UBÁ*

O ribeirão Ubá tem uma orientação NW-SE e segmentos NE-SW, disseca os compartimentos do Planalto do Campo das Vertentes, Escarpas erosivas e a Depressão de Ubá (Figura 55). Evidencia-se uma assimetria da margem esquerda, indicando um possível soerguimento dessa porção. O canal é interceptado por estruturas NE-SW que promovem inúmeros desvios abruptos na projeção longitudinal do canal.

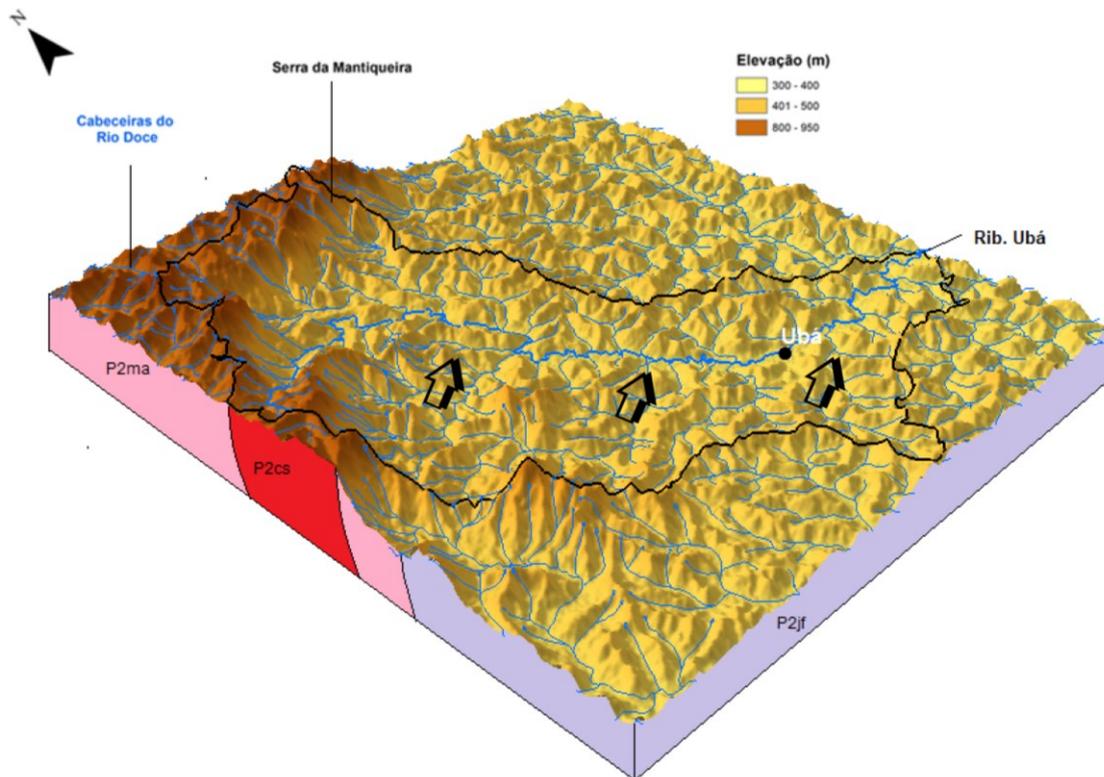


Figura 55 – Modelo tridimensional do ribeirão Ubá evidenciando uma assimetria da margem direita.

O perfil longitudinal (Figura 56) denota o aspecto côncavo-convexo. O segmento convexo é reconhecido para as cabeceiras e apresenta uma nítida ruptura de declive, evidenciando a zona de transição entre os processos de retração da escarpa e incisão do canal nas zonas de cabeceiras, a qual é marcada por uma erosão difusa conforme a relação declive-área (Figura 57 e Quadro 12, alinhamento 2).

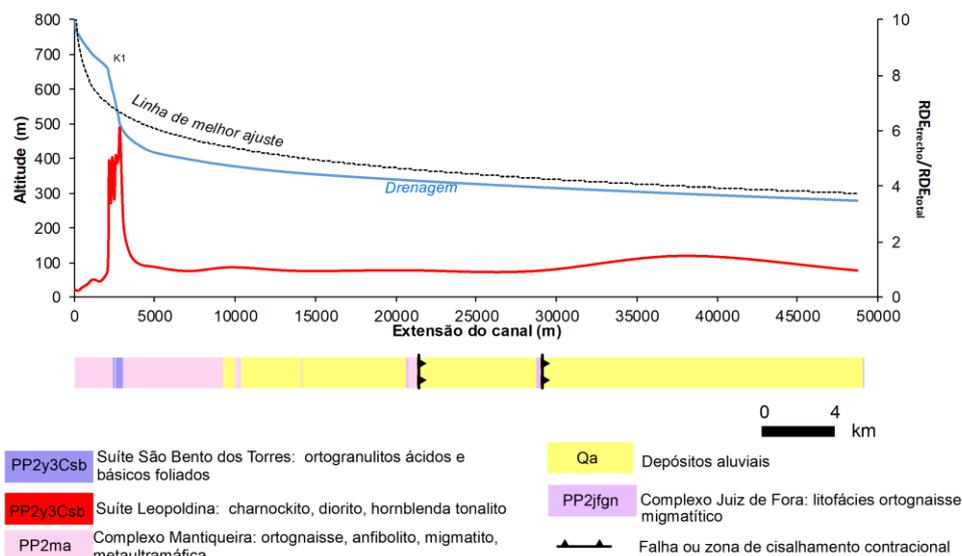


Figura 56 – Perfil longitudinal do ribeirão Ubá.

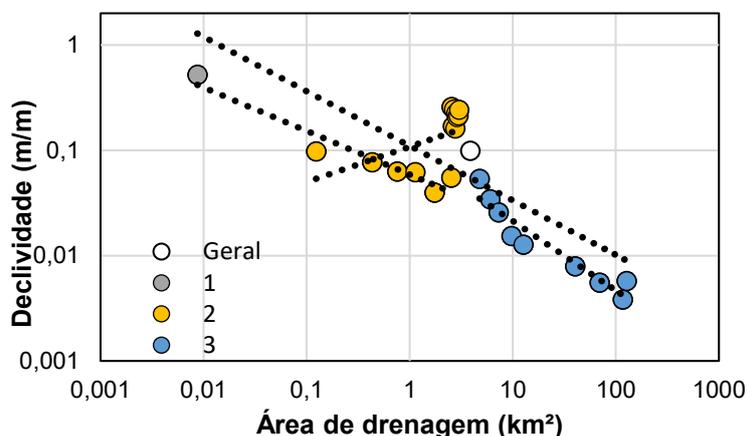


Figura 57 - Relação declive-área para o rio Ubá. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 12 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
Geral	0,11	-0,51	24	0,57
1	0,10	0,33	13	0,22
2	0,05	-0,41	7	0,92
3	0,09	-0,66	8	0,90

OBS.: \* LMA = Linha de melhor ajuste.

Em termos gerais, a relação declive-área apresenta uma média correlação para os dados ( $R^2 = 0,57$ ) e um índice de concavidade mediano ( $\theta = -0,51$ ). O primeiro segmento apresenta um aspecto côncavo ( $\theta = -0,41$ ) a montante das porções convexas das escarpas. Este segmento altimontano côncavo apresenta uma baixa dispersão de dados ( $R^2 = 0,92$ ) e seria correlacionado às porções planálticas recém incorporadas ao

sistema fluvial em questão, apresentando um canal encaixado marcado por elevado gradiente e potencial erosivo. O segundo segmento ilustra o quadro de maior gradiente e competência erosiva nos primeiros 4 km<sup>2</sup>, no qual se teria uma erosão difusa dissecando as escarpas com expressiva convexidade ( $\theta = 0,33$ ). O terceiro segmento apresenta uma boa correlação dos dados ( $R^2 = 0,90$ ) e um significativo aumento da concavidade ( $\theta = -0,66$ ) a jusante, indicando a maior vaga erosiva na promoção de uma dissecação do leito e erosão concentrada.

A relação declive-área para bacia não se alinha à curva teórica de estágio estacionário, sendo possível até mesmo evidenciar dois segmentos côncavos interceptados por um segmento convexo, marcando a segmentação dos processos fluviais incisivos a montante e dos processos retrativos do planalto a jusante tomando por referência a escarpa.

Nesse sentido, os elementos da relação declive-área para bacia dialogam com a proposta de evolução das escarpas apresentada por Marent (2016), que evoluiria a partir de uma ação conjunta de processos de incisão e retração da rede hidrográfica ao longo do tempo. O modelo proposto por Marent (2016), apresentado no capítulo 6 (Figura 42), interpreta a evolução das escarpas por capturas fluviais através de retração lateral (*downwearing*) e incisão (*backwearing*) na zona de ruptura de declive com propagação remontante ao longo do canal principal.

Nesse sentido, a retração lateral (*downwearing*) nas escarpas seria o processo responsável pela captura de cerca de 3 km<sup>2</sup> das porções planálticas, uma vez que as cabeceiras que drenam a frente das escarpas têm maior energia que as cabeceiras que drenam o seu reverso elevado. Desse modo, se teria configurado o setor altimontano da bacia após a migração do divisor. Nesse segmento capturado se teria o ímpeto da incisão fluvial (*backwearing*) na dissecação do planalto levando ao aprofundamento dos vales fluviais. O respectivo padrão tem repercussão no índice de concavidade observado para o segmento ( $\theta = -0,41$ ), que corresponde um canal encaixado com elevado gradiente e potencial erosivo, destoando do arranjo convexo das escarpas ( $\theta = 0,33$ ) que segmenta os compartimentos altimontanos com canais encaixados dos segmentos rebaixados, ligados a processos fluviais com maiores concavidades ( $\theta = -0,66$ ).

No que concerne aos setores inequivocamente vinculados à dinâmica fluvial, a relação declive-área (Figura 58) reforçou a interpretação de que a dinâmica fluvial está intimamente ligada à tônica fluvial de baixos gradientes ( $k = 0,04$ ), indicando a resposta a litologias friáveis, pouco resistente à incisão, assim como um padrão côncavo ( $\theta = -0,46$ ), no qual os canais estariam encaixados em sua planície, dispendo de boa eficiência em transportar sedimentos, sendo evidente um abrandamento da concavidade à jusante. O respectivo padrão evidencia uma alta correlação dos dados ( $R^2 = 0,92$ ) e uma tendência geral de redução das declividades, indicando baixa interferência tectônica nas planícies fluviais da bacia, ocorrendo apenas no final do baixo curso uma tendência à convexidade. Esta concavidade final coincide com a interceptação de falhas de empurrão mapeadas pela CODEMIG e CPRM (2014), evidenciando uma possível reativação desse setor. O ajuste desse setor também é evidente a partir de desvios abruptos lateralmente do canal em resposta ao componente NE-SW.

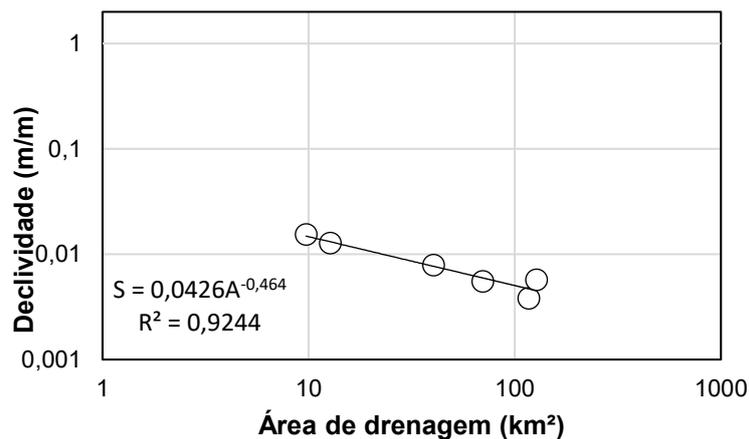


Figura 58 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do ribeirão Ubá, evidenciando uma tendência clara de redução dos declives com aumento da área ( $R^2 = 0,92$ ).

### 7.3.1.3 CÓRREGO UBÁ PEQUENO

A bacia do córrego Ubá Pequeno, assim como a bacia do ribeirão Ubá apresenta uma assimetria da margem esquerda (Figura 59). O canal principal apresenta uma orientação NW-SE, com significativas intercepções no médio curso por lineamentos NE-SW.

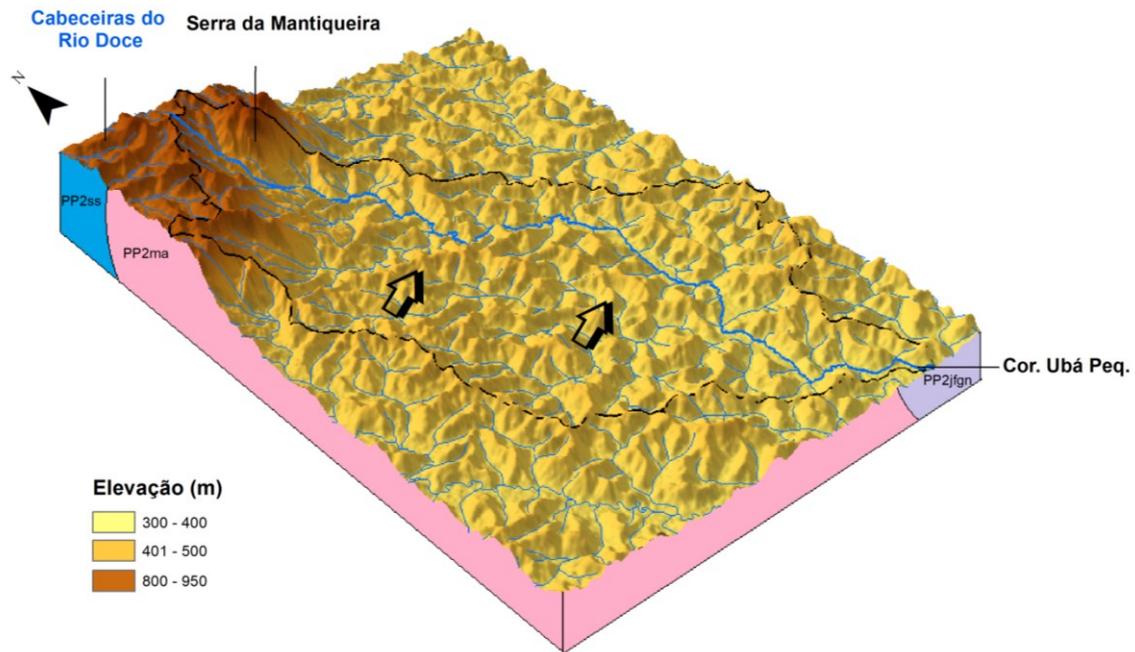


Figura 59 – Modelo tridimensional da bacia hidrográfica do córrego Ubá Pequeno.

O perfil longitudinal (Figura 60) exibe um padrão côncavo-convexo evidenciando o quadro de avançada incisão fluvial. Contudo, o canal exibe rupturas de declive que se distribuem de forma indistinta em litologias paragnáissicas e ortognáissicas, inserindo segmentos convexos associados às escarpas. O desnível evidente no perfil, especificamente, no alto curso dos setores escarpados para a porção deprimida não se dá em decorrência de erosão diferencial, visto que o degrau topográfico se impõe indistintamente em litologias ortognáissicas do Complexo Mantiqueira e ferríferas do Complexo São Sebastião do Soberbo, ambas mapeadas pela CPRM e CODEMIG (2014). Com isso, ganha maiores subsídios a associação da área a uma origem tectônica compartilhada por Mello *et al.* (2005), sem descartar a morfodinâmica marcada por expressivas capturas fluviais apresentada por Cherem *et al.* (2013).

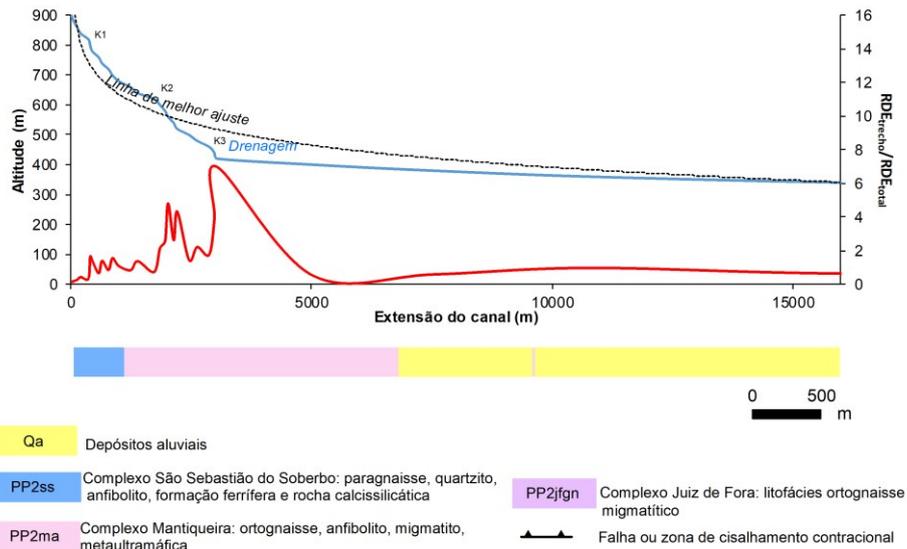


Figura 60 – Perfil longitudinal com geologia do córrego Ubá Pequeno.

Os resultados expressos pelo índice declive-área (Figura 61 e Quadro 13) apresentam uma dispersão média a alta dos dados ( $R^2 = 0,61$ ) e um índice de concavidade médio a baixo ( $\theta = -0,46$ ). Foi possível reconhecer três segmentos. O primeiro apresenta uma média a alta dispersão dos dados ( $R^2 = 0,68$ ) com uma concavidade muito baixa ( $\theta = -0,10$ ), indicando o predomínio dos processos incisivos em canais com leitos rochosos encaixados e com elevado potencial erosivo. O segundo segmento corresponderia ao setor escarpado, no qual se teria o ímpeto de processos erosivos difusos. O terceiro domínio apresenta uma elevada correlação dos dados ( $R^2 = 0,92$ ), com aumento da concavidade à jusante ( $\theta = -0,91$ ), e evidencia predomínio de processos geomórficos ligados a planícies aluviais, baixo gradiente e capacidade de transporte de sedimentos consolidando terraços e planícies amplas.

Com relação a este segmento côncavo também se identifica tendências a convexidades que coincidem com falhas de empurrão mapeadas pela CPRM e CODEMIG (2014), falhas estas que marcam o contato entre litologias ortognáissicas do Complexo Mantiqueira e ortognaisses migmatíticos do Complexo Juiz de Fora. Apesar do arranjo litoestrutural, as concavidades podem estar relacionadas à atuação dos mecanismos neotectônicos reativados.

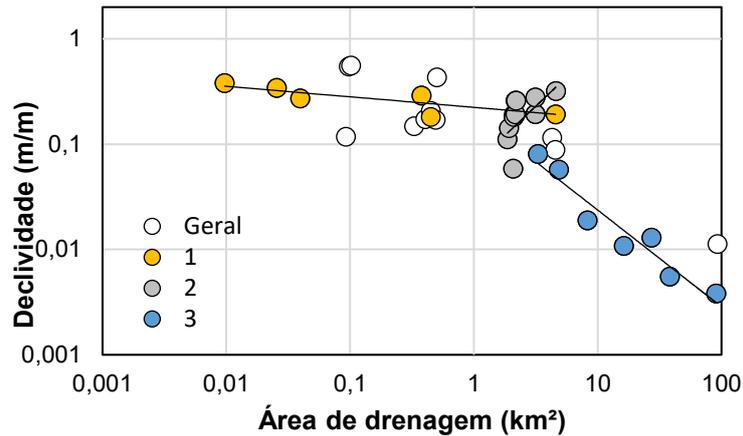


Figura 61 - Relação declive-área para o canal Ubá Pequeno. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 13 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
Geral	0,12	-0,46	31	0,61
1	0,22	-0,10	17	0,68
2	0,06	1,11	8	0,41
3	0,19	-0,91	6	0,92

OBS.: LMA = Linha de melhor ajuste.

A bacia também remete ao modelo de atuação conjunta entre os processos de retração e incisão na configuração morfológica, com base no modelo proposto de Marent (2016). Outro aspecto importante é que a relação declive-área não evidencia um ajuste ao estado estacionário da curva teórica proposta por Montgomery (2001).

Com relação aos segmentos relacionados a processos fluviais (Figura 62 e Quadro 14), identifica-se uma baixa correlação geral dos dados ( $R^2 = 0,22$ ), indicando um aumento da concavidade ( $\theta = -0,32$ ) e inclinação ( $k = 0,02$ ) com o aumento da área. Contudo, excluindo os segmentos em desajuste se tem uma elevada correlação dos dados ( $R^2 = 0,97$ ), assim como um aumento significativo da concavidade do canal ( $\theta = -0,60$ ) e aumento da inclinação ( $k = 0,05$ ). O respectivo arranjo evidencia trechos encaixados em completa discordância com a concavidade geral, indicando controle tectônico dos segmentos aluviais.

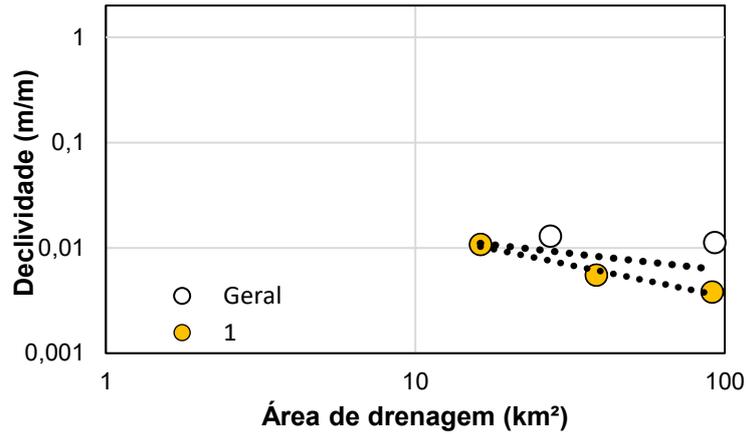


Figura 62 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do córrego Ubá Pequeno, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial.

Quadro 14 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	0,027	-0,32	5	0,22
1	0,055	-0,60	3	0,97

OBS.: \*LMA = Linha de melhor ajuste.

#### 7.3.1.4 CÓRREGO SÃO PEDRO

A bacia do córrego São Pedro apesar de corresponder à menor área de drenagem (43,63 km<sup>2</sup>) para a área de estudo de estudo como um todo (1279 km<sup>2</sup>), reflete inúmeras especificidades quanto à tectônica. O canal se dispõe predominantemente numa orientação E-O, sendo interceptado por estruturas NE-SO em ao menos dois segmentos de modo bastante claro (Figura 63). A bacia apresenta uma significativa assimetria entre suas margens, expresso, sobretudo, pela ampla área de sua margem esquerda.

O perfil longitudinal (Figura 64) evidencia rupturas de declive nos perfis da ordem de até 50 metros de altitude, nas zonas interceptadas por estruturas NE-SO em trechos com expressiva sedimentação cenozoica mapeada.

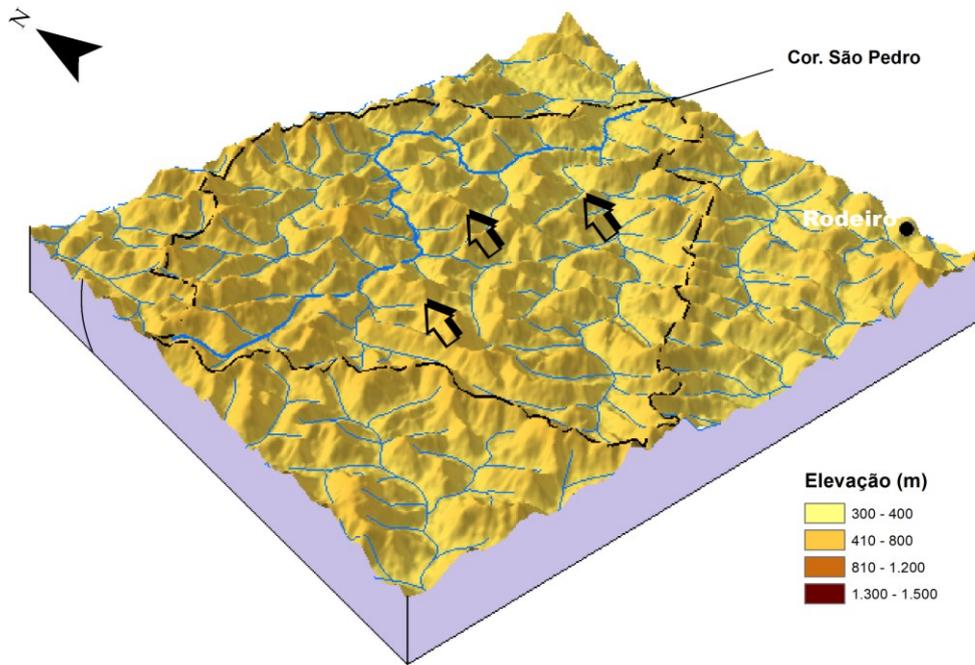


Figura 63 - Modelo tridimensional com assimetrias da bacia do córrego São Pedro.

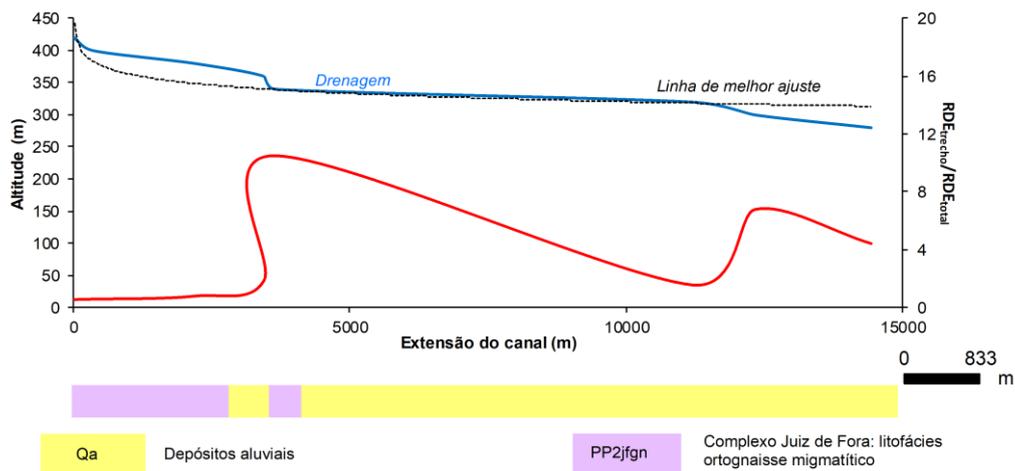


Figura 64 – Perfil longitudinal do córrego São Pedro com anomalias.

A relação declive-área (Figura 65 e Quadro 15) também reportou a baixa tendência de concavidade ( $\theta = -0,25$ ) e uma elevada dispersão dos dados ( $R^2 = 0,26$ ), com nítidas tendências à convexidade no baixo curso. Contudo, se identificou dois segmentos da bacia nos quais se teria claras tendências a concavidades. O primeiro marcaria segmentos com expressiva concavidade ( $\theta = -0,47$ ), representado por trechos encaixados reconhecidos por significativa incisão fluvial em distintos segmentos; o segundo segmento seria dado por um aumento desta concavidade ( $\theta = -0,59$ ) e pela ampliação do índice de declividade ( $k = 0,02$  para  $k = 0,13$ ), indicando que os segmentos

finais estariam sujeitos a um soerguimento generalizado que seria responsável por um encaixe expressivo do canal. Os respectivos trechos são margeados por *knickpoints* (K1 e K2) e evidenciam que o potencial de escoamento não reajustou esses segmentos convexos, denotando o caráter recente das implicações tectônicas. Por fim, a curva não se ajusta ao modelo estacionário proposto por Montgomery (2001), evidenciando o quadro de instabilidade para bacia.

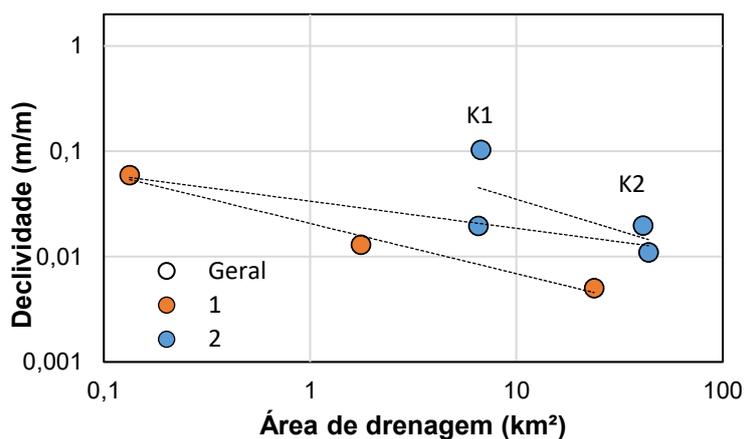


Figura 65 - Relação declive-área para o córrego São Pedro. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 15 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	0,03	-0,25	6	0,26
1	0,02	-0,47	4	0,98
2	0,13	-0,59	3	0,44

OBS.: LMA = Linha de melhor ajuste;

Exclusivamente aos setores reconhecidos pela dinâmica fluvial (Figura 66), se tem significativa convexidade ( $\theta = 1,77$ ) e boa correlação dos dados ( $R^2 = 0,75$ ), reforçando o papel da neotectônica na área em promover estas convexidades e desajustar a morfologia do perfil longitudinal do respectivo canal, indicando, assim, que o mesmo se encontra afetado por um soerguimento do terreno, que favorece os seus expressivos desajustes e entalhes.

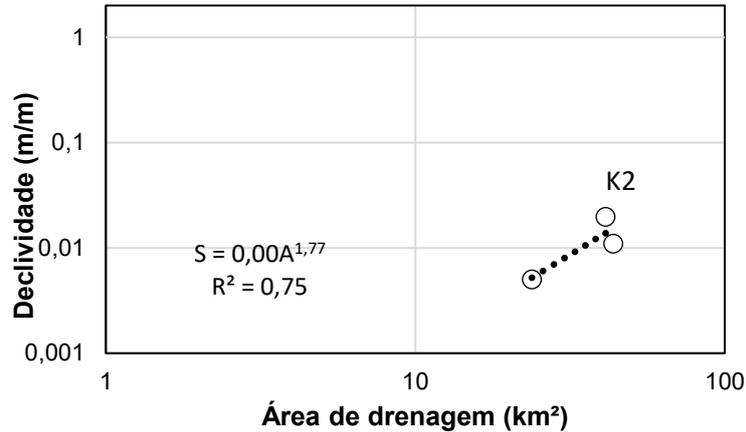


Figura 66 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do Córrego São Pedro, evidenciando a convexidade do baixo curso sugerindo segmentos reativados pela neotectônicas.

#### 7.3.1.5 RIBEIRÃO CRINDIÚBA

O ribeirão Crindiúba apresenta um alinhamento geral a uma orientação NE-SW (Figura 67), correspondente à disposição litológica e estrutural da área, no entanto se identifica segmentos com desvios abruptos com inflexões para NW-SE em distintos segmentos no médio e baixo curso. De modo geral, se evidencia uma assimetria sendo a margem direita maior que a esquerda. O perfil longitudinal (Figura 68) evidencia um aspecto côncavo-convexo para o perfil, indica a alternância de processos de incisivos e retrativos para o relevo, principalmente relacionados ao primeiro *knickpoint*, esse relacionado à escarpa erosiva.

Os resultados para o índice declive-área (Figura 69 e Quadro 16) indicam uma significativa dispersão dos dados ( $R^2 = 0,61$ ), evidenciando em termos gerais uma elevada concavidade para área ( $\theta = -0,66$ ). Ademais se identifica dois segmentos para área, um primeiro evidencia o compartimento altimontano, marcado por concavidades baixas ( $\theta = -0,06$ ), demonstrando a dinâmica fluvial dada por canais encaixados. O segundo segmento evidencia um segmento marcado por elevadas concavidades ( $\theta = 0,77$ ), indicando a preponderância de processos aluviais. O comportamento identificado para bacia remete à tendência evidenciada para as bacias do primeiro grupo de análise. A curva de declive-área não demonstra compatibilidade ao estágio estacionário

hipotético apresentado por Montgomery (2001), apesar de se constar um aumento da concavidade a despeito do aumento da área de drenagem.

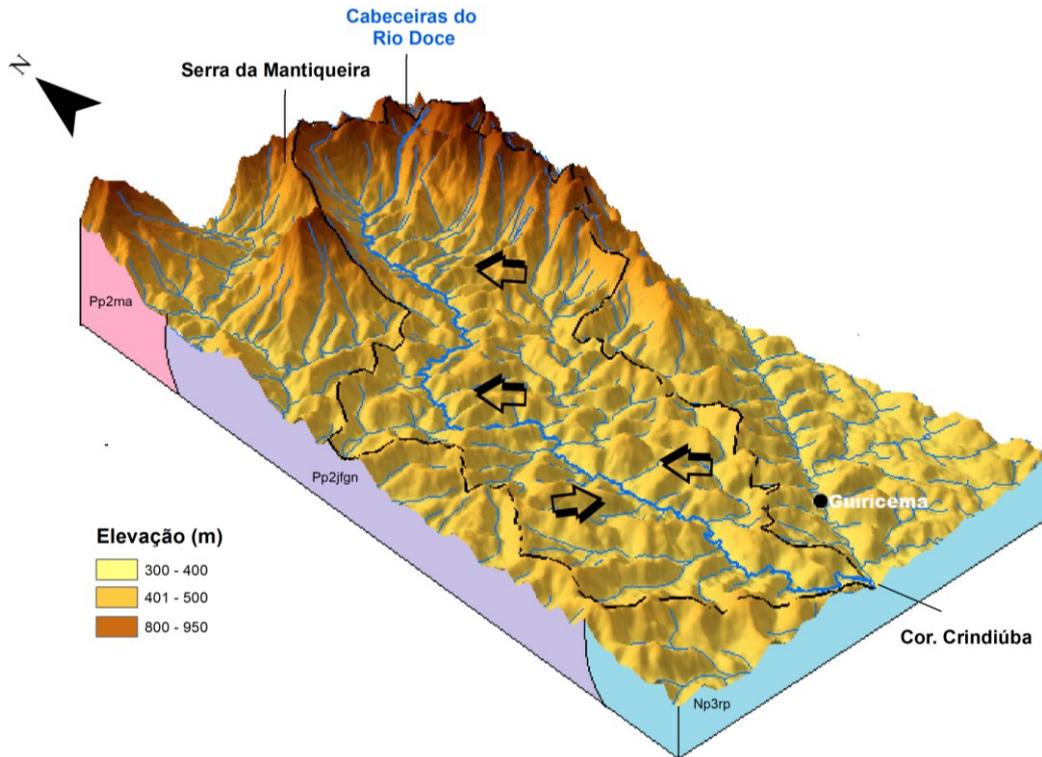


Figura 67 – Modelo tridimensional da bacia do ribeirão Crindúba.

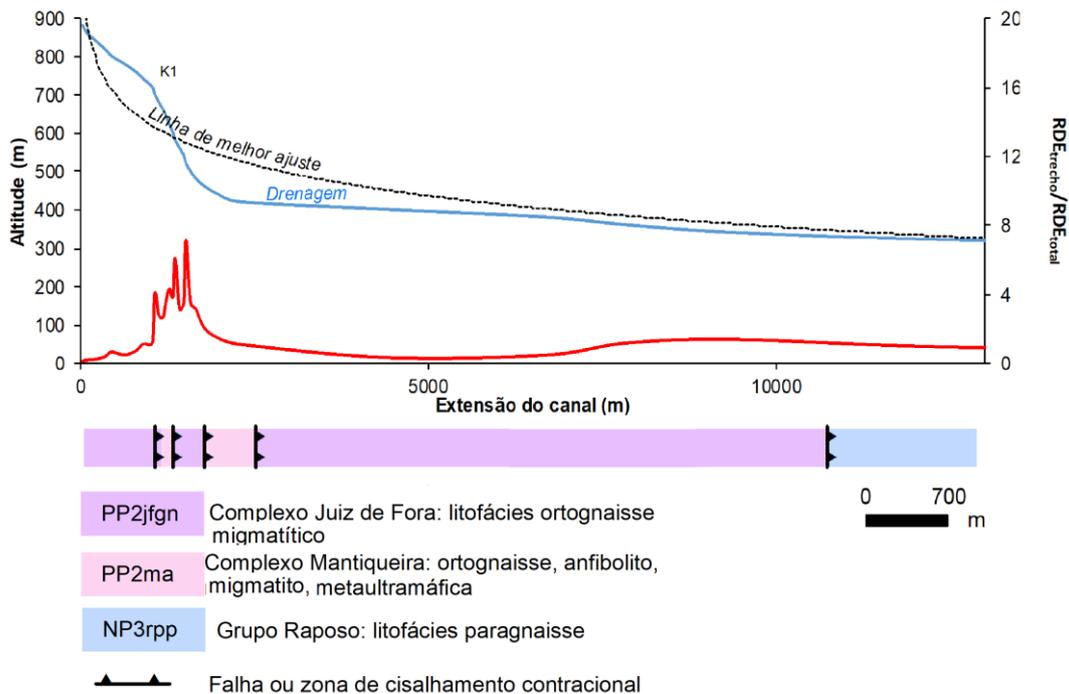


Figura 68 – Perfil longitudinal do ribeirão Crindúba.

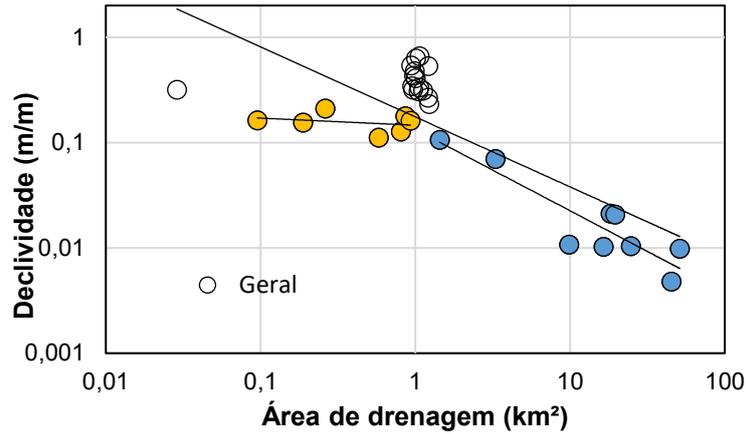


Figura 69 - Relação declive-área para o ribeirão Crindiúba. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 16 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	0,17	-0,66	30	0,61
1	0,14	-0,06	7	0,08
2	0,13	-0,77	9	0,81

OBS.: LMA = Linha de melhor ajuste;

Excluindo os segmentos ligados a processos encostas se destaca para relação declive-área (Figura 70 e Quadro 17) índices de declividade ( $k = 0,04$ ) e concavidade ( $\theta = -0,42$ ) para o restante do canal. Os índices não podem ser elucidativos em decorrência da alta dispersão dos dados ( $R^2 = 0,24$ ). Em linhas gerais, se tem um decréscimo da inclinação à jusante, com diminuição geral dos valores rio abaixo. A significativa dispersão dos dados está associada a trechos desajustados, com tendências acima das linhas de ajuste reconhecidas. Desconsiderando os segmentos desajustados, não se consta uma alteração no índice de inclinação, sendo alterado apenas o índice de concavidade ( $\theta = -0,50$ ), indicando uma ampliação da convexidade para esses segmentos e se apresenta um aumento da correlação dos dados ( $R^2 = 0,69$ ). O fato de as declividades apresentarem uma diminuição regular indica um controle hidráulico sistemático, sugerindo que a alternância litológica do baixo curso e falhas de empurrão não são fatores fundamentais nas modificações da convexidade e ampliação das declividades, sugerindo que os trechos acima do limiar têm a diminuição de sua concavidade em decorrência de implicações neotectônicas.

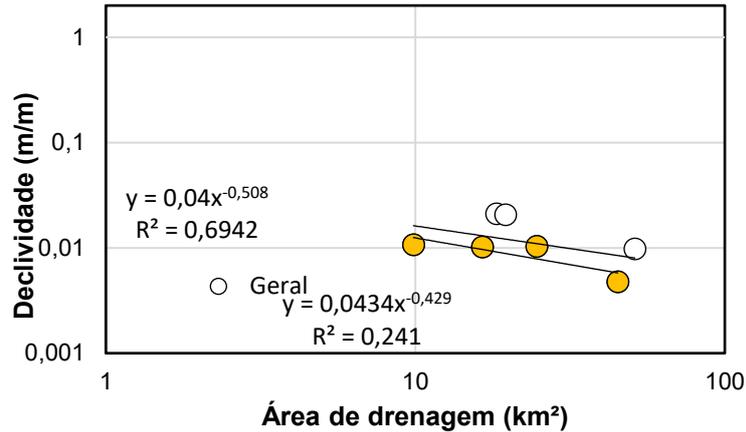


Figura 70 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do córrego Crindiúba, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial.

Quadro 17 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	0,04	-0,43	4	0,24
1	0,04	-0,51	7	0,70

OBS.: LMA = Linha de melhor ajuste.

### 7.3.2 SEGUNDO GRUPO

O segundo grupo são de bacias (rio dos Bagres, rio Preto e córrego Santo Antônio) com suas propriedades ligadas aos compartimentos do *Horst* da Serra da Boa Vista (Compartimento I) e Gráben do rio dos Bagres (Compartimento II).

#### 7.3.2.1 RIO DOS BAGRES

A bacia do rio dos Bagres permite discutir os sistemas fluviais associados aos compartimentos reconhecidos com um elo mais nítido com a tectônica, o *Horst* da Serra da Boa Vista e Gráben do rio dos Bagres. A organização morfológica da bacia (Figura 71), é marcada pela captura fluvial do alto curso, que promoveu o rejuvenescimento do sistema fluvial, no qual o rio principal tem um curso encachoeirado com um desnível de aproximadamente 350 metros entre o setor planáltico e o sopé da escarpa.

A orientação do canal no médio-baixo curso é NE-SW, evidenciando um vale estrutural, antes do setor capturado; após a captura a orientação do canal é convertida abruptamente para NW-SE, ainda coincidente com a drenagem do canal capturado da bacia do rio Doce, demonstrando o aspecto recente da feição.

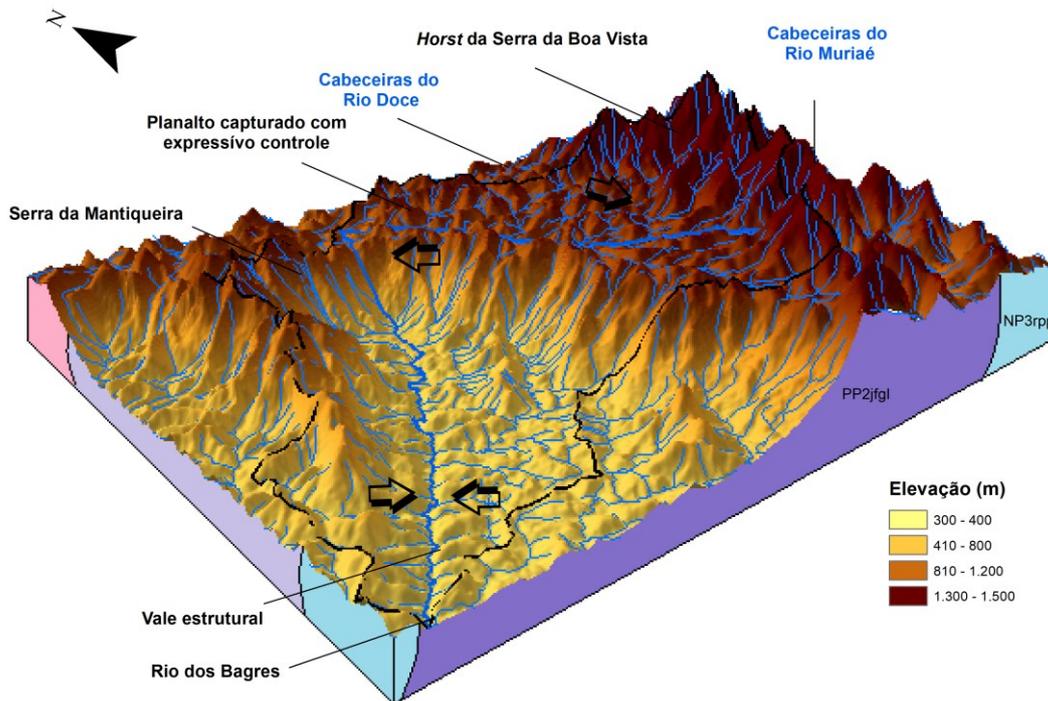


Figura 71 – Modelo tridimensional da bacia do rio dos Bagres.

O perfil longitudinal (Figura 72) exibe um padrão côncavo-convexo, que evidencia certo grau de jovialidade na paisagem. Os desníveis não são correlacionados à erosão diferencial, mas a potenciais erosivos distintos das bacias com maior gradiente à frente da escarpa das bacias dispostas no planalto superior.

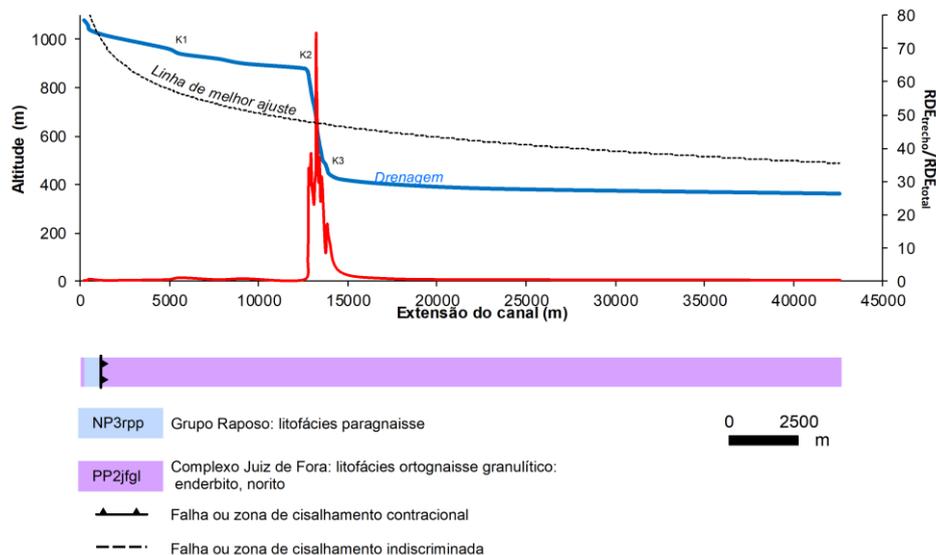


Figura 72 - Perfil longitudinal com linha de melhor ajuste e anomalias de RDE e geologia.

A relação declive-área (Figura 73 e Quadro 18) evidencia os desajustes decorrentes dessa bacia marcada por reorganizações de ordem tectônica e erosiva. De modo geral, os dados apresentam uma elevada dispersão ( $R^2 = 0,02$ ) evidenciando as

intensas configurações do sistema fluvial, assim como a alternância de segmentos côncavos e convexos que correspondem à tônica geomorfológica da bacia. A bacia reúne quatro segmentos, o primeiro segmento apresenta uma elevada convexidade ( $\theta = 0,84$ ) correspondente a setores ligados a processos difusos para os primeiros 500 metros. O segundo segmento revela uma dinâmica atrelada a canais encaixados, caracterizando concavidades ( $\theta = -0,38$ ) no alto curso em uma área de 27 km<sup>2</sup>. O terceiro segmento corresponde novamente a um setor convexo ( $\theta = 3,01$ ), no qual se observa processos retrativos na encosta e o canal se encontra ajustado à escarpa. O último segmento é marcado por uma elevada concavidade para o setor ( $\theta = -2,5$ ) com um aumento elevado da inclinação com aumento da área, indicando o expressivo entalhe do canal à montante.

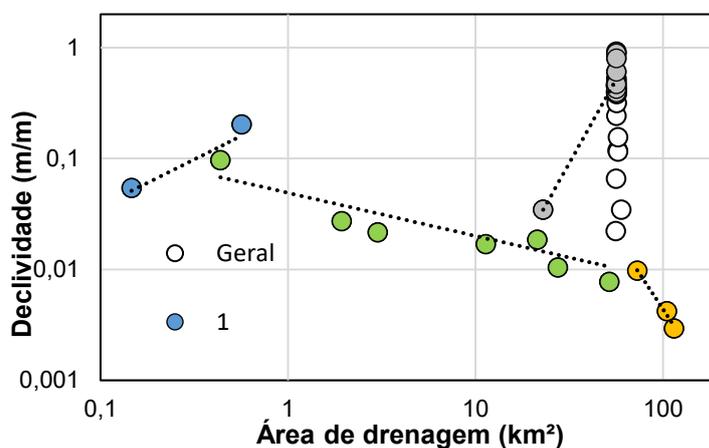


Figura 73 - Relação declive-área para o rio dos Bagres. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 18 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
Geral	0,0713	0,163	37	0,023
1	0,2593	0,844	3	0,835
2	0,0491	-0,389	7	0,671
3	0,0002	3,01	26	0,903
4	579,67	-2,56	3	0,98

OBS.: \*LMA = Linha de melhor ajuste.

Em termos gerais, se teria para o segmento planáltico recém incorporado à bacia canais encaixados e processos difusos modelando as escarpas, já à jusante da captura se teria novamente canais encaixados dissecando as escarpas por processos retrativos. Cherem *et al.* (2013) discutem que a incisão fluvial se limita, à montante, a 1 km de

distância do ponto de captura, estando encaixada cerca de 2,5 m em relação à calha fluvial, enquanto à jusante, na frente da escarpa, esse trecho é limitado por uma sequência de cachoeiras com cerca de 3 m de desnível altimétrico (Figura 74).

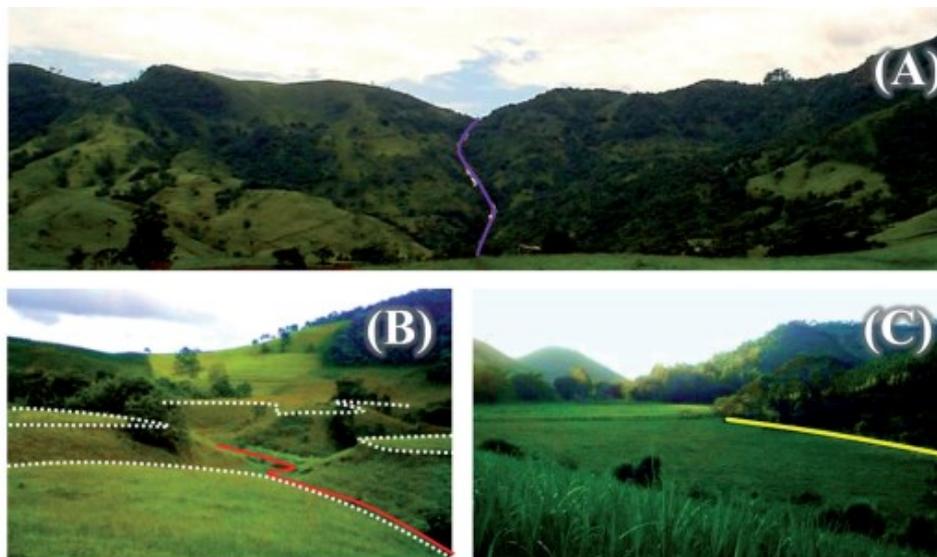


Figura 74 - Canal encaixado ao setor escarpado (superimposição da drenagem) (A); Canal à montante da captura, evidenciando o ímpeto dos processos de incisão fluvial promovendo seu encaixamento (B); Vale seco do córrego Táboas que foi capturado pelo rio dos Bagres (C). Fonte: Adaptado de Cherem *et al.* (2013).

Nesse sentido, o modelo da relação declive-área evidencia o quadro não estacionário para dinâmica geomorfológica da bacia, com intensas configurações decorrentes da captura fluvial de Vilas Boas (*sensu* CHEREM, *et al.* 2013). Assim, a partir de rejuvenescimento do sistema fluvial, os processos difusos em encostas dão a tônica em setores distintos, não se identificando uma correlação clara dos processos unicamente fluviais de incisão que permitissem reconhecer as configurações específicas a este sistema.

#### 7.3.2.2 RIO PRETO

O ribeirão Preto, afluente da margem direita do rio Xopotó, disseca os compartimentos do *Horst* da serra da Boa Vista (Figura 75). O canal demonstra uma orientação geral E-W, interceptado por estruturas NE-SW, correspondente à direção principal do alinhamento dos blocos escalonados do compartimento do *Horst* da Serra da Boa Vista e *Grabén* do Rio dos Bagres.

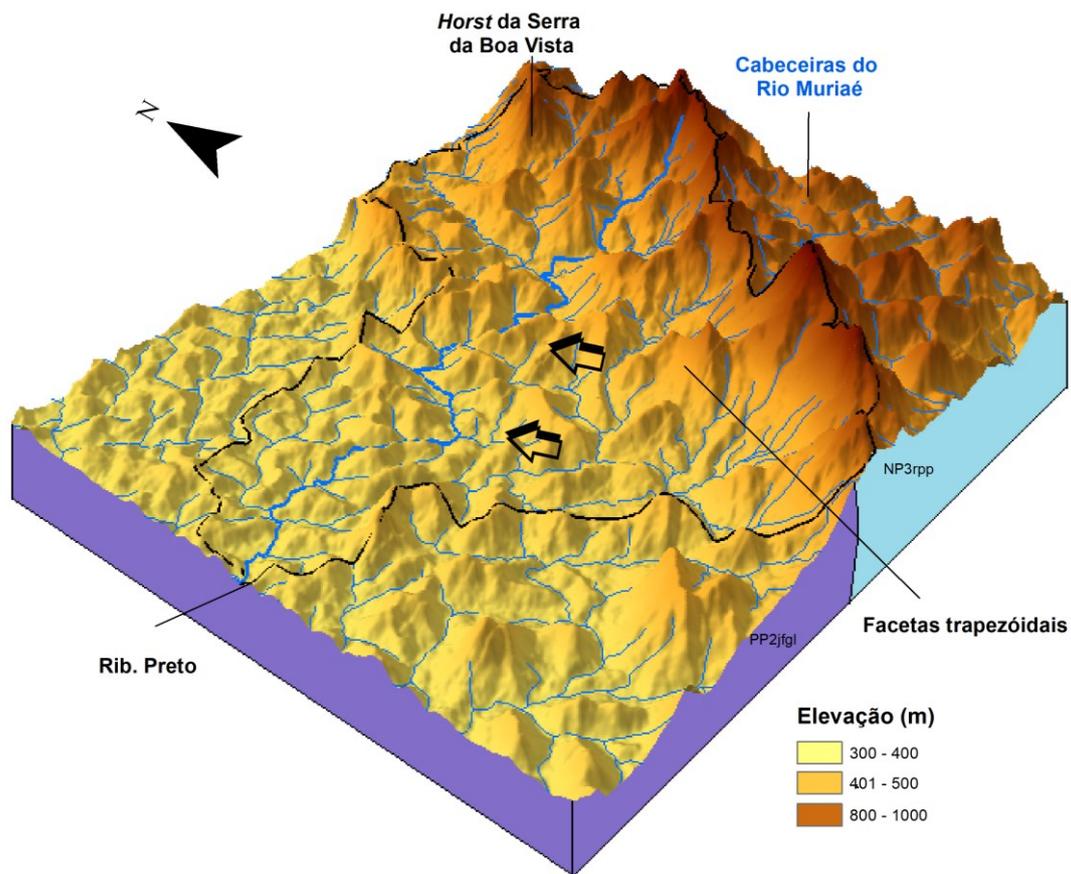


Figura 75 – Modelo tridimensional da bacia hidrográfica do rio Preto.

O perfil longitudinal (Figura 76) apresenta segmentos convexos, reconhecidos como *knickpoints*, ocorrendo indistintamente no perfil, apresentando pouca correlação com a alternância litológica de enderbitos do Complexo Juiz de Fora e paragnaisseis do Grupo Raposo, mas se ajustam ao escalonamento da área remontando um mergulho para SW.

A relação declive-área para bacia (Figura 77 e Quadro 19) destaca uma média dispersão de dados ( $R^2 = 0,73$ ) e demonstra uma concavidade ( $\theta = -0,41$ ) sugestiva de uma dinâmica morfológica dos canais dada, sobretudo, por canais encaixados, com elevado gradiente e pouco armazenamento de sedimentos, sendo o canal fluvial eficiente em mover os sedimentos fornecidos pelas encostas a montante.

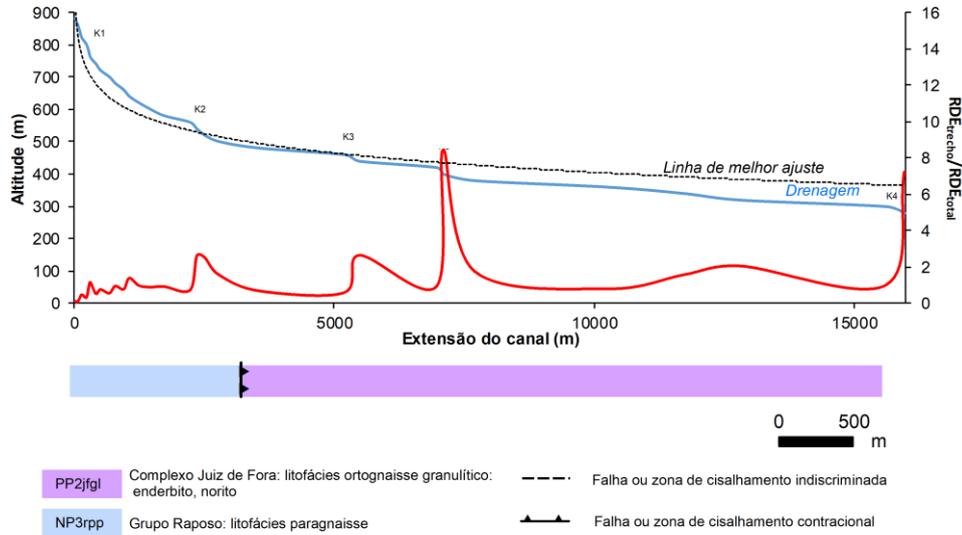


Figura 76 – Perfil longitudinal com knickpoints e RDE para o rio Preto.

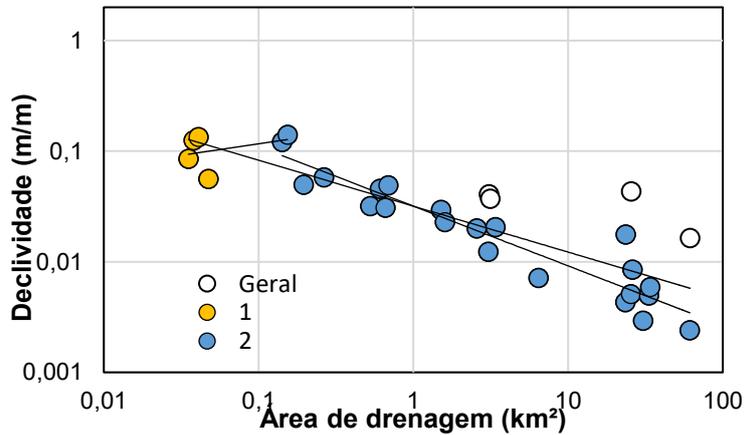


Figura 77 - Relação declive-área para o rio Preto. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 19 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
Geral	0,03	-0,41	29	0,73
1	0,18	0,20	4	0,15
2	0,03	-0,53	21	0,88

OBS.: Linha de melhor ajuste; a numeração das linhas corresponde à apresentada na Figura 78.

Apesar do quadro geral evidenciar uma tendência geral a concavidades, se distingue dois segmentos para área. O primeiro é caracterizado por convexidades ( $\theta = 0,20$ ), nos quais se teria o domínio de processos difusos nos flancos escarpados numa faixa de até 150 m. O segundo segmento evidencia uma dinâmica ligada a processos de

canais, com uma tendência geral à concavidade ( $\theta = -0,53$ ) e redução da inclinação à jusante.

Os *knickpoints* figuram tendências côncavas na relação declive-área e contribuem para maior dispersão de dados nesse segundo segmento. Descartando a hipótese da erosão diferencial, essas convexidades indicam alguma interferência tectônica na organização morfológica desses segmentos. Assim, é possível também discutir que a relação declive-área para área não identifica um estágio de estacionário para paisagem comparado à curva teórica de Montgomery (2001).

A relação declive-área para os segmentos inequivocamente ligados a processos fluviais para o ribeirão Preto (Figura 78 e Quadro 20) apresenta uma elevada dispersão de dados ( $R^2 = 0,04$ ), mas com uma tendência geral de diminuição dos declives com o aumento da área. Os índices de declividade ( $k = 0,04$ ) e concavidade ( $\theta = -0,53$ ) apesar de pouco representativo ilustram a tendência descrita anteriormente.

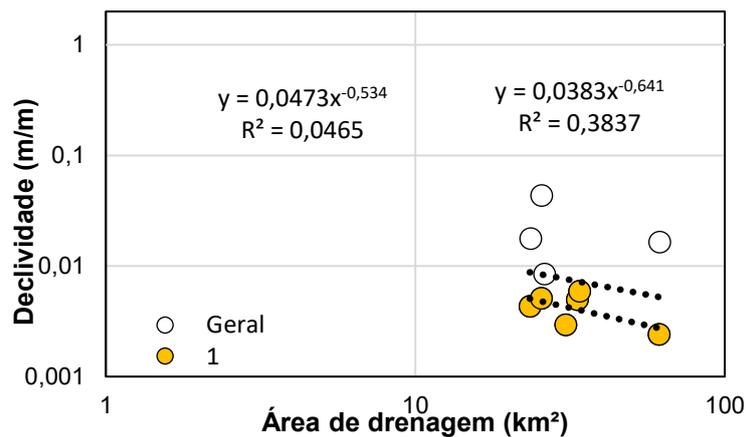


Figura 78 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do ribeirão Preto, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial.

Quadro 20 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	0,047	-0,53	10	0,05
1	0,079	-0,64	7	0,38

OBS.: LMA = Linha de melhor ajuste;

Ao se aglutinar apenas os segmentos ajustados à tendência geral, identifica-se uma elevação significativa da relação de dados ( $R^2 = 0,38$ ) e se evidencia o papel que os segmentos desajustados exercem para dispersão dos dados e introdução de trechos côncavos na morfologia longitudinal do canal, principalmente nos setores do contato

entre os compartimentos do *Horst* e Gráben, reforçando a interpretação dessas bordas estarem ativas e deslocadas verticalmente, conformando distintos índices de declividades.

### 7.3.2.3 CÓRREGO SANTO ANTÔNIO

O córrego Santo Antônio possui uma direção E(NW) - W(SE), com desvios no médio curso coincidindo com a orientação NE-SO, correspondente à orientação do Gráben do rio dos Bagres e *Horst* da Serra da Boa Vista. O escalonamento na bacia evidencia o desnivelamento paralelo e decrescente de SE para NW com orientação NE-SW (Figura 79).

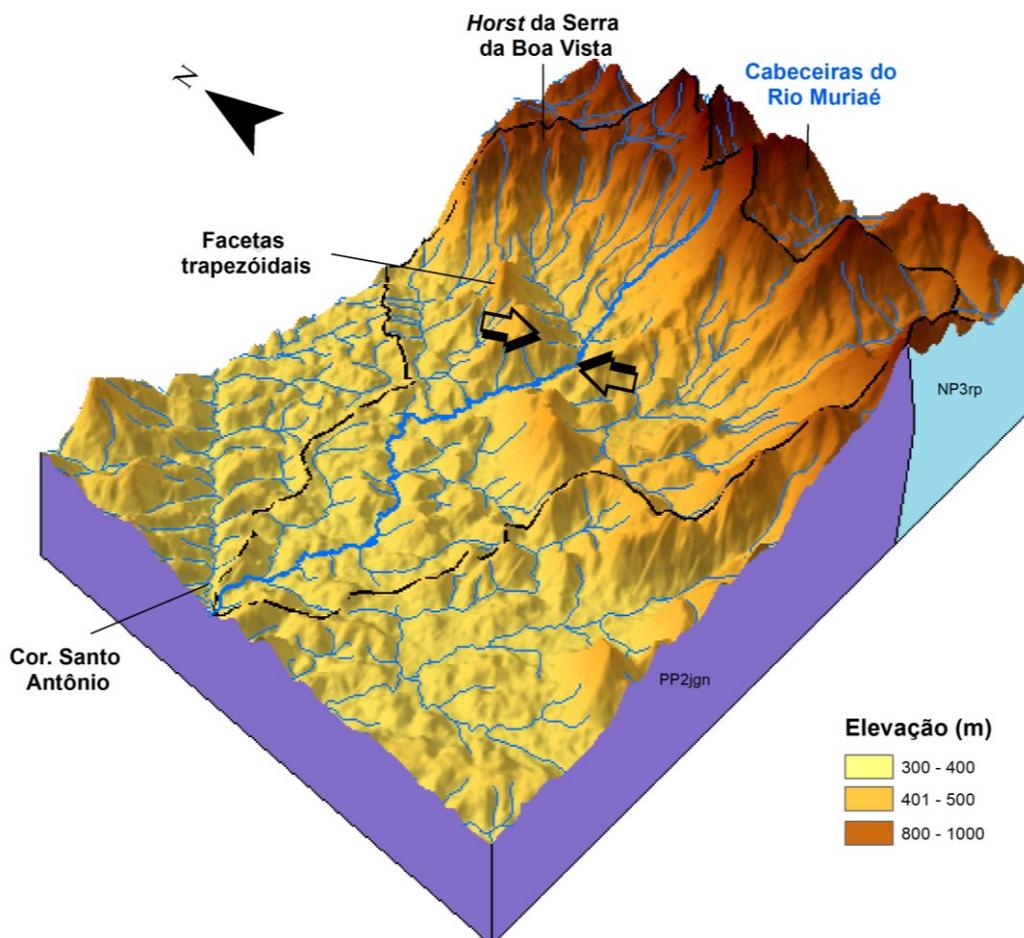


Figura 79 - Configuração morfológica e hidrográfica da bacia do córrego Santo Antônio, a partir do modelo tridimensional com assimetrias.

O perfil longitudinal para o canal (Figura 80) indica um aspecto côncavo, reforçando o papel da erosão no retrabalhamento das morfologias da bacia sem obliterar os traços tectônicos no relevo, indicando que a configuração escalonada é um

processo recente e sobreposto às reorganizações erosivas que ocorrem na área. A morfologia do perfil revela pouca correlação dos *knickpoints* com o substrato enderbítico, uma vez que as rupturas de declive não ocorrem de forma exclusiva nesses domínios, como pode ser constatado no perfil longitudinal do ribeirão Preto, que também se dispõem em contexto morfológico análogo. Tal fato reforça que a litologia não é o fator principal no desenvolvimento dessas rupturas e controle topográfico, sendo esse condicionado pela tectônica.

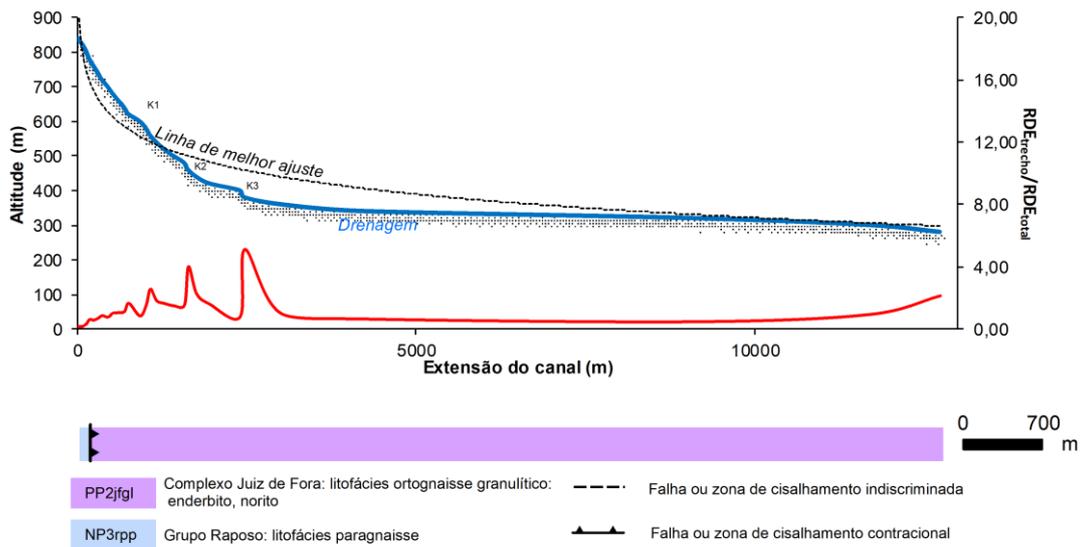


Figura 80 – Perfil longitudinal do córrego Santo Antônio.

Nesse sentido, a relação declive-área (Figura 81 e Quadro 21) evidencia que a bacia não possui um padrão estacionário, segundo as concepções de Montgomery (2001), não se identificando de forma uniforme uma diminuição dos processos difusos em encostas e aumento de erosão concentrada em canais com o aumento da área.

Em uma análise geral a relação declive-área apresenta uma elevada dispersão dos dados em um segmento inicial com uma maior concavidade, enquanto no segundo segmento se tem uma diminuição da dispersão dos dados e uma maior concavidade, indicando à preponderância de processos incisivos na paisagem.

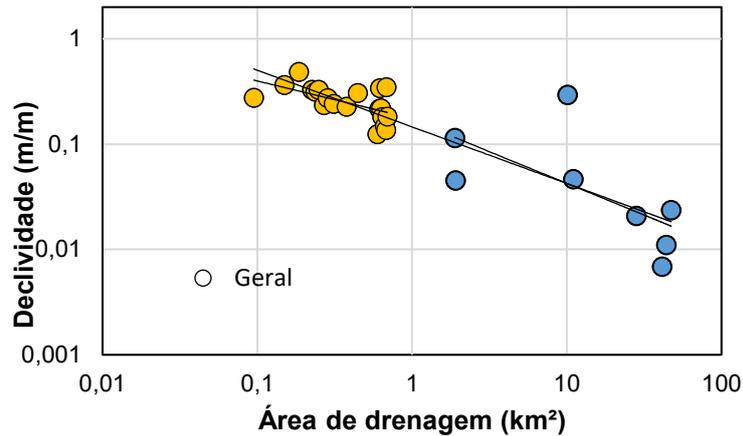


Figura 81 - Relação declive-área para o rio Santo Antônio. Cada alinhamento é uma linha de melhor ajuste, obtida estatisticamente.

Quadro 21 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
Geral	0,14	-0,53	27	0,77
1	0,17	-0,35	14	0,35
2	0,16	-0,60	13	0,43

OBS.: Linha de melhor ajuste;

A relação declive-área evidencia uma elevada dispersão dos dados ( $R^2 = 0,77$ ) e uma significativa concavidade geral ( $\theta = -0,53$ ). Contudo, é possível evidenciar dois segmentos, o primeiro apresenta significativa dispersão ( $R^2 = 0,77$ ) dos dados nos 600 m iniciais e uma baixa concavidade ( $\theta = -0,35$ ), indicando processos de encosta transportando sedimentos para os fundos de vale de forma rápida dado ao elevado gradiente. O segundo segmento apresenta uma alta dispersão de dados ( $R^2 = 0,43$ ) e uma concavidade maior ( $\theta = -0,60$ ), sendo possível observar um aumento da concavidade com aumento da área, indicando uma transição entre processos difusos para processos concentrados. No entanto, se evidencia uma alta dispersão de dados, caracterizando em termos gerais um estado não estacionário para área, com tendências à convexidade no baixo curso impetradas pelas rupturas de declive, sugerindo interferência tectônicas nesse segmento.

O modelo da relação declive-área para os segmentos fluviais para a bacia do Córrego Santo Antônio (Figura 82 e Quadro 22) evidencia uma elevada correlação dos dados ( $R^2 = 0,70$ ), indicando uma tendência geral de diminuição dos declives com aumento de área. Os índices de declividade ( $k = 4,74$ ) e concavidade ( $\theta = -1,58$ ) são

elevados, indicando influência de falhas no desenvolvimento da concavidade do perfil longitudinal. De modo geral, os índices  $\theta$  e  $K$  elevados são indicativos de alta erodibilidade associada a um controle tectônico que força a incisão, elevando a declividade do canal. A respectiva configuração evidencia em um contexto de litologia homogênea o principal reajuste da neotectônica, sugerindo o componente ascensional do *Horst* da Serra da Boa Vista.

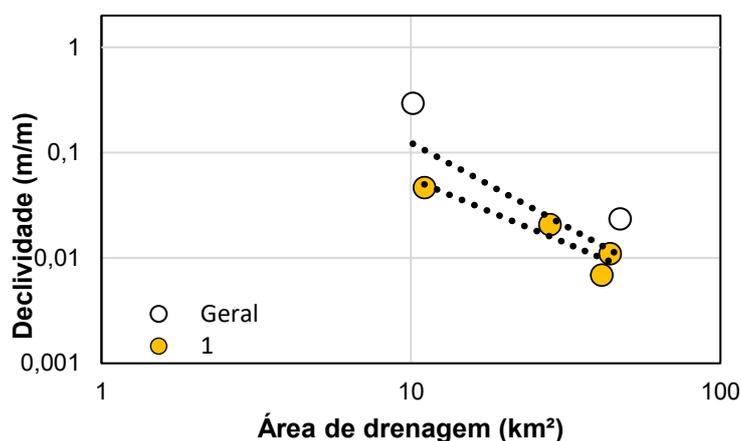


Figura 82 - Relação declive-área para o segmento marcado por processos fluviais do córrego Crindiúba, indicando o estágio não estacionário do sistema fluvial.

Quadro 22 - Parâmetros morfométricos e estatísticos da relação declive-área para o canal.

LMA*	k	$\theta$	n	R <sup>2</sup>
<i>Geral</i>	4,74	-1,58	6	0,70
1	0,93	-1,22	4	0,88

OBS.: Linha de melhor ajuste;

Contudo, se excluindo os segmentos desajustados se tem uma elevada correlação dos dados ( $R^2 = 0,88$ ), assim como uma atenuação da concavidade do canal ( $\theta = -1,22$ ) e do índice de declividade ( $k = 0,93$ ). A elevada variação do índice de declividade ( $k = 3,80$ ) sugere este expressivo soerguimento e incisão desses setores desajustados. A estratégia permite destacar relativamente o grau de perturbações decorrente do soerguimento da área, evidenciando a reativação de zonas de falhas NE-SW. Nesse contexto, é plausível fazer uma análise pormenorizada, distinguindo as especificidades dos dois trechos desajustados. O primeiro de maior envergadura marca o contato dos compartimentos do *Horst* da Serra da Boa Vista e *grabén* do rio dos Bagres, o segundo corresponde ao contato do baixo curso do córrego Santo Antônio com o vale estrutural do rio dos Bagres, confirmando que esses setores evidenciam uma

elevada incisão decorrente do caráter ativo dessas falhas NE-SW que interceptam transversalmente o perfil longitudinal do canal.

### 7.3.3 SÍNTESE DAS INTERFERÊNCIAS TECTÔNICAS NOS PROCESSOS FLUVIAIS

A síntese dos desajustes (Figura 83) para os segmentos ligados especificamente à dinâmica fluvial para canais de 5ª ordem hierárquica permite analisar conjuntamente os desajustes discutidos separadamente para cada canal.

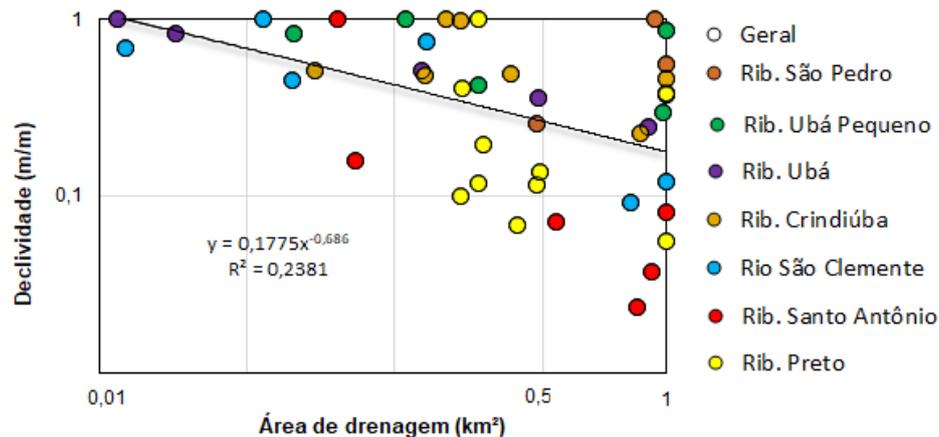


Figura 83 - Síntese do modelo declive-área para os canais de 5ª ordem hierárquica evidenciando segmentos anômalos em todos canais em diferentes porções do canal.

Reafirma-se com base em diversos estudos (SKLAR e DIETRICH, 1998; WHIPPLE e TUCKER, 1999) que a área mínima de drenagem que corresponderia à transição entre o predomínio de processos coluviais para processos fluviais é de 10 km. Nesse sentido, se selecionou oito canais, se excluindo apenas o rio dos Bagres, em decorrência dos reajustes promovidos pela captura fluvial que reorganizou os processos coluviais e fluviais, o que poderia reconfigurar a linha de tendência que ilustra os segmentos inequivocamente ligados à dinâmica fluvial.

A análise conjunta foi possível a partir de uma prévia normalização dos valores para área de drenagem e declividades para cada sistema fluvial e permitiu evidenciar uma alta dispersão dos dados ( $R^2 = 0,24$ ), indicando como os sistemas fluviais se desenvolvem em um arranjo diversificado de influências tectônicas, litológicas e hidráulicas. A significativa dispersão dos dados evidencia a existência das concavidades ligadas aos *knickpoints* inscritos em praticamente todos os sistemas fluviais analisados. Em linhas gerais, apesar da grande dispersão se observa um padrão estacionário para os distintos canais, tendo um decréscimo dos declives à medida que aumento da área.

Nesse sentido, os sistemas fluviais vão de acordo com a concepção de Hack (1973) de que quanto maior a área de drenagem, maior vazão e fluxo de energia, o que estaria intimamente relacionada à capacidade erosiva dos rios em consolidar uma forma côncava regular para cima no perfil longitudinal em um cenário de estabilidade tectônica. Langbein e Leopold (1964) apontam que quanto mais côncavo o perfil de um rio, menor é a quantidade de trabalho que esse realiza, e, portanto, mais equilibrado se encontra.

Contudo, apesar do aspecto côncavo geral, a análise pormenorizada dos detalhes da relação declive-área permite sintetizar os sistemas fluviais desajustados da tendência geral de redução dos declives com o aumento da área, destoando, portanto, do aspecto côncavo geral. Com isso, em termos relativos, apenas os canais do Santo Antônio e São Clemente atenderiam a este critério em comparação aos demais segmentos. Contudo, analisando o comportamento isolado dos canais o padrão não se repete, uma vez que nos setores finais as declividades tendem a ser maiores. Ou seja, em quase todos canais temos segmentos anômalos indicando interferências do componente neotectônico.

Os canais Ubá, Ubá Pequeno, São Pedro e Crindiúba definem os setores que apresentam maiores desajustes do limiar geral articulado para as bacias, evidenciando um quadro no qual se teria, em termos proporcionais, um maior conjunto de segmentos fluviais em desajuste morfológico, evidenciando que esses canais teriam sido afetados por condicionamentos tectônicos indiscriminadamente em distintos segmentos. Contudo, assimetrias ocorrem em distintos segmentos para todos os canais.

## **8. AVALIAÇÃO DA INTENSIDADE TECTÔNICA POR ÍNDICES GEOMÓRFICOS**

O objetivo deste capítulo é apresentar e discutir o grau de influência da atividade tectônica nos diferentes sistemas fluviais, sendo avaliado quantitativamente a partir da combinação de 5 índices geomorfométricos, com base na proposta de El Hamdouni *et al.* (2008), resultando na proposição do índice combinatório de atividade tectônica relativa - *Iat* para a bacia hidrográfica do Rio Xopotó e 14 sub-bacias hidrográficas de 4ª e 5ª ordem. A análise geomorfométrica sugere influência tectônica na configuração morfológica e hidrográfica em diferentes graus de intensidade.

### **8.1 ÍNDICE RELAÇÃO DECLIVIDADE VS EXTENSÃO DO CANAL - RDE**

O índice de RDE foi aplicado a 15 canais, sendo definido para isto 380 segmentos de drenagem para área de estudo atingindo uma soma de 381 km de extensão. A obtenção do índice de RDE por segmentos apresentou indícios de anomalias de drenagem tanto em segmentos do alto curso dos rios, quanto em seus médio e baixos cursos em quase todas bacias hidrográficas. No total foram reconhecidos 151 segmentos anômalos, correspondendo a 39% dos setores estudados. Ademais, alguns canais se destacam por apresentar uma expressiva concentração de segmentos anômalos, como os rios Bagres, São Pedro, Santana, Valão.

A distribuição das anomalias é apresentada na figura 84, essas se distribuem em grande parte associadas às zonas de cabeceiras na porção associada à escarpa erosiva disposta a oeste, sendo este padrão interrompido por um trecho com ausência de anomalias na transição do alto para médio e baixo segmento destes sistemas hidrográficas. A retomada das anomalias de canais se estabelece na proximidade das interferências dos compartimentos escarpados alçados na porção sudeste da bacia, que se desenvolvem em setores de embasamento geológico definido basicamente por ortognaisses do Complexo Juiz de Fora.

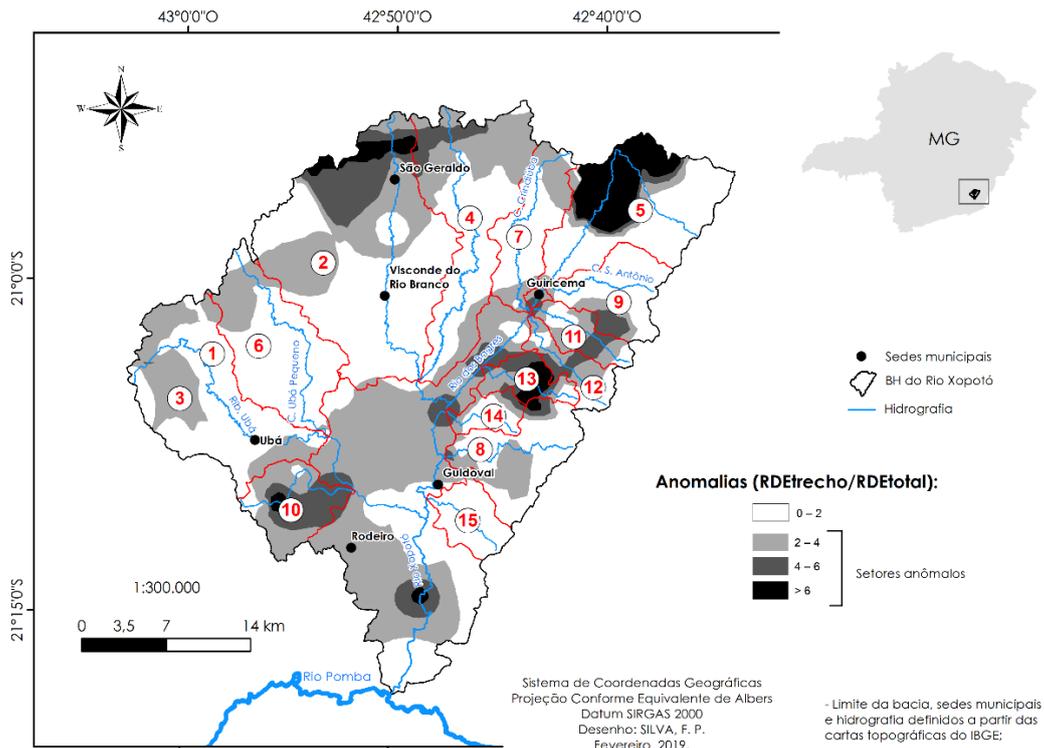


Figura 84 - Distribuição das anomalias da rede de drenagem.

Os segmentos anômalos da porção noroeste da bacia, associados às escarpas erosivas e dispostos em litologias gnáissicas do Complexo da Mantiqueira, apresentam em termos proporcionais em relação ao número de anomalias cerca de 43% dos segmentos analisados como anômalos. Os segmentos anômalos em setores de litologias do Complexo Juiz de Fora, por sua vez, correspondem a 37% do total.

A maior concentração de anomalias se dá no trecho de captura expressiva do rio dos Bagres (5) da porção da bacia do córrego das Táboas (pertencente à bacia do rio Doce). No trecho mais afetado pela captura no rio dos Bagres, tem-se o estabelecimento de um segmento de cerca de 1300 metros, com o entalhe de 460 metros de altura, no qual o canal se encontra encaixado, incidindo e dissecando o escarpamento e reconfigurando o divisor hidrográfico do sistema fluvial em questão, a partir da captura de Vilas Boas, reconhecida por Cherem *et al.* (2013). O córrego São Pedro (10), afluente da margem direita do ribeirão Ubá, também manifesta um caráter anômalo, conformando uma nítida inflexão abrupta em seu médio curso para NE-SW, sendo seccionado neste intervalo por duas anomalias de 1ª ordem. Tal característica anômala será retomada na discussão dos índices analisados na sequência.

Não se considera *a priori* uma relação direta de implicações litológicas na conformação de anomalias para as diferentes unidades, o que corrobora para hipótese de implicações tectono-erosivas na definição desses setores anômalos. O decréscimo assimétrico dos valores de RDE, identificados desde o médio curso do canal principal, sugere um quadro díspare, indicando para uma geodinâmica diferente da tectônica para o baixo e médio curso, o que pode estar vinculado a taxas de deformações crustais diferentes.

Na classificação da CIT, a maioria das bacias hidrográficas enquadraram-se na categoria 1 de intensidade tectônica, com exceção da Santo Antônio (9) e Boa Vista (15), que se enquadraram na categoria 2. Com base na classificação de Andrades Filho e Rossetti (2015), bacias hidrográficas associadas à categoria 1 apresentam 50% da extensão do rio principal como anômala e/ou trechos com valor de RDE maior que 6. A categoria 2 é reconhecida, pelos autores citados anteriormente, para canais que tem menos de 50% da extensão total do rio e com segmentos com valor de RDE menor que 6. Não foram identificados sistemas hidrográficos de categoria 3, pois todos canais em maior ou menor grau apresentaram anomalias.

## **8.2 ASSIMETRIA DE BACIAS E CANAIS**

Marques Neto e Perez Filho (2014), informam que a análise das assimetrias de bacias e canais apenas por um índice morfométrico pode subestimar o papel das deformações neotectônicas, uma vez que é comum o processo de migração do canal ao longo da sua própria bacia em função dos diferentes controles, uma vez que essas deformações podem ser internas como na bacia como um todo. Com intuito de avançar na interpretação dessas assimetrias ofuscadas por apenas um índice, integrou-se a interpretação o Fator de Assimetria de Bacias de Drenagem - FABD com o Fator de Simetria Topográfica Transversal - FSTT com intuito de suprir a demanda de compreensão do padrão de migração do canal internamente aos sistemas hidrográficos analisados, abarcando assim as mudanças de orientação dos canais a partir de diferentes seções ao longo do canal principal, como deformações entre as margens da bacia.

### 8.2.1 FATOR DE SIMETRIA TOPOGRÁFICA TRANSVERSAL - FSTT

De forma resumida, o quadro 23 apresenta os resultados obtidos para o FSTT. A classificação das bacias para a CIT seguiu os limiares estabelecidos para assimetria do referido índice, sendo reconhecido para categoria 1 trechos com valor de  $FSTT_{máx} \geq 0,75$ . A categoria 2 é reconhecida para canais com segmentos com valor de  $0,25 \leq FSTT_{máx} < 0,75$ . Não foram identificados sistemas hidrográficos de categoria 3, pois todos os canais em maior ou menor grau apresentaram assimetrias.

Quadro 23 - Fator de Simetria Topográfica Transversal - FSTT auferidos para os principais cursos d'água da bacia.

	Canal	Nº de seções	FSTT máx.	FSTT min	FSTT méd.	CIT
1	Rio Xopotó	25	0,59	0,03	0,38	2
2	Alto Rio Xopotó	17	0,59	0,05	0,36	2
3	Rib. Ubá	15	0,81	0,17	0,41	1
4	Rio São Clemente	20	0,61	0,00	0,33	2
5	Rio Dos Bagres	15	0,89	0,09	0,40	1
6	C. Ubá Pequeno	14	0,62	0,03	0,37	2
7	Rib. Preto	7	0,65	0,03	0,35	2
8	C. Crindiúba	12	0,53	0,06	0,32	2
9	C. Santo Antônio	7	0,58	0,04	0,30	2
10	C. São Pedro	8	0,85	0,06	0,44	1
11	C. Santana	6	0,70	0,08	0,36	2
12	Rib. São Domingos	7	0,49	0,18	0,40	2
13	C. do Valão	5	0,52	0,09	0,59	2
14	R. do Pombal	5	0,49	0,13	0,30	2
15	C. da Boa Vista	4	0,65	0,03	0,34	2

OBS.: células cinza-claros = assimetria média; células cinza escuro = assimetria alta

O índice foi aplicado para 145 segmentos, sendo identificado 13 trechos com alta assimetria, 72 trechos com média assimetria e 60 com baixa assimetria, correspondendo proporcionalmente a 8,9%, 49,6% e 41,3% respectivamente.

Os valores máximos de FSTT variaram para todas bacias de 0,89 a 0,49, correspondendo as bacias do rio dos Bagres (4) e Pombal (14), respectivamente. Foram reconhecidas para 3 bacias uma alta intensidade de assimetria, correspondendo às bacias dos canais Ubá (3), Bagres (4) e São Pedro (10). Os valores elevados de FSTT refletem características distintas: a elevada assimetria na bacia do ribeirão Ubá (3) se encontra no baixo curso e ocorre na zona de influência de uma zona de cisalhamento na passagem de gnaisses do Complexo da Mantiqueira e ortognaisses do Complexo Juiz de

Fora; para bacia do rio dos Bagres (4), a alta assimetria é dada em função da configuração impetrada pela captura fluvial reconhecida nesta bacia, que reconfigurou os fluxos e morfologia da bacia de drenagem; já para bacia do córrego São Pedro (10), se nota uma abrupta inflexão do canal para N-NE sem nenhum vínculo claro a implicações geológicas e/ou erosivos, o que sugere uma organização tectônica neste segmento.

### **8.2.2 FATOR DE ASSIMETRIA DE BACIAS DE DRENAGEM - FABD**

Os valores do índice FABD identificados variaram de 3,12 a 20,34, sendo as bacias hidrográficas classificadas como de baixa (0 e 7), média (7 a 15) e alta assimetria (> 15), conforme apresentando na figura 85 e quadro 24. A análise e a interpretação de deformações neotectônicas se deram nas bacias e sub-bacias, auxiliando na compreensão de assimetria relacionada a falhas e basculamento de blocos. Os mesmos limiares para o reconhecimento do grau de assimetria foram utilizados para o cômputo da CIT.

O índice de assimetria das bacias hidrográficas apresenta alguns aspectos homogêneos para área, principalmente nas bacias da margem esquerda do rio principal, na qual as bacias apresentam alta a média assimetria, como as bacias de São Pedro (10), Ubá (3), Ubá Pequeno (6), apresentando uma significativa assimetria da margem esquerda, com ápice na bacia do Alto Rio Xopotó (2), se convertendo para uma assimetria da margem direita nas porções norte-nordeste com as bacias do Rio São Clemente (4), Crindiúba (8) e para o médio e baixo curso do rio dos Bagres (5).

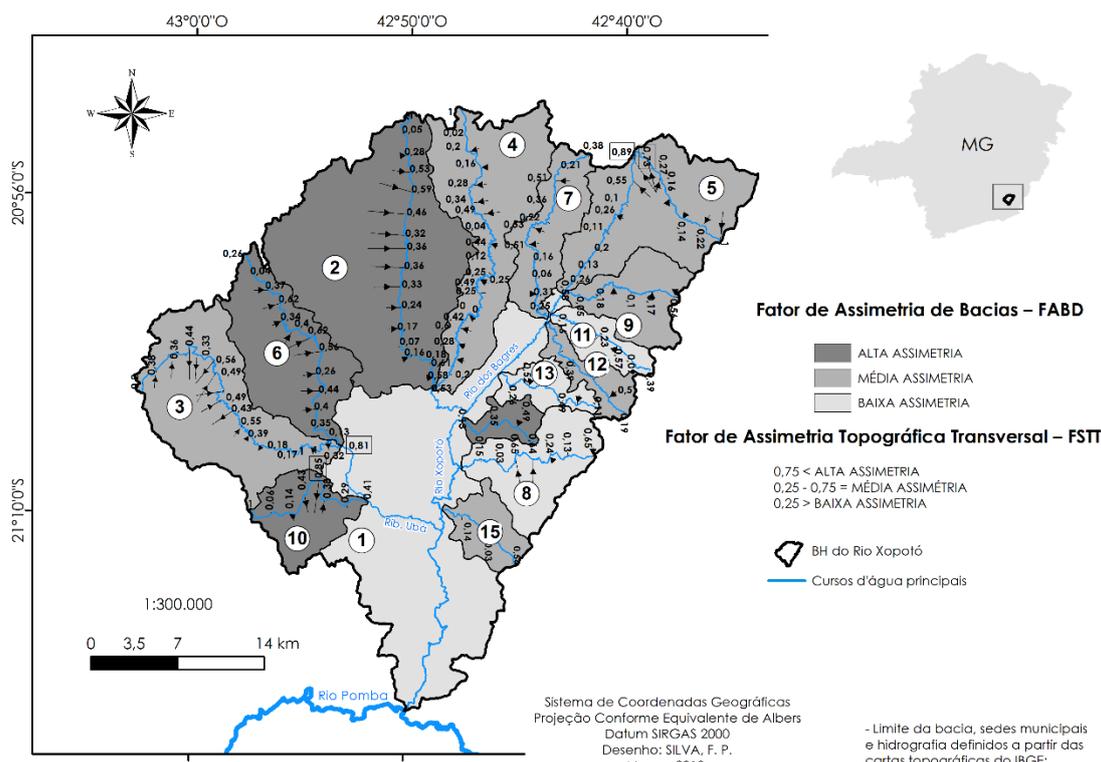


Figura 85 - FABD e FSTT evidenciando o caráter heterogêneo das assimetrias.

Quadro 24 - Fator de Assimetria de Bacias - FABD

ID	Bacia	At (km <sup>2</sup> )	Ar (km <sup>2</sup> )	FABD	FABD-50	CIT
1	Rio Xopotó	1279	679,41	53,12	3,12	3
2	Alto Rio Xopotó	232,58	68,99	29,66	20,34	1
3	Rib. Ubá	126,99	51,10	40,24	9,76	2
4	Rio São Clemente	125,07	80,53	64,39	14,39	2
5	Rio Dos Bagres	114,18	47,88	41,93	8,07	2
6	C. Ubá Pequeno	92,72	29,43	31,74	18,26	1
7	Rib. Preto	61,49	33,74	54,86	4,86	3
8	C. Crindiúba	51,21	29,50	57,60	7,60	2
9	C. Santo Antônio	47,36	27,11	57,24	7,24	2
10	C. São Pedro	43,62	14,78	33,89	16,11	1
11	C. Santana	23,51	12,80	54,45	4,45	3
12	Rib. São Domingos	23,67	9,73	41,10	8,90	2
13	C. do Valão	22,13	9,55	43,17	6,83	2
14	R. do Pombal	16,82	11,41	67,83	17,83	1
15	C. da Boa Vista	28,32	11,35	40,10	9,90	2

OBS.: cinza claro = assimetria baixa, cinza moderado = assimetria média, e cinza escuro = assimetria alta.

Analisando as especificidades das assimetrias é possível compreender que, para as bacias dos rios Ubá (3), Ubá Pequeno (6) e Alto Xopotó (2), tem se possíveis sentidos de basculamento para NE para as duas primeiras, se convertendo para E na última. Em

ambas bacias não se constata interferências da base litoestrutural. As bacias que drenam o setor norte da área de estudo evidenciam um nítido basculamento no sentido W, tendo destaque as bacias do rio São Clemente (4), Crindiúba (7), médio e baixo Bagres (5). A alternância do padrão do basculamento coincide com inflexão do escarpamento da Serra da Mantiqueira que marca este setor interfluvial para disposição em uma direção próxima de WNW - ESE a W-E. Na porção leste da bacia se tem de modo mais claro uma característica heterogeneidade, verificando-se um contraste de bacias com média e baixa assimetria de forma mais clara, se evidenciando apenas para a bacia do ribeirão Pombal (14) uma alta assimetria, tendo um basculamento para SW. As bacias dos canais Santo Antônio (9) e Boa Vista (15) apresentam média assimetria, com basculamento para NE, enquanto a bacia do São Domingos (12) apresenta um basculamento para SE. Apesar das bacias dos canais Preto (8), Santana (11) e Valão (13) comporem o quadro das baixas assimetrias evidenciam um controle dos canais principais, sendo este controle evidente no aspecto retilíneo do canal Santana (11), assim como nos desvios abruptos dos outros dois canais.

### **8.3 ÍNDICE HIPSOMÉTRICO - IH**

Os resultados da aplicação do índice hipsométrico para cada bacia são apresentados nos gráficos na figura 86, em conjunto ao valor absoluto da integral hipsométrica (IH). Geralmente, valores do  $IH > 0,5$ , entre 0,4 e 0,5 e  $< 0,4$  geram curvas hipsométricas convexas, côncavo-convexas ou retilíneas, e côncavas, respectivamente. Valores de IH elevados associam-se a terrenos jovens, onde a erosão é reduzida, o que sugere, embora não de maneira exclusiva, atividade tectônica recente (EL HAMDOUNI *et al.*, 2008). Desse modo, valores altos indicam um relevo jovem, no qual amplas áreas da bacia foram preservadas do desmantelamento erosivo; valores intermediários a baixos denotam um relevo maduro onde existe um equilíbrio entre levantamento tectônico e dissecação.

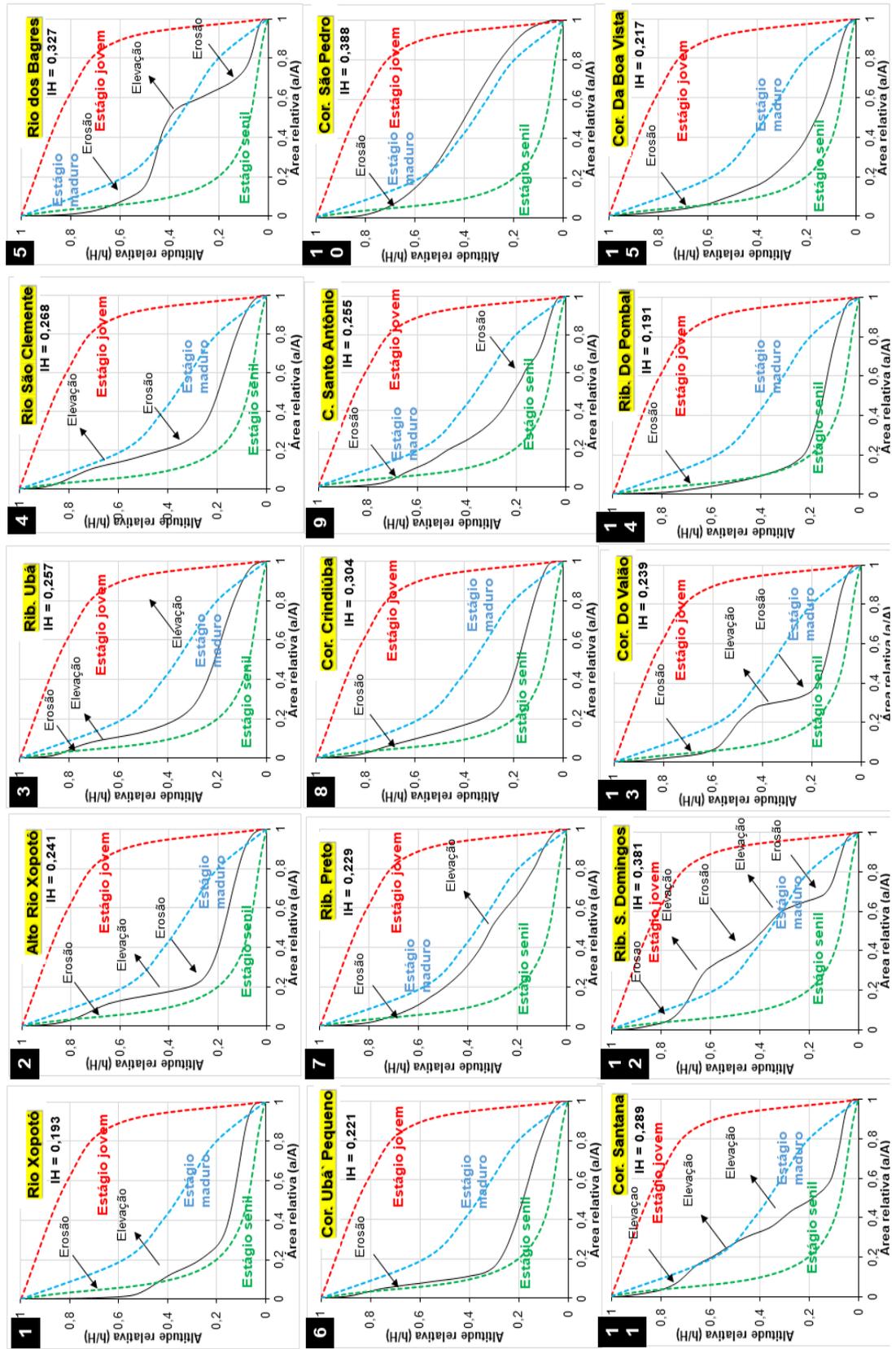


Figura 86 - Curvas hipsométricas referentes às sub-bacias e a bacia hidrográfica dos rios. (IH = valor absoluto da integral hipsométrica; A = superfície total da bacia, a = área dentro da bacia acima de uma determinada cota de elevação (h), H = máxima elevação da bacia hidrográfica).

De modo geral, valores altos, superiores a 0,5, condizem com áreas de alta intensidade de influência tectônica; valores entre 0,4 e 0,5 indicam média intensidade; e valores inferiores a 0,4 sugerem baixa intensidade. Os respectivos intervalos foram considerados para atribuição de categoriais de intensidade tectônica. Nesse sentido, é possível classificar todas as bacias em um quadro de baixa atividade tectônica, uma vez que o valor máximo de IH é 0,388 para a bacia do Córrego São Pedro (10), tendo um valor mínimo de 0,191 no ribeirão Pombal (14), evidenciando que o relevo é expressivamente dissecado, no qual os processos erosivos dão a tônica de inúmeros sistemas hidrográficos. Contudo, compreende-se “desequilíbrios” entre erosão e deposição nas curvas hipsométricas (STRAHLER, 1952) quando ocorrem linhas convexas no setor superior, geralmente associadas a linhas convexas a côncavas do meio para o final do gráfico ou, principalmente, linhas convexas no setor inferior, indicando a presença de influência tectônica nas bacias hidrográficas analisadas. O reconhecimento de linhas mais retilíneas no setor médio-inferior indica forte relação entre os processos de erosão e deposição. A figura 87 sintetiza a disposição da IH para a área de estudo.

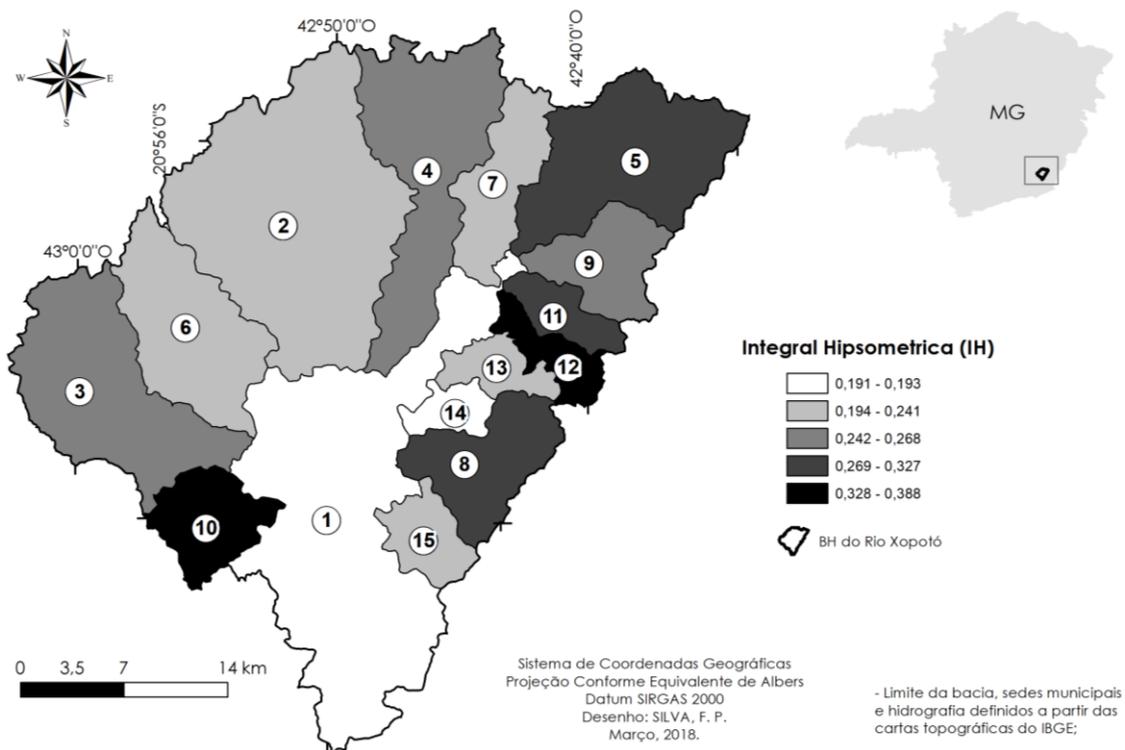


Figura 87 - Integral hipsométrica para os sistemas hidrográficos.

Nesse sentido, na análise das curvas hipsométricas constata desequilíbrios, principalmente em suas porções intermediárias das bacias dos rios Bagres (5), Preto (8), Santana (11), São Domingos (13), Valão (14), todas dispostas na margem direita da área de estudo e sob influência do *Horst* da Serra da Boa Vista, indicando influência tectônica nesses setores. Amplas áreas de ao menos três bacias (Bagres (5), Santana (11) e São Domingos (12) apresentam uma mudança de estágio senil para estágio maduro, permitindo, assim, classificar estas bacias na categoria de intensidade tectônica média, assim como a bacia do Córrego São Pedro (10), a qual é a única bacia que apresenta maior porção areal sob estágio maduro, com um tendência à convexidade em sua porção inferior, denotando influência tectônica na evolução da bacia.

#### **8.4 SINUOSIDADE DA ESCARPA MONTANHOSA - *SMF***

Os segmentos onde se realizou a aplicação do índice da Sinuosidade da escarpa montanhosa - *Smf* correspondem aos setores alçados das escarpas oeste, norte, nordeste e leste da área de estudo, assim como alinhamentos serranos isolados e residuais de controles tectono-estruturais, somando cerca de 29 segmentos. O cômputo da CIT para o *Smf* seguiu a classificação intrínseca do índice, no qual valores de < 1,10 (alta atividade tectônica), 1,11 a 1,50 (média atividade tectônica) e > 1,51 (baixa atividade tectônica) correspondem, respectivamente a categoria alta (1), média (2) e baixa (3).

Em termos de bacia hidrográfica, o quadro se mantém, conforme pode ser verificado na figura 88 e quadro 25, no qual é apresentado que as médias do *Smf* para 9 bacias correspondem a uma moderada assimetria, com sinuosidade média, enquanto 3 bacias apresentam elevada sinuosidade e maior intensidade dos mecanismos erosivos nessas das escarpas, já 2 bacias revelam uma baixa sinuosidade, denotando um menor retrabalhamento erosivo das escarpas e maior ímpeto tectônico promovendo a maior retilinearidade.

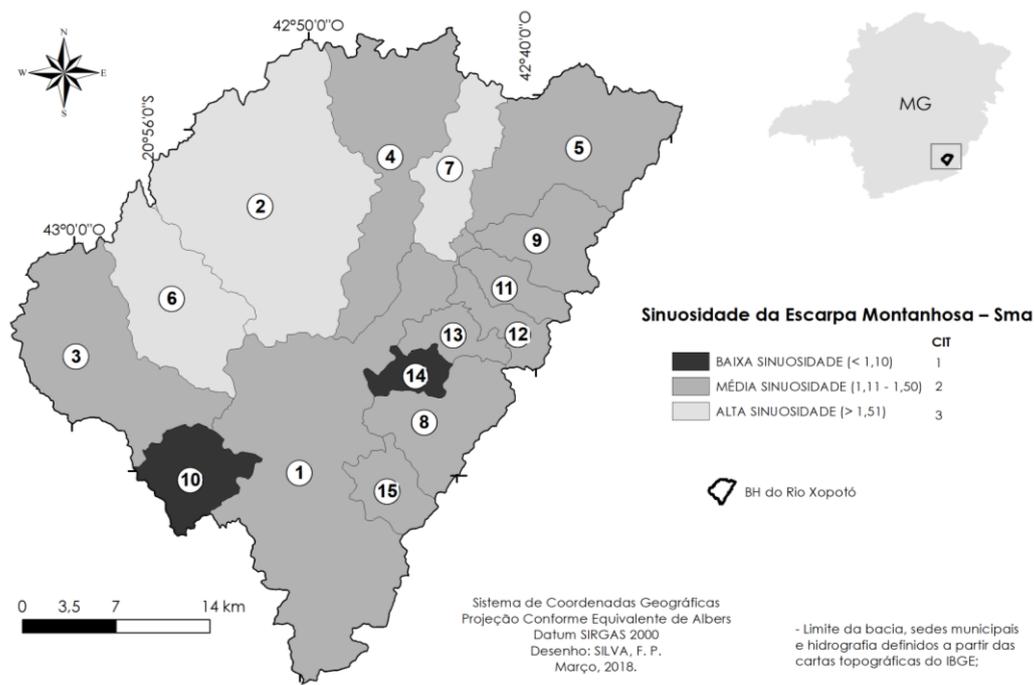


Figura 88 – Sinuosidade da escarpa montanhosa para as sub-bacias.

Os setores mais retilíneos ocorrem nas bacias dos canais São Pedro (10) e Pombal (14), sendo os valores demonstrativos da manutenção da retilinearidade dos setores alçados na paisagem em setores que se inscrevem em um contexto de expressiva dissecação do relevo com compartimentos adjacentes indicando expressivo ímpeto e retrabalhamento por mecanismos erosivos. Ademais, é possível identificar que a totalidade das bacias ligadas ao *Horst* da Serra da Boa Vista apresenta ao menos um terreno com característica de elevada retilinearidade, geralmente inferiores a 1,15, correspondendo a segmentos com declives acentuados e geralmente associados a facetas trapezoidais e triangulares.

Quadro 25 - Sinuosidade da escarpa montanhosa - Smf

ID	Bacia	Lmf (m)	Ls (m)	Smf	Smf bacia	CIT
1	Rio Xopotó (a)	4842,69	4298,87	1,13	1,24	2
	Rio Xopotó (b)	15743,50	10637,00	1,48		
	Rio Xopotó (c)	3774,55	3359,53	1,12		
2	Alto Rio Xopotó	29564,60	15750,90	1,88	1,88	3
3	Rib. Ubá (a)	16982,70	9435,39	1,80	1,50	2
	Rib. Ubá (b)	4291,78	3587,79	1,20		
4	Rio São Clemente (a)	21257,30	10460,50	2,03	1,31	2
	Rio São Clemente (b)	2614,52	2341,77	1,12		
	Rio São Clemente (c)	3858,28	3661,93	1,05		
	Rio São Clemente (d)	2911,25	2752,43	1,06		
5	Rio Dos Bagres (a)	14652,30	9037,95	1,62	1,28	2
	Rio Dos Bagres (b)	11752,00	9664,14	1,22		
	Rio Dos Bagres (c)	3250,37	2930,92	1,11		
	Rio Dos Bagres (d)	4562,70	3834,15	1,19		
6	C. Ubá Pequeno	11307,20	4871,04	2,32	2,32	3
7	Rib. Preto	6233,60	3020,20	2,06	1,61	3
	Rib. Preto	7295,64	6320,27	1,15		
8	C. Crindiúba	14175,70	11170,80	1,27	1,27	2
9	C. Santo Antônio (a)	10600,30	7189,34	1,47	1,31	2
	C. Santo Antônio (b)	5600,19	4891,27	1,14		
10	C. São Pedro	2788,39	2605,11	1,07	1,07	1
11	C. Santana (a)	3500,75	2172,21	1,61	1,50	2
	C. Santana (b)	3712,38	2681,11	1,38		
12	Rib. São Domingos (a)	7310,94	5013,41	1,46	1,28	2
	Rib. São Domingos (b)	3342,15	3060,97	1,09		
13	C. do Valão	4075,44	3059,33	1,33	1,33	2
14	R. do Pombal	2918,30	2662,13	1,09	1,09	1
15	C. da Boa Vista (a)	4111,48	3506,70	1,17	1,14	2
	C. da Boa Vista (b)	4722,65	4274,47	1,10		

OBS: Lmf = comprimento da frente da montanha medida em sua base onde ocorre mudança de declividade; Ls = comprimento, em linha reta, da face do relevo; Smf=Lmf/Ls.

Cinza claro = alta sinuosidade, cinza moderado = média sinuosidade, e cinza escuro = baixa sinuosidade.

### 8.5 ÍNDICE DE ATIVIDADE TECTÔNICA RELATIVA - IAT

O quadro 26 apresenta a síntese dos valores dos índices morfométricos selecionados para a avaliação do índice de atividade tectônica relativa convertidos para valores da categoria de intensidade tectônica (CIT) obtidos para cada bacia. Com base

nesses índices foram identificadas seis classes de IAT (Figura 89). Incorporando os valores apresentados por El Hamdouni *et al.* (2008), os índices de 2,0 a 2,4 indicam intensidade tectônica moderada, sendo classificados nas classes 4, 5 e 6 de IAT. Os valores de 1,6 e 1,8 indicam intensidade tectônica alta, sendo representantes das classes 2 e 3, respectivamente. O valor de 1,25 ilustrativo do quadro de intensidade tectônica altíssima retratam a classe 1.

O comportamento evidenciado pelas classes obtidas para área de estudo demonstra pouca uniformidade, sem um padrão definido para configuração da atividade tectônica pelos índices geomorfométricos. Contudo, foi possível reconhecer três grupos de bacias com características similares, reportando especificidades e fatos morfotectônicos em sintonia com um padrão espacial.

A princípio é coerente apontar para complexidade em distintos setores da bacia, relacionada à diversidade de aspectos reportados pelos índices geomorfométricos. Nesse sentido, esses setores apresentam todas as classes de intensidade tectônica discriminadas. Sendo assim, os setores reconhecidos evidenciam distintos graus de controle tectônico para as bacias.

Quadro 26 - Índice de intensidade tectônica relativa (IAT) para as bacias hidrográficas.

ID	Bacia	RDE	FABD	FSTT	IH	Smf	$\sum^{CIT/n}$	IAT
1	Rio Xopotó	1	3	2	3	2	2,2	5
2	Alto Rio Xopotó	1	1	2	3	3	2,0	4
3	Rib. Ubá	1	2	1	3	2	1,8	3
4	Rio São Clemente	1	2	2	3	2	2,0	4
5	Rio Dos Bagres	1	2	1	2	2	1,6	2
6	C. Ubá Pequeno	1	1	2	3	3	2,0	4
7	Rib. Preto	1	3	2	3	3	2,4	6
8	C. Crindiúba	1	2	2	3	2	2,0	3
9	C. Santo Antônio	2	2	2	3	2	2,2	4
10	C. São Pedro	1	1	1	2	1	1,2	1
11	C. Santana	1	3	2	2	2	2,0	3
12	Rib. São Domingos	1	2	2	2	2	1,8	3
13	C. do Valão	1	2	2	3	2	2,0	4
14	R. do Pombal	1	1	2	3	1	1,6	2
15	C. da Boa Vista	2	2	2	3	2	2,2	5

OBS.: as cores das células na coluna da intensidade tectônica relativa (IAT) correspondem as mesmas apresentadas na figura 90.

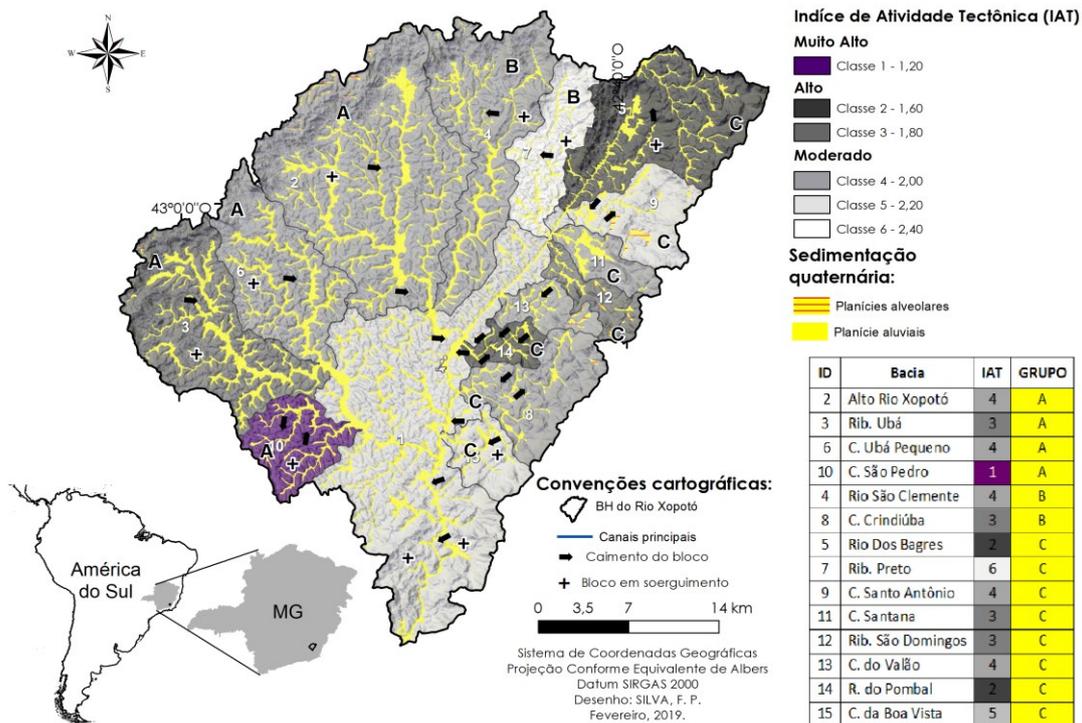


Figura 89 - Classes de IAT definidas para área de estudo.

Do primeiro conjunto de bacias reconhecidas, denominado de Grupo A, as bacias apresentam uma clara assimetria das bacias, na qual as margens à esquerda do canal são significativamente menores que às margens direita, assim como o sistema hidrográfico com a maior intensidade tectônica (bacia do córrego São Pedro - 10), em um contexto de expressiva assimetria nos elementos morfológicos e, sobretudo, desequilíbrio entre os processos erosivos e deposicionais. Esse desequilíbrio também pode ser reconhecido na bacia do ribeirão Ubá, classificada como uma alta assimetria, em resposta à assimetria evidenciada no baixo curso. As bacias do córrego Ubá Pequeno e Alto Xopotó também exibem significativas assimetrias, apesar das moderadas classes de atividade tectônica, decorrentes do expressivo padrão dissecado e dismantelamento das escarpas, evidenciando nos moderados valores de condicionamento tectônico das escarpas.

O Grupo B reúne apenas duas bacias, porém com características antagônicas ao compartimento apresentado anteriormente, ao exibir uma maior assimetria na margem direita, sendo a margem esquerda significativamente maior, além do mais se evidencia uma inexpressiva sedimentação quaternária.

O Grupo C evidencia um quadro com maior preponderância de elementos tectônicos, dado, sobretudo, pelos padrões retilíneos e presença de vales estruturais, em associação a capturas fluviais, assim como a condicionamentos da drenagem em todos sistemas hidrográficos em distintos graus de intensidade tectônica, evidenciando a pouca uniformidade da ação tectônica nessas bacias, não compondo padrões específicos de basculamentos internos e drenagem consequente, erodindo perpendicularmente as cristas, a subsequente ajustada paralelamente às escarpas de linha de falha, encaixado entre os morros alinhados em borda de escarpa e colinas alinhadas do gráben do rio dos Bagres.

As feições morfotectônicas figuram como importante componente na caracterização da tectônica da área, sobretudo pela expressiva concentração das facetas trapezoidais e triangulares, assim como desvios abruptos e capturas fluviais na porção E-SE da área, principalmente nos terrenos de influência do *Horst* da Serra da Boa Vista, o qual se apresenta como importante feição que passou por um soerguimento tectônico, com uma elevação mínima de 300 a 400 m, de acordo com as pesquisas de Noce *et al.* (2003) e Romano e Castañeda (2006) em depósitos de bauxita posicionados em diferentes cotas altimétricas.

O interior da área de estudo apresenta uma configuração espacial com expressivos lineamentos estruturais, falhas pré-cambrianas e cenozoicas em desnivelamentos paralelos com orientação preferencialmente NE-SW, que foram associadas por Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) a basculamentos e escalonamentos de blocos em diferentes escalas para o sudeste brasileiro. Para estas falhas na área de estudo, Mello *et al.* (2005) estabeleceram uma idade pleistocênica a holocênica, além de admitir uma fase anterior como precursora do escalonamento conspícuo a área, que se relacionaria mais efetivamente ao mecanismo que originou o *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, reconhecido por Riccomini (1989).

Os afluentes da margem direita do canal principal também aproveitaram as fraturas NW-SE, sendo possível evidenciar a disposição dos corredores hidrográficos do rio Ubá (3), São Clemente (4) e Ubá Pequeno (6) no sentido NW-SE e NNW-SSE. Nesse sentido, Oliveira (2018) reitera que estruturas neoproterozoicas NE-SW teriam estabelecido os compartimentos escalonados para o terreno seguindo esta direção,

enquanto estruturas mesozoicas NW-SE truncariam as estruturas anteriores conformando novos compartimentos.

Marent (2016) reconhece a existência de uma evolução individualizada entre diferentes terrenos para área de estudo, de acordo com controle litoestruturais específicos. Nesse sentido, a porção escarpada nos setores NW e N poderia ser interpretada unicamente associada aos processos de propagação dos *knickpoints*, enquanto na porção E, associada as adjacências do *horst*, a evolução não teria origem exclusivamente por processos de denudação, na qual a tectônica assumiria o protagonismo.

A hipótese denudacional para porção escarpada para o setor NW e N é sustentada por Cherem *et al.* (2012) ao apontar que a tônica desse setor é comandada pela dinâmica das capturas fluviais, proporcionadas pelas taxas de denudação média mensuradas em ( $^{10}\text{Be}$ ) mais elevadas ( $\pm 18,11 \text{ m-My}^{-1}$ ) que consomem as porções planálticas dispostas acima da escarpa, que possuem taxas denudacionais médias menores ( $\pm 12,55 \text{ m-My}^{-1}$ ), constando a tipicidade de que as escarpas estariam evoluindo em demanda das porções planálticas por processos de capturas fluviais, implicando assim em reorganizações na área de estudo para os diferentes compartimentos geomorfológicos e escarpados.

Contudo, a perspectiva assumida por Cherem *et al.* (2012) é contestada por Oliveira (2018) ao interpretar para a bacia do Bagres (5), principalmente para o contexto da captura de Vilas Boas (CHEREM, *et al.*, 2013), uma origem tectônica, na qual as reativações tectônicas do hemigráben do rio dos Bagres teriam favorecido a superimposição do canal capturador na escarpa erosiva, com taxas denudacionais elevadas ( $\pm 21,1 \text{ m-My}^{-1}$ ) por propagação do *knickpoint* promovendo, assim, a captura do paleocurso do córrego da Taboa, que apresenta taxas denudacionais inferiores ( $\pm 11,3 \text{ m-My}^{-1}$ ) a do canal capturador.

Dados geocronológicos de intemperismo ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) revelaram idades entre 10 a 5,6 Ma (VASCONCELOS *et al.* 1992) e de 10 a 8 Ma (CARMO e VASCONCELOS, 2004) e permitem posicionar o início da depressão de Ubá entre o Mioceno superior e Plioceno. Antonioli *et al.* (2005) reconheceu as mesmas idades para depósitos semelhantes através de estudos palinológicos.

Desse modo, somando a essas perspectivas e ao conjunto de dados mobilizados para avaliação tectônica da área, pode-se identificar inúmeros fatos geomorfológicos associados ao tectonismo cenozoico na promoção de significativos reajustes nos sistemas hidrográficos selecionados para esta caracterização.

Em resumo, as rupturas paralelas e ajustadas ao sentido NE-SW que evidenciam os elos da área aos movimentos de consolidação do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, assim como componentes mais recentes expressos em orientações NW-SE e W-E dão expressão aos movimentos e ajustes neotectônicos preferenciais, impondo alterações morfológicas nos perfis longitudinais, ampliando as convexidades e declividades de segmentos aluviais, seccionando setores de sedimentação quaternária. Os basculamentos de blocos e caimento a SE não se relacionam à erosão diferencial de litologias distintas, apontando novamente para uma resposta relacionada à tectônica.

Com essa perspectiva, o padrão dos basculamentos nos sistemas de drenagem reconhecido, que exhibe uma conversão de uma assimetria margens direitas (Grupo A), para margens esquerda (Grupo B), permitindo refletir sobre reativações das falhas compressivas de empurrão NE-SW mapeadas pelo CPRM e CODEMIG (2014). As bacias do Grupo C, por sua vez, reúnem expressivos condicionamentos na drenagem e significativas convexidades, a presença de vales retilíneos no sentido NE-SW limitados por inflexões abruptas e segmentação aluvial caracterizam arranjos neotectônicos, assim como a concentração de facetas triangulares e trapezoidais que reafirmam a sobreposição do tectonismo frente aos mecanismos erosivos responsáveis pelo desmantelamento do relevo.

As classes de intensidade tectônica altas, que respondem por mais de 1/3 das bacias investigadas, reúnem de forma mais expressiva esse arranjo de desvios abruptos em canais, seccionamento aluvial, retineidade das morfologias. O padrão evidenciado também pode ser encontrado em outros sistemas hidrográficos em menor grau.

## 9. COMPARTIMENTAÇÃO MORFOTECTÔNICA

O presente capítulo organizou as principais informações geomorfológicas, tectônicas, estruturais e geológicas para área de estudo e o quadro tectônico que a circunscribe. Com isso, se busca apresentar os compartimentos morfotectônicos e morfoestruturais a partir dos dados oriundos das implicações tectônicas na drenagem, índices morfotectônicos e dados de campo que permitem reconhecer esses compartimentos e processos morfogenéticos predominantes.

Desse modo, foi possível identificar 5 compartimentos (Figura 90), sendo 3 compartimentos morfotectônicos (I - *Horst* da Serra da Boa Vista; II - Gráben do rio dos Bagres; III - Depressão de Ubá) e 2 compartimentos morfoestruturais (IV - Escarpas erosivas da Serra da Mantiqueira; V - Planalto capturado dos Campos das Vertentes). O quadro 27 reúne os dados fundamentais utilizados para classificação morfotectônica e morfoestrutural da área de estudo.

Quadro 27 - Síntese das principais características dos compartimentos morfoestruturais e morfotectônicos da bacia do rio Xopotó.

Compartimentos	Lineamentos direções principais	Densidade de drenagem	Morfologia do perfil longitudinal	Atividade tectônica relativa	Informações de campo
I	NE-SW, NW-SE e W-E	Baixa (< 2)	Côncavo-convexo	Alta	Importante área de relevo positivo; Drenagem encaixada e vales retilíneos; Facetas trapezoidais e triangulares.
II	NW-SE e NE-SW	Alta (> 2,51)	Côncavo	Alta	Área no qual se insere o principal vale retilíneo, indicando influência de componente NE-SW e desvios abruptos.
III	W-E, NW-SE e NE-SW	Baixa (< 2)	Convexo	Moderada a alta	Segmentos mais dissecado, na qual a tectônica é responsável por promover alvéolos e assimetrias em canais fluviais.
IV	W-E, NW-SE e NE-SW	Alta (> 3,01)	Retilíneo	Moderada	Escarpas erosivas, marcadas por uma intensa dissecação e desnível topográfico.
V	W-E, N-S e NE-SW	Muito Alta (> 3,5)	Côncavo-retilíneo	Alta	Áreas recém incorporadas a bacia por meio de processos de capturas fluviais; elevada presença de paleocanais

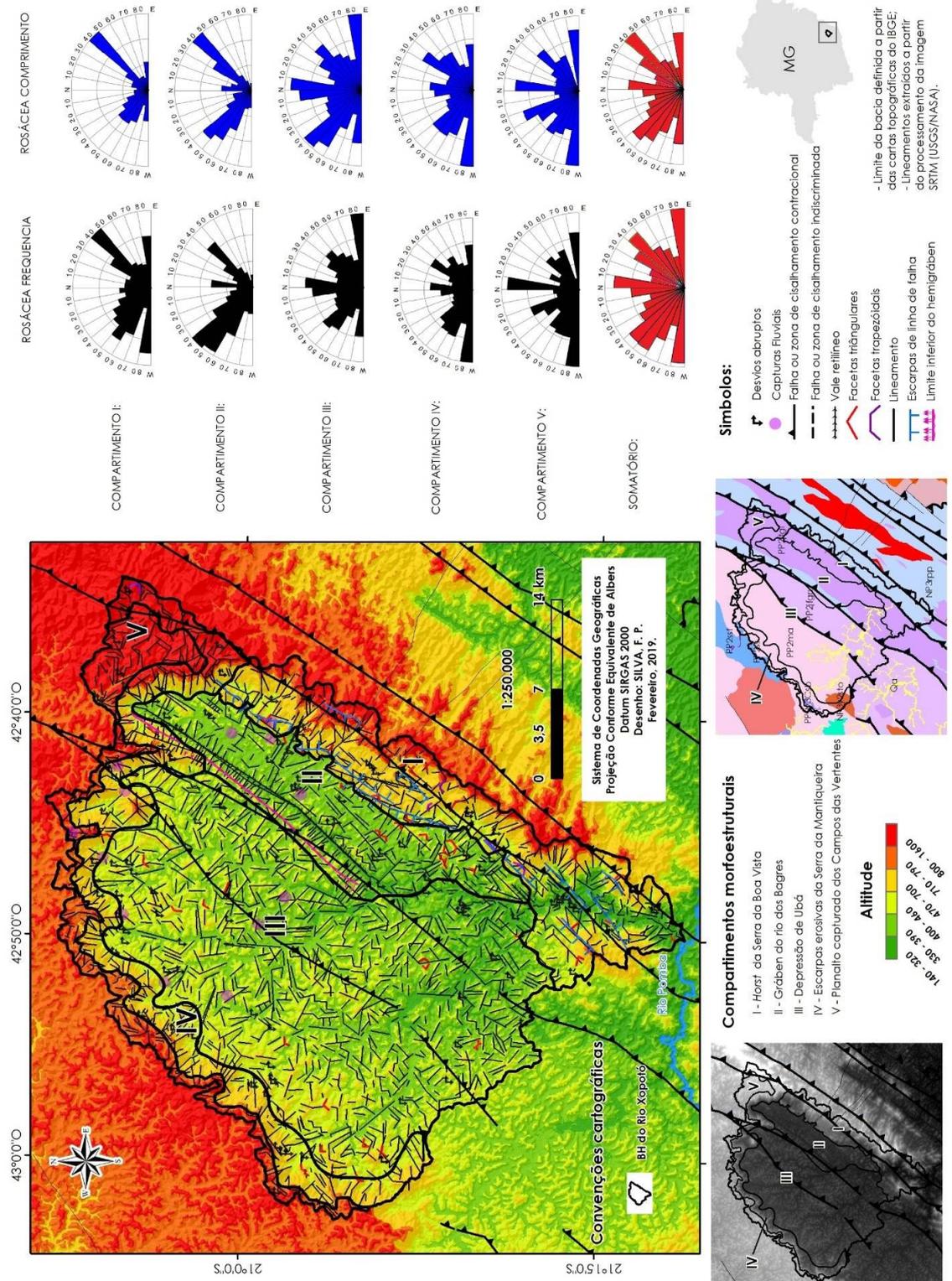


Figura 90 - Compartimentos morfoestruturais para bacia do rio Xopotó e diagramas de roseta para os distintos compartimentos.

## 9.1 COMPARTIMENTO I - *HORST* DA SERRA DA BOA VISTA

O compartimento *Horst* da Serra da Boa Vista se constitui como setor de cristas e patamares alinhados com direção NE-SW, com altitudes entre 500 metros e 1000 metros. Os limites do compartimento são dados no segmento NW por escarpas de linha de falha e associam de modo mais expressivo ao compartimento do Gráben do rio dos Bagres (Compartimento II), e com a Depressão de Ubá (Compartimento III) após o rompimento do *horst* pela epigenia do rio Xopotó, mais rebaixada que a porção NE. O limite superior é definido no contato com a inflexão do compartimento das escarpas erosivas da Serra da Mantiqueira (Compartimento IV) para o sentido do *Horst* (NE-SW), indicando a influência desse compartimento na tônica geomorfológica da Mantiqueira Setentrional.

Litologias do Complexo Juiz de Fora graníticas, charnockíticas e enderbíticas arrançadas em um sentido NE-SW são interceptadas por falhas compressionais NE-SW. A orientação principal NE-SW do compartimento é verossímil nos diagramas de roseta para frequência de lineamentos e extensão dos lineamentos nessa orientação. Sendo também evidente lineamentos numa orientação NW-SE, seguido por W-E de forma realçada. Os principais traços da trama estrutural remontam a investigação feita por Oliveira (2018) que identificou falhas correlatas a compreensão NE-SW, que gerou transcorrência dextral NW-SE.

Os vales neste compartimento evidenciam inúmeras anomalias, sobretudo, desvios abruptos, vales confinados e retilíneo, capturas fluviais, como a captura estudada por Cherem *et al.* (2013). Os blocos na área apresentam deslocamentos verticais, indicando o aspecto ascensional do relevo na área.

Neste segmento, conforme Romano e Castañeda (2006), temos a maior parte dos deslocamentos e basculamentos em níveis bauxíticos entre as cotas de 700 e 900 metros para área.

O conjunto de assimetrias de drenagem, basculamentos, facetas trapezoidais, vales encaixados, capturas fluviais e taxas denudacionais lado a lado aos deslocamentos verticais na área sugerem no mínimo um importante configuração pós-miocênica, sendo este componente diretamente relacionado a fases de reativações neotectônicas.

## **9.2 COMPARTIMENTO II - GRÁBEN DO RIO DOS BAGRES**

O compartimento reconhecido como Gráben do rio dos Bagres se distingue por morfologias convexas alinhadas a padrões NE-SW e NW-SE, com altimetria média de 350 metros, raramente superior a 500 metros. O arranjo mais pronunciado para o segmento é o hemigráben com projeção horizontal de 33 km no sentido NE-SW e largura de até 8 km, a projeção horizontal é consoante à orientação NE-SW do rio que empresta nome ao compartimento em um vale oriundo provavelmente de tectônica tafrogênica.

O embasamento se intercala por enderbitos do Complexo Juiz de Fora e paragneisses do Grupo Raposo segmentados por falhas compressionais que definem a borda flexural do hemigráben.

No mioceno, com o abatimento desse bloco se teria favorecido a consolidação de epigenias e o aproveitamento de fraturas NW-SE - epigenia do Rio Pomba - e N(NE)-S(SW) - epigenia do rio Xopotó. As respectivas gargantas, portanto, seriam responsáveis pela ampliação da vaga erosiva a partir desse abatimento tectônico e teriam a consolidação não exclusivamente da porção deprimida do Gráben do rio dos Bagres, mas de toda porção deprimida alongada no sentido NE-SW, correspondente à Depressão de Ubá (Compartimento III). A aglutinação desses elementos seriam os critérios que balizam a gênese da Depressão de Ubá por mecanismos tectônicos, conforme as interpretações de Mello *et al.* (2005) e Silva (2012), a despeito de uma origem meramente ligada à denudação por capturas fluviais decorrente de diferenças no potencial erosivo das bacias em distintos níveis de base, conforme apontado por Cherem *et al.* (2012) e Cherem *et al.* (2013).

## **9.3 COMPARTIMENTO III - DEPRESSÃO DE UBÁ**

O compartimento deprimido da porção de Ubá apresenta direções principais W-E, NW-SE, N-S e NE-SW. Nesse setor com altitudes não superiores a 700 metros e desnivelamento vertical médio das morrarias de cerca de 100 metros cercados por planícies e terraços com expressivo aprisionamento aluvial dando aporte aos assentamentos urbanos de Rodeiro, Ubá e Visconde do Rio Branco.

As morfologias se desenvolvem em um contexto de litologias de ortognáissicas do Complexo Mantiqueira e Complexo Juiz de Fora. O caimento geral da topografia se

dá para SE, sendo o referido compartimento uma porção deprimida dissecada na qual se estabelece, sobretudo, morrotes, colinas e morros. Estes em sua vasta maioria com expressiva convexização de formas. O compartimento em questão estabelece contato em sua maior parte as escarpas erosivas da Serra da Mantiqueira (IV), que evidenciam uma significativa sinuosidade, indicando frentes distintas de avanço erosivo sob as porções escarpadas e alçadas da paisagem.

No relevo desse setor, apesar da expressiva convexidade das morrarias, se evidencia a proeminência de desvios abruptos e lineamentos vinculados à tectônica a partir do componente W-E, mesmo que apenas relativo à frequência, reforçando os vínculos com a neotectônica nos terrenos cristalinos do sudeste brasileiro, ligado a falhas transcorrentes e inflexões de canais fluviais. O componente W-E pode ser associado à transcorrências sinistrais miocênicas a pliocênicas, conforme Mello *et al.* (2002), se convertendo no pleistoceno-holoceno para um domínio de transcorrência dextral E(ENE)-W(WSW) de acordo com Mello *et al.* (2005). O respectivo regime tectônico transcorrente W-E também é sublinhado por Zoback *et al.* (1989).

Os regimes tectônicos e a forte dissecação fluvial são sugestivos de um padrão ascensional para área. O aspecto mamelonizado, apesar de suprimir *a priori* uma interpretação de cunho tectônico, não exclui as reorganizações neotectônicas que compõe a dinâmica da bacia, principalmente para a drenagem, a qual apresenta expressivos deslocamentos horizontais e trechos encaixados e contorcidos por componentes endógenos.

#### **9.4 COMPARTIMENTO IV - ESCARPAS EROSIVAS DA SERRA DA MANTIQUEIRA**

O compartimento das Escarpas Erosivas da Serra da Mantiqueira se articula nas porções NW, N e ENE da área de estudo estando delimitadas no sopé por morros alinhados, morros e rampas de colúvio intercalados com planícies fluviais associadas a terraços, apresentando desnível altimétrico superior a 200 metros e escarpas, com vertentes retilíneas, marcadas pelo entalhe fluvial e erosão remontante. Nesse sentido, o respectivo esporão da Mantiqueira Setentrional marca a passagem das morfologias altimontanas (Compartimento V) do Planalto do Campo das Vertentes, para os compartimentos intermontanos do Gráben do rio dos Bagres e Depressão de Ubá (Compartimento II e III, respectivamente).

A variabilidade altimétrica vai de 500 metros, no contato do domínio inferior entre as escarpas e morrarias, a altitudes superiores a 1500 metros no contato morrarias altimontanas e escarpa no extremo E da área de estudo, no contexto da Serra do Pai Inácio. Com relação aos lineamentos principais se destaca o componente W-E, assim como no compartimento anterior, seguido pelo componente NW-SE e NE-SW. O respectivo padrão se evidencia no diagrama de roseta para comprimento.

O esporão erosivo se distribui indistintamente em setores com distintos litotipos, não se verificando nenhuma espécie de controle na configuração do mesmo a partir de influência litoestrutural, mas sobretudo pela diferença no potencial erosivo nas cabeceiras drenadas desses planaltos, uma vez que as cabeceiras que drenam a frente das escarpas tem maior energia que as cabeceiras que drenam o seu reverso (BIERMAN e CAFFE, 2001; CHEREM *et al.* 2013).

#### **9.5 COMPARTIMENTO V - PLANALTO CAPTURADO DOS CAMPOS DAS VERTENTES**

O compartimento em questão se refere a morfologias altimontanas oriundas do Planalto do Campo das Vertentes, que foram em tese recentemente incorporadas ao sistema hidrográfico do rio Paraíba do Sul por processos de capturas fluviais, uma vez que essas bacias instauradas na frente escarpada possuem um maior potencial erosivo frente às bacias alocadas no reverso, articuladas a bacias do rio Doce.

Nesses compartimentos as orientações mais proeminentes se estabelecem no sentido W-E, NW-SE e N-S, indicando, assim, que as falhas transcorrentes E-W também dão à tônica dos setores capturados.

Cherem *et al.* (2013) aponta para o contexto da captura fluvial de Vilas-Boas que o canal se apresenta encaixado cerca de 2,5 m em relação a calha fluvial atual. As elevadas taxas de denudação para área segundo Oliveira (2018) seriam correspondentes a um regime de reativações de estruturas neoproterozóicas.

Entretanto, apesar das características vinculadas a atividades tectônicas recentes reconhecemos que o processo de captura fluvial e a dinâmica erosiva do contexto escarpado se impõe a dinâmica tectônica, sendo este compartimento associado em maior grau a um componente passivo, em detrimento de componente ativo. Nesse sentido, a associação da área a um compartimento morfotectônico se faz de modo cauteloso, uma vez que os processos verificam que as características da área

revelam uma estruturação pela ação conjunta de *backwearing* e *downwearing*, em consonância com o que é apresentado por Marent (2016).

## 10. CONCLUSÃO

Este capítulo tem como objetivo sistematizar as características do componente tectônico com intuito de apreciar os elementos mais preponderantes na configuração geomorfológica da bacia do rio Xopotó e suas sub-bacias.

Nessa perspectiva, o primeiro aspecto que chama a atenção são as baixas taxas denudacionais (de 23,07 a 5,24 m-My<sup>-1</sup>) encontradas por diferentes autores para área, o que isoladamente permitiria caracterizar um estado estabilidade tectônica. Entretanto, a partir de uma análise geomorfológica e geomorfométrica, se somam a este quadro de baixas taxas erosivas feições e indícios de reativações neotectônicas que se expressam na organização de diferentes aspectos geomorfológicos no relevo e na drenagem: *knickpoints*, desvios abruptos da drenagem, assimetria de bacias e canais, facetas trapezoidais e triangulares, vales retilíneos.

A própria organização morfológica e os desnivelamentos topográficos, também reconhecidos na área por Mello *et al.* (2005), Marent (2016) e Oliveira (2018), já reúnem elementos significativos dos elos neotectônicos, sendo a disposição prioritária na orientação NE-SW sugestiva do caráter ressurgente dessa tectônica, ligada aos mecanismos promotores do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, sugerindo uma reativação miocênica. Outras duas fases tectônicas reconhecidas por Mello *et al.* (2005), relacionadas aos mecanismos do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro, também foram identificados para área: fase tectônica extensional NW(WNW)-SE(ESE) holocênica e a fase de transcorrência dextral W(ONW)-E(ENE) pleistocênica-holocênica. Essas fases seriam responsáveis pelas modificações recentes na paisagem em distintos contextos.

Os desnivelamentos topográficos e abatimento de blocos identificado nos perfis altimétricos em varredura que tipificam o escalonamento do relevo demonstram que a litologia não é responsável pela manutenção dos segmentos alçados na paisagem, principalmente nas adjacências do compartimento reconhecido como *Horst* da Serra da Boa Vista, uma vez que no mesmo domínio enderbítico do Complexo Juiz de Fora se verifica desnivelamentos e abatimentos de blocos com caimento a SE, sugerindo que esses segmentos têm uma origem tectônica. Configuração similar pode ser apontada para litologias ortognáissicas do Complexo Mantiqueira, não se identificando que o desmantelamento das escarpas erosivas tenha elos com a erosão diferencial, apontando

assim para uma origem tectônica dessa escapa. Desse modo, assumindo essa hipótese de origem tectônica, as morfologias amorreadas definiriam um gráben no sopé das escarpas.

Nesse sentido, no capítulo 5, reconheceu-se cinco compartimentos morfotectônicos a partir das especificidades de cada contexto e da articulação dos lineamentos e feições morfotectônicos em diferentes compartimentos morfológicos.

O compartimento I - *Horst* da Serra da Boa Vista evidencia o setor marcado por escarpas de linha de falha e por patamares alinhados em direção NE-SO se alocando até o contato com o compartimento II – Gráben do rio dos Bagres, tipificando um *hemigráben* para esse setor, no qual se instala a bacia do rio dos Bagres. Este compartimento reúne morfologias colinosas em patamares altimétricos regulares, tendo sua gênese vinculada à promoção de importantes reorganizações na drenagem por epigenias, relacionadas à dinâmica hidrográfica regional modificada por essa movimentação de blocos.

O compartimento III – Depressão de Ubá marca o setor mais dissecado para área de estudo, evidenciando morfologias amorreadas, expressas em morros, morrotes e colinas sem um vínculo eminente com elos tectônicos, apesar de reunir desvios abruptos e lineamentos neotectônicos ligados ao componente O-E em menor escala, constituindo uma área rebaixada, de acúmulo sedimentar. O compartimento IV, Escarpas erosivas da Serra da Mantiqueira, exibe um esporão erosivo sob distintos domínios geológicos em decorrência da diferença do potencial erosivo das cabeceiras de drenagem na frente e reverso das escarpas, indicando que a erosão diferencial não é determinante no estabelecimento desses setores escarpados. Nesse sentido, Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) defendem a origem tectônica desse compartimento escalonado que estaria relacionado ao mecanismo promotor do *Rift* Continental do Sudeste Brasileiro. O Compartimento V – Planalto capturado dos campos das vertentes engloba terrenos recentemente incorporados à bacia hidrográfica não se evidenciando um quadro de elo claro com a tectônica, apesar do componente de lineamentos W-E sugerir atividades recentes.

Em geral, os lineamentos de relevo e drenagem relacionados aos compartimentos morfotectônicos reconhecidos para a área se relacionam às fases

tectônicas reconhecidas para o Sudeste Brasileiro por vários pesquisadores. Desse modo, os dados oriundos do mapeamento de feições morfotectônicas no relevo (escarpas de linha de falha, facetas trapezoidais e triangulares) e drenagem (desvios abruptos, capturas fluviais, vales retilíneos) revelam interferências diretas das estruturas na dinâmica geomorfológica atual.

A reconstituição paleotopográfica, apresentada no capítulo 6 aponta para uma evolução díspare entre as bordas planálticas da bacia, sendo possível a partir desse recurso metodológico reconstituir o paleorrelevo e evidenciar a consolidação do hemigráben no qual se instalou o rio dos Bagres, assim como as reconfigurações da rede hidrográfica com epigenia do rio Xopotó. Com a integração da Sinuosidade da Escarpa Montanhosa – *Smf* se tem a caracterização de distintas fases de controle tectônico para área, reforçando o padrão reconhecido por Oliveira (2018), o qual identificou na área alternância de ativações e reativações para área.

Desse modo, com base em dados geocronológicos de trabalhos anteriores, a hipótese mais fundamentada seria de uma evolução dada pela conjunção de abatimentos e soerguimentos tectônicos desde o eoceno, que teria inaugurado os processos denudacionais relacionados à propagação do *knickpoint* por capturas fluviais, seguindo o modelo proposto por Marent (2016), com atuação conjunta entre recuo lateral e incisão vertical. Contudo, esta evolução não seria homogênea, uma vez que as escarpas de falha convertidas para escarpa de linha de falha demonstram basculamentos e escalonamentos internos sugestivos de modificações decorrentes de mecanismos tectônicos, que estariam afetando as formas de relevo desses terrenos compreendidos como hemigráben, reunindo a maior concentração de facetas trapezoidais e triangulares.

A drenagem, como elemento mais sensível da paisagem a deformações tectônicas, reúne expressivos elementos que justificam o reconhecimento do tectonismo ativo para bacia. Assim cabe salientar que a avaliação do estágio estacionário para morfologia dos perfis longitudinais dos canais, que em maior ou menor grau exibem convexidades e alternância no índice de declividade em diferentes segmentos, reportados no modelo declive-área, não atendem aos parâmetros que caracterizariam a estabilidade desses sistemas fluviais, indicando desequilíbrios em

vários trechos nos setores fluviais, associados a *knickpoints* e segmentação aluvial, que reiteram o papel do tectonismo cenozoico na bacia.

Compreendendo que a tectônica é presente na dinâmica da bacia hidrográfica, índices geomorfométricos foram articulados com intuito de permitir mensurar o grau de intensidade de assimetrias e deformações nos sistemas hidrográficos. Com esse intuito, pode-se apontar pouca uniformidade na distribuição das classes de alta intensidade tectônica de acordo com as especificidades geomorfológicas, sugerindo uma atuação indiferenciada da tectônica, apesar da maior concentração de elementos morfotectônicos no contexto do *Horst* da Serra da Boa Vista, que influencia toda organização hidrográfica da área. Nesse sentido, a ampliação do entalhe fluvial do canal principal nos trechos influenciados pelo *horst* é muito representativo dessas implicações tectônicas, assim como a ausência de estocagem sedimentar e aumento do gradiente das encostas, apontando para o soerguimento desse setor, evidenciando que o rio Xopotó é condicionado por esses basculamentos de blocos, que promovem alterações na forma côncava do seu perfil longitudinal com a formação de *knickpoints* vinculados a essas zonas reativadas.

Por fim, a caracterização da dinâmica tectônica por índices geomorfométricos diversos se mostrou adequada para apreensão das especificidades da evolução da paisagem, reiterando os aspectos morfotectônicos em contraponto às baixas taxas denudacionais reportadas em diferentes trabalhos para área.

O elo tectônico dos sistemas hidrográficos reconhecidos em distintas ordens hierárquicas reforça o papel da tectônica cenozoica na esculturação e renovação das paisagens da Mantiqueira Setentrional, suplantando em muitos aspectos os processos erosivos no desmantelamento de escarpas, morfologias e canais.

Desse modo, vislumbra-se como perspectiva futura uma análise pormenorizada desses contextos afetados tectonicamente, buscando uma melhor caracterização do quadro geomorfológico em relação às taxas denudacionais, colocando como questão se os valores médios para bacias seriam os mais adequados para definir o componente neotectônico, que pode ser mascarado ou subestimado sem uma prévia apreensão das especificidades tectônicas e morfométricas da área.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DNPM-DGM**, Rio de Janeiro, v. 241, 36p. 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 15-26 (suplemento), 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUY, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: **Simpósio de Geologia do Nordeste**, SBG, Ed. Campina Grande, 1977; p. 363-391.
- ANDRADE, M. C. Aspectos Geográficos da Região de Ubá. **Anais da Associação dos Geógrafos Brasileiros**, São Paulo, Avulso n. 1, 1959.
- ANDRADES FILHO, C. O; ROSSETTI, D. F. Intensidade da atividade tectônica na porção emersa da Bacia Paraíba e embasamento cristalino adjacente, Nordeste do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre, v. 42, n. 2, p. 113-130, fev. 2015.
- ANTONIOLI, L. TUPINAMBÁ, M.; GARCIA, M.J.; DINO, R. Palinologia e idade de sedimentos Neógenos (Mioceno Superior/Plioceno) da Depressão do Rio Pomba-Muriaé. In: **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE**, 9., 2005. Rio de Janeiro. Anais..., Rio de Janeiro: SBG, 2005. p. 63.
- ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. **Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozoico na região sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1978. p. 75-88. (Série Projeto REMAC, 4).
- BARROS, R. S.; CRUZ, C. B. M. Avaliação da altimetria do modelo digital de elevação do SRTM. In: XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis, INPE, **Anais**. p. 1243-1250. 2007.
- BEYER, H. L. **Hawth's Analysis Tools for ArcGIS**. 2004.
- BIERMAN, P. R.; MONTGOMERY, D. R. Hillslope. In: **Key Concepts in Geomorphology**. W. H. Freeman and Company Publishers. New York, p.145 –178, 2014.
- BIERMAN, P.R., CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. **American Journal of Science**, v.301. 2001.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 365, p. 329-365, 2007.
- BLUE MARBLE GEOGRAPHICS. **Global Mapper's**. 2015.
- BORGES, G. L. **Análise Geoecológica da Dinâmica da Paisagem do Estado do Rio de Janeiro: Uma Proposta de Rotina para o Uso da Superfície Modelada**. Rio de Janeiro, 2017. 183p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- BRICALLI, L. L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, v. 6, n. 1, p. 75-110, 2016.

- BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. **Geology**, Penrose Conference Report, p. 216, 1985.
- BULL, W.B. Tectonic **Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology**. Wiley-Blackwell. Oxford, 328p. 2007.
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic geomorphology**. John Wiley & Sons, 2001.
- BURNETT, A.W.; SCHUMM, S.A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50. 1983.
- CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. Earth Surface Processes and Landforms: **The Journal of the British Geomorphological Research Group**, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.
- CASSETI, Valter. Estrutura superficial. Valter Casseti. **Elementos de Geomorfologia**. Ed. UFG, 2001.
- CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; VARAJÃO, A. F. D. C.; SALGADO, A. A. R.; OLIVEIRA, L. A. F. D.; BERTOLINI, W. Z. O papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, p. 299-308. 2013.
- CHEREM, L.F.S.; VARAJÃO, C.A.C.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SALGADO, A.A.R.; VARAJÃO, A.C. Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, 173-174, p. 118–127, 2012.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 174p.
- CONCEIÇÃO, R. A. C; SILVA, A. Q. Extração automática de lineamentos utilizando imagens SRTM, Landsat ETM+ e ALOS PALSAR na região de Nobres, MT. In: XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, **Anais**. Foz do Iguaçu, p.3688-3695, 2013.
- CORSI, A. C. **Compartimentação morfoestrutural da região do Triângulo Mineiro (MG): aplicado à exploração de recursos hídricos subterrâneos**. Rio Claro, 2003, 231p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, 1994.
- CPRM (Serviço Geológico do Brasil); CODEMIG (Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais). **Mapa Geológico de Minas Gerais**. Belo Horizonte, 2014. Convênio CPRM/CODEMIG. Escala: 1:1.000.000.
- CUÉLLAR-CÁRDENAS, M. A.; LÓPEZ-ISAZA, J. A.; CARRILLO-LOMBANA, E. J.; IBÁÑEZ-ALMEIDA, D. G.; SANDOVAL-RAMÍREZ, J. H. Y OSORIO-NARANJO, J. A. 2014: Control de la actividad tectónica sobre los procesos de erosión remontante: el caso de la cuenca del río Combeima, Cordillera Central, Colombia. En: **Boletín de Geología**, 36(1): p. 37-56, 2014.

DE MARTONE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, ano 5, n. 4, p. 523-550, 1943.

DEMEK, J. Generalization of geomorphological maps. Progress Made in Geomorphological Mapping. Geograficky ustav CSAV v Brne. **Zpravy o vedeckych vyzkumech**, 9, p. 35-66, 1967.

EL HAMDOUNI, R.; IRIGARAY, C.; FERNÁNDEZ, T.; CHACÓN, J.; KELLER, E. A. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). **Geomorphology**, v. 96, n. 1-2, p. 150-173, 2008

ESRI 2015. **ArcGIS Desktop**: Release 10.3.1. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços Neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. Rio Claro, 2000. 264p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

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

FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí-Pouso Alegre-MG**. São Paulo, 2001. 274 p. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

FLINT, J. J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. **Water Resources Research**, v. 10, n. 5, p. 969-973, 1974.

FORTES, E.; DAL SANTO, T.; VOLKMER, S. Aplicação de Perfis de Varredura na Análise Geomorfológica do Relevo de Borda Planáltica e Mapeamento de Superfícies Estruturais. **Revista Geonorte**, v. 5, n. 19, p. 41-47, 2014.

FOSEN, H. **Geologia estrutural**. São Paulo: Oficina dos textos, 2012.

GARROTE, J.; HEYDT, G.G.; COX, R.T. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 130-144, 2008.

GATTO, L. C. S.; RAMOS, V. L. S.; NUNES, B. T. A.; MAMEDE, L.; GÓES, M. H. B.; MAURO, C. A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO, A. F.; NEVES, L. B. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: **Process Models and Theoretical Geomorphology**. M.J. Kirkby (Ed.). John Wiley e Sons Ltd., 1994, p. 55-84.

GOLDEN, LLC. **Surfer® 14**. 2017.

GOMES, A. A. T. **Evolução geomorfológica da plataforma litoral entre Espinho e Águeda**. 2008 339. Tese (Doutorado em Geografia Física) - Faculdade de Letras, Universidade do Porto, Porto, 2008.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Rio Claro, 1999, 259p. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

GONZALEZ, V. S; BIERMAN, P. R; FERNANDES, N. F; ROOD, D. H. Geomorphology Long-term background denudation rates of southern and southeastern Brazilian watersheds estimated with cosmogenic <sup>10</sup> Be. **Geomorphology**. V. 268, p. 54-63, 2016.

GOUDIE, A.S. **Encyclopedia of Geomorphology**, Routledge, London and New York, v. 1, p. 595, 2004.

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

GUEDES, I. C; MORALES, N; ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Indicações de deformações neotectônicas na bacia do rio Pardo - SP através de análises de parâmetros fluviomorfométricos e de imagens SRTM. **Geociências**, Rio Claro. v. 34, n. 3, p. 364-380, 2015.

GUIMARÃES, F. S; CORDEIRO, C. M. BUENO, G. T; CARVALHO, V. L. C; NERO, M. A. Uma proposta para automatização do índice de dissecação do relevo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.18, n.1 (Jan-Mar), p.155-167, 2017.

HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **U.S. Geol. Survey, Jour. Research**, v. 1, n.4, p. 421-429, 1973.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**., 12: p. 160-166, 1982.

HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In: **Annual Binghamton Geomorphology Symposium**. Boston, 1985.

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: 1º WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 11, 1990, Belo Horizonte. Minas Gerais: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, p. 1-31. 1990.

HEILDBACH, O; HÖHNE, J. CASMI - A visualization tool for the Word Stress Map database. **Computers e Geosciences**, Karlsruhe v, 34, p. 783-791, 2008.

HEINECK, C. A.; LEITE, C. A. D. S.; SILVA, M. A.; VIEIRA, V. S. **Mapa geológico do Estado de Minas Gerais**, Escala 1: 1.000. 000. Belo Horizonte: Convênio COMIG/CPRM, 1, 2003.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, USP, v. 20, n. ½, p. 5-19, 1999.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological Society of America**, v.56, n. 2, p. 75-370, 1945

HOWARD, A. D.; KERBY, G. Channel changes in badlands. **Geol. Soc. Amer. Bull.**, New York, v. 94, p. 739-752, 1983.

IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C. O uso da assimetria de bacias para o estudo neotectônico na Amazônia Central. **Anais. XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Curitiba, INPE, p. 3467-3474, 2011.

IBGE. **Astolfo Dutra**: Folha SF-23-X-D-II-3. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1979. Carta Topográfica. Escala 1:50.000.

IBGE. **Ervália**: Folha: SF-23-X-B-V-4. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1979. Carta Topográfica. Escala 1:50.000.

IBGE. **Miraí**: Folha: SF-23-X-D-II-2. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1979. Carta Topográfica. Escala 1:50.000.

IBGE. **Tocantins**: Folha SF-23-X-D-I-2. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1976. Carta Topográfica. Escala 1:50.000.

IBGE. **Ubá**: Folha SF-23-X-D-II-1. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1977. Carta Topográfica. Escala 1:50.000.

IBGE. **Viçosa**: Folha SF-23-X-B-V-3. 1. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1979. Carta Topográfica. Escala 1:50.000.

JOHN, B. RAJENDRAN, C. P. Geomorphic Indicators of Neotectonism from the Precambrian Terrain of Peninsular India: A Study from the Bharathapuzha Basin, Kerala. **Journal Geological Society of India**. v.71, p. 827-840, 2008.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active tectonics**. Upper Seddle River, NJ, USA: Prentice Hall, 1996.

KING, L. C. Cannons of landscape evolution. **Bulletin Geological Society Am**. n. 64, 1953.

KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology, Boulder**, v. 29, p. 415-418, 2001

LANGBEIN, W.B.; LEOPOLD, L.B. Quasi-equilibrium states in channel morphology. **American Journal of Science**, v. 262, p. 782-794, 1964.

LOPES, APG; BRICALLI, L. L. Aplicação da técnica de perfil em varredura para análise neotectônica da Bacia do Rio Juara (Serra-ES-Sudeste do Brasil). **Anais do XI Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Maringá, 2016.

MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 3(3): 159-173, 1989.

MARENT, B. R. SALGADO, A. A. R.; SANTOS, L. J. C. Modelos de evolução do relevo de margens passivas em regiões com grande escarpamento. (Nota Técnica). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.14, n.2, p.235-240, 2013.

MARENT, B. R. **Geomorfogênese dos Degraus Escalonados do Sudeste de Minas Gerais**. Belo Horizonte, 2016. 189p. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais.

MARQUES NETO, R. **Estudo evolutivo do sistema morfoclimático e morfotectônico da bacia do Rio Verde (MG), sudeste do Brasil**. Rio Claro, 2012, 429p. Tese (Doutorado em Geografia), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2012.

MARQUES NETO, R; PEREZ FILHO, A. Compartimentação morfoestrutural da bacia do rio verde, sul de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, 2014.

MARQUES NETO, R; ZAIDAN, R. T., MENOR JUNIOR, W. Mapeamento Geomorfológico do Município de Lima Duarte (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, 123-136, 2015.

MARQUES NETO, R; SILVA, F. P.; FERNANDES, R. A.; BARRETO, J. C.; EDUARDO, C. C. A espacialidade do relevo em paisagens transformadas e sua representação: mapeamento geomorfológico da bacia do rio Paraibuna, sudeste de Minas Gerais. **Ra'e'ga**, v. 41, p. 65-81, 2017.

MEIS, M.R.M.; MIRANDA, L.M.G. e FERNANDES, N.F. Desnívelamento de Altitude com Parâmetro para a Compartimentação do Relevo: Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul. **Anais**. XXXII Congr. Brasileiro de Geologia. Salvador, BA, v.4, p. 1489-1503, 1982.

MELLO, C.L. **Sedimentação e tectônica cenozoicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos**. 1997. 275 f. Tese (Doutoramento) – USP, São Paulo, 1997.

MELLO, C.L.; CARMO, I.O.; SILVA, R.C.B.; RODRIGUES, H.B. Tectônica Cenozoica e compartimentação do relevo ao longo da porção continental emersa adjacente à bacia de campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 51., 2002, João Pessoa. **Anais...**, João Pessoa: SBG, 2002, p. 361.

MELLO, C.L.; TOMAZ, E.A.; SILVA, R.C.B.; RODRIGUES, H.B. Condicionamento tectônico Cenozoico na evolução da depressão topográfica dos rios Pomba e Muriaé (MG, RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10. 2005, Curitiba (PR). **Boletim de resumos expandidos...** Curitiba: [s.n.], v. 1, p. 192-194, 2005.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, A. A. M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.

MENEZES, P.M.L.; FERNANDES, M. C. **Roteiro de Cartografia**. São Paulo: Oficina de Textos, 288, 2013.

- MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da bacia do Ribeirão dos Poncianos/MG**. Rio Claro, 2005. 137 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2005.
- MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Source areas, drainage density, and channel initiation. **Water Resources Research**, v. 25, n. 8, p. 1907-1918, 1989.
- MONTGOMERY, D.M. Slope Distributions, Threshold Hillslopes, and Steady-State Topography, **American Journal of Science**, 301: 432-454. 2001.
- MORAES REGO, L. F. de. **Notas sobre a Geomorfologia de São Paulo e sua gênese**. Inst. Astron. Geofísico de São Paulo, São Paulo, 1932.
- MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região Sudeste do Brasil**. Rio Claro, 2005. 201p. Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural e Geotectônica), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- MÖRNER, N. A. Neotectonic, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of Ice Ages. **An. Acad. Bras. CL**, v. 65, 295-301, 1993.
- MOTOKI, A.; PETRAKIS, G. H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO, R. C.; SOARES, R.; MOTOKI, K. F. Origem dos relevos do maciço sienítico do Medanha RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008.
- MUÑOZ, V. V; VALERIANO, M. M. Modelagem da dissecação por geoprocessamento para delineamento de manchas de solo. In: XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil. **Anais**. p. 7741-7748, 2009.
- NOCE, C.M., ROMANO, A.W., PINHEIRO, C.M., MOL, V.S., PEDROSA-SOARES, A.C. **Mapa geológico - folha Ubá (1:100.000)**. Projeto Sul de Minas-Etapa I. CODEMIG/UFMG. CD-ROM, 2003.
- NUNES, B. A.; RIBEIRO, M. I. C.; ALMEIDA, V. J.; NATALI FILHO, T. **Manual técnico de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1994. 113p. (Série Manuais Técnicos em Geociências, n. 5).
- NUNES, E. D; OLIVEIRA, R. M; SANTOS, G. M. Mapeamento Geomorfológico: Considerações Metodológicas Utilizando Recursos de Modelos Digitais de Elevação. In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba, INPE, **Anais**. p.1216-1224, 2011.
- O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D., POHN, H.A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bull.** p. 1463-1469. 1976.
- OLIVEIRA, G. C; FERNANDES FILHO, E. I. Automated mapping of permanent preservation areas on hilltops. **Cerne**, Lavras, v. 22, n. 1, p. 111-120. 2016.
- OLIVEIRA, J. H. M.; CHAVES. J. M. Mapeamento e Caracterização Geomorfológica: Ecorregião Raso da Catarina e Entorno NE da Bahia. **Mercator**. v. 9, n.20, p. 217-238, 2010.

OLIVEIRA, L.A.F.; MAGALHÃES JUNIOR, A.P.; LIMA, L.B.S.; CARVALHO, A. Fatores condicionantes da configuração de fundos de vale colmatados na bacia do alto-médio rio Pomba, leste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, p. 639-657, 2014.

OLIVEIRA, L. D. **Reativações intraplaca no Gráben do rio dos Bagres, Serra da Mantiqueira Setentrional**: análise integrada de morfotectônica, termocronologia (U-Th-Sm)/He e isótopos cosmogênicos. 182 f. Teses (Doutorado em Ciências) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018.

PAES, T. V; SILVA, T. M. Indicadores Geomorfológicos de Controles Litológicos e/ou estruturais - bacia do rio Guapi-Açu, Cachoeiras de Macacu (RJ). **Revista de Geografia - PPGEO - UFJF**. Juiz de Fora, v.7, n.2, p.107-123, 201.

PHILLIPS, J. D., MCCORMACK, S., DUAN, J., RUSSO, J. P, SCHUMACHER, A. M., TRIPATHI, G. N., BROCKMAN, R. B., MAYS, A. B., PULUGURTHA, S. 'Origin and interpretation of knickpoints in the Big South Fork River Basin, Kentucky-Tennessee'. **Geomorphology**, v.114, n.3, p. 188-198, 2010.

PONÇANO, W. L; CARNEIRO, C. D. R; BISTRICHI, C. A; ALMEIDA, F. F. M; PRANDINI, F. L. **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. v. 1. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Divisão de Minas e Geologia Aplicada, 1981. 94p.

PORTO, D. R.; PELLEGRINI, P. S.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R. Análise morfotectônica da bacia do rio Aguapeí, planalto ocidental paulista, mediante fluviomorfometria e fotointerpretação. **Geociências**, Rio Claro. v. 32, n. 2, p. 227-246, 2013.

RĂDOANE, M.; RĂDOANE, N.; DUMITRIU, D. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians, **Geomorphology**, vol. 50, no. 4, pp. 293-306, 2003.

REZENDE, E. A. **Evolução do relevo no divisor hidrográfico entre as bacias dos rios Grande e Paraíba do Sul**: um estudo na Serra da Mantiqueira (MG/RJ). Belo Horizonte, 2013. 189p. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. 2013.

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

ROMANO, A; CASTAÑEDA, C. A tectônica distensiva pós-mesozoica no condicionamento dos depósitos de bauxita da zona da mata mineira. **Geonomos** v. 14, p. 1-5, 2006.

ROSS, J. L. S. Análise Empírica da Fragilidade dos Ambientes Naturais e Antropizados. **Revista do Departamento de Geografia**, FFLCH/USP, n. 8, p. 63-74, 1994.

ROSS, J. L. S. O registro cartográfico dos fatos geomórficos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**. FFLCH-USP. n. 6. São Paulo, p. 17-29, 1992.

RUBIN, J. C. **Sedimentação Quaternária, Contexto Paleoambiental e Interação Antrópica nos Depósitos Aluviais do Alto Rio Meia-Ponte - Goiás/GO**. Rio Claro, 2003.

364p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intraplaca, descontinuidades crustais e morfogênese**. Belo Horizonte, 1991. 285p. Tese (Professor Titular), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, 1991.

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

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Revista Geonomos**, v. 6, n. 2, 1998.

SAADI, A.; BEZERRA, F.H. R.; COSTA, R.D.; IGREJA, H. L. S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, p. 211-234, 2005.

SALAMUNI, E; EBERT, H. D; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 34 n. 4, p. 469-478, 2004.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 3, p. 151-164, 1995.

SAMPAIO, T. V. M. **Parâmetros morfométricos para melhoria da acurácia do mapeamento da rede de drenagem - uma proposta baseada na análise da Bacia Hidrográfica do Rio Benevente - ES**. 2008. 147f. Tese (Doutorado em Geografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2008.

SAMPAIO, T.V.M.; AUGUSTIN, C.H.R.R. Índice de concentração da rugosidade: uma nova proposta metodológica para o mapeamento e quantificação da dissecação do relevo como subsídio a cartografia geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.15, n.1, p. 47-60, 2014.

SCHUMM, S.; DUMONT, J.; HOLBROOK, J. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**, Cambridge University Press, p. 292. 2002.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, n. 1 p. 335-367, 1983.

SEIDL, M.A.; DIETRICH, W.E. The problem of bedrock channel erosion. **Catena Suppl.** 23, p. 101-124, 1992.

SIGNORELLI, N. **Carta geológica - Folha Caratinga (1:100.000)**. Projeto Leste CPRM/CODEMIG. 2ª Ed. CD-ROM. 2002.

SILVA, C. M. T. **O sistema transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: Geometria e significado tectônico**. Ouro Preto, 2010, 249 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 2010.

SILVA, F. P., MARTINS, C. A. H., MARQUES NETO, R., OLIVEIRA, E. L. N., FERNANDES, R. A. Mapeamento Geomorfológico da Bacia Hidrográfica do Ribeirão Santa Bárbara, Zona da Mata Mineira. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 8, n. 3, p. 893-908, 2015.

SILVA, F.P. SILVA, T. M. da. Perfil de Relevo em Varredura: Procedimentos Automáticos Utilizando Sistemas de Informação Geográfica. **Rev. Bras. de Cartografia**, vol. 70, n. 3, julho/setembro, pp. 846-866. 2018.

SILVA, K. S. **Influência litoestrutural na reorganização da drenagem e na retração erosiva de uma escarpa**: um registro de capturas fluviais no ribeirão das Laranjeiras (Juquitiba, Ibiúna, São Lourenço da Serra - SP). 2013. 156f. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

SILVA, T. P.; MELLO, C. L. Reativações neotectônicas na Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (sudeste do Brasil). **Revista do Instituto de Geociências**, v. 11, n. 1, p. 95-111, 2012.

SKLAR, L.; DIETRICH, W.E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: stream power and the influence of sediment supply. In: TINKLER, K. J. & WOHL, E.E. **Rivers over rock**: Fluvial processes in bedrock channels. American Geophysical Union: Washington, DC, 1998, p. 237-260

SNOW, R. S; SLINGERLAND, R. L. Mathematical modeling of graded river profiles. **The journal of geology**, v. 95, n. 1, p. 15-33, 1987.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2010. 408 p.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**: An introduction of the study of landforms. New York: Longman Scientific e Technical. 1991. 537p.

SUMMERFIELD, M. A. Neotectonics and landform genesis. **Progress in Physical Geography**, London, v. 11, n., p 384-397, 1987.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonic Geomorphology: macroscale perspectives. **Prog. in Phys. Geog.**, v. 10, n. 2, p. 227-238, 1986.

TARBOTON, D. G.; BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. On the extraction of channel networks from digital elevation data. **Hydrological processes**, v. 5, n. 1, p. 81-100, 1991.

TCHOUKANSKI, I. **Et Geowizards**. 2017.

THOMAS, M. F.; SUMMERFIELD, M. A. Long-term landform development: Key themes and research problems. In: International Geomorphology, 1, 1986, **Proceedings of the First International Conference on Geomorphology**, Wiley, Chichester II, 1987. p. 935-956.

TRICART, J. **Principés et méthodes de l géomorphologie**. Paris: Masson Ed., 201p. 1965.

USGS. **Landsat-8 image courtesy of the U.S.** Geological Survey. 2017.

USGS. **Shuttle Radar Topography Mission**, 1 Arc Second, Unfilled Unfinished 2.0, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland, February 2000.

VALADÃO, R. C. Geodinâmica de Superfícies de Aplanamento, Desnudação Continental e Tectônica Ativa como condicionantes da Megageomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geomorfologia. Uberlândia**, v.10, n. 2, p. 77-90, 2009.

VALERIANO, M. M. Curvatura vertical de vertentes em microbacias pela análise de modelos digitais de elevação. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7, n.3, p.539-546, 2003.

VALERIANO, M. M.; CARVALHO-JÚNIOR, O. A. Geoprocessamento de modelos digitais de elevação para mapeamento da curvatura horizontal em microbacias. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.4, n.1, p.17-29, 2003.

VALERIANO, M. M. Visualização de imagens topográficas. In: XIII SBSR - Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Florianópolis-SC, INPE - Instituto de Pesquisas Espaciais, **Anais**. p. 1377-1384, 2007.

VALVERDE, O. Estudo regional da Zona da Mata de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 20, n. 1, p. 3-82, 1958.

VAN DER BEEK, P.; SUMMERFIELD, M.A.; BRAUN, J.; BROWN, R.W.; FLEMING, A. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. **Journal of Geophysical Research**, v.107, n. B12, p. 1-13, 2002.

VOLKOV, N. G.; SOKOLOVSKY, I. L.; SUBBOTIN, A. I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. In: **International Symposium on River Mechanics**. Proceedings. International Union of Geodesy and Geophysics. Bern. p. 105-116, 1967.

WHIPPLE, K.X. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. **Annul. Rev. Earth Planet. Sci.**, v.32, p. 151-185, 2004

WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E. Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **J. Geophysics. Res.**, v. 104, p. 17661– 74, 1999.

WOBUS, C.; WHIPPLE, K. X.; KIRBY, E. *et al.* Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. In: WILLETT, S. D.; HOVIUS, N.; BRANDON, M. T. *et al.* (Ed.). **Tectonics, climate, and landscape evolution**. Spec. Pap. Geol. Soc. Am., New York, no. 398, p. 55-74, 2006.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. B. A. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZOBACK, M. L.; ZOBACK, M. D.; ADAMS, J.; ASSUMPÇÃO, M.; BELL, S.; BERGMAN, E. A.; FUCHS, K. Global patterns of tectonic stress. **Nature**, v. 341, n. 6240, p. 291, 1989.

## APÊNDICE

### ARTIGO EM PERIÓDICO - PERFIL DE RELEVO EM VARREDURA: PROCEDIMENTOS AUTOMÁTICOS UTILIZANDO SISTEMAS DE INFORMAÇÃO GEOGRÁFICA (SIG)

(Artigo publicado na *Revista Brasileira de Cartografia* DOI: 10.14393/rbcv70n3-45704)

**SILVA, F. P<sup>1</sup>; SILVA, T. M<sup>2</sup>.**

<sup>1</sup>Mestrando no Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG) e membro do Núcleo de Estudos do Quaternário e Tecnógeno (NEQUAT) - Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Brasil. E-mail: felipe.p@hotmail.com

<sup>2</sup>Professora Associada do Departamento de Geografia e Programa de Pós-Graduação em Geografia (PPGG); Núcleo de Estudos do Quaternário e Tecnógeno (NEQUAT) - Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) Brasil. E-mail: telmendes@globo.com

## RESUMO

Perfis altimétricos em varredura têm-se mostrado como um importante recurso metodológico no amparo a pesquisas e trabalhos de grande importância na área de geociências, principalmente nas que se ocupam do estudo do modelado terrestre e suas relações. Com isso, a técnica vem sendo empregada por profissionais ligados a esta área com intuito do reconhecimento do relevo e de sua estruturação a partir das relações lito-estruturais e tectônicas dos modelados topográficos sincretizados no perfil em varredura. O trabalho para elaboração dos perfis em varredura, apesar de envolver apenas duas variáveis (altitude e distância) ainda é uma atividade morosa, uma vez que mesmo com os avanços tecnológicos introduzidos pelos sistemas de informação geográfica (SIG's) pouco se logrou de avanço na otimização da técnica. No intuito de superar este entrave metodológico, o presente trabalho apresenta uma técnica automática para elaboração dos perfis altimétricos em varredura. A área que se tomou por base para construção do perfil de varredura possui um comprimento superior a 340 km, iniciando na região do Quadrilátero Ferrífero e terminando nos Terraços Flúvio-Marinhos do litoral fluminense. A técnica desenvolvida em ambiente digital se mostrou eficiente contribuindo para celeridade na aplicação da técnica. Os resultados obtidos foram pareados a trabalhos feitos utilizando a técnica manual, sendo constatado íntima correlação de ambos o que conferiu confiabilidade a rotina automática desenvolvida.

**Palavras chaves:** Perfil Altimétrico em Varredura, Método Automático, Sistemas de Informação Geográfica, Estruturação Geológico-geomorfológica.

## ABSTRACT

Altimetric profiles in scanning have been observed as an important methodological resource to support researchers and studies of huge importance in the area of geosciences, mainly in the ones which engage the study of the terrestrial modeling and its relations. As a result, the technique has been used by professionals related to this area with the purpose of recognizing the relief and it's structuring from its lito-structural and tectonic relations of the syncretized topographical model in the sweeping profiles. The task to elaborate the the sweeping profiles, despite involving only two variables (altitude and distance), it is still a time-consuming activity, since even with the

technological advances introduced by the geographic information systems (GIS) little progress was achieved in the optimization of the technique. In order to overcome this methodological obstacle, this paper presents an automatic technique to elaborate the altimetric profiles in the sweep. The area which was taken as the basis for the construction of a sweep profile has a length of more than 340 km, starting in the Quadrilateral Ferriferous region and ending at the Flúvio-Marines Terraces of the Fluminense coast. The technique developed in a digital environment showed itself efficient, since contributed to speed in the application of the technique. The obtained results were paired with researches which were done using a manual technic, being verified an intimate correlation of them, which confers reliability to the developed automatic routine.

**Keywords:** Sweeping Altimetric Profile, Automatic Method, Geographic Information Systems, Geological-geomorphological structuring.

## 1. INTRODUÇÃO

O trabalho publicado por Meis *et al.* (1982) permitiu avanços no campo da ciência geomorfológica, contribuído, sobretudo, para estruturar um método para o discernimento de compartimentos geomorfológicos e suas relações espaciais a partir de perfis em varredura. O reconhecimento de blocos de relevo com características morfológicas semelhantes é feito através do cálculo de níveis de amplitude altimétrica -  $\Delta h = h_{\text{máx.}} - h_{\text{mín.}}$ , proposto no trabalho de Meis *et al.* (1982), assumindo ampla repercussão no seio da geomorfologia, principalmente na cartografia geomorfológica como o emprego desta técnica por Silva (2002) para realização do mapeamento geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro.

Juntamente a proposta de compartimentação topográfica, Meis *et al.* (1982, p. 1491) propõe que o reconhecimento do comportamento altimétrico seja feito a partir de perfis altimétricos em varredura, permitindo, assim, obter uma visão areal e mais regional dos níveis altimétricos dos blocos de relevo e levando ao reconhecimento das inclinações topográficas em função de diferentes graus de inclinação. Com essas peculiaridades, os perfis altimétricos em varredura se diferenciam dos tradicionais perfis topográficos, que proporcionam, por sua vez, uma visão linear com informação de todos dados altimétricos disponibilizados pelas curvas de nível que o transecto intersecciona, representando assim, linearmente a topografia.

Os perfis em varredura podem ser compreendidos como um gráfico elaborado sobre uma área, tendo como *input* dados de altitude e distância oriundos de uma base cartográfica. Estes auxiliam na compreensão da estruturação geomorfológica permitindo esmiuçar as relações das variações lito-estruturais e/ou tectônicas com a distribuição de diferentes compartimentos, o padrão de falhamentos e, assim, inferências sobre o quadro geomorfológico em largo termo.

Meis *et al.* (1982) ressalta que apesar dos perfis em varredura mascararem a geometria das encostas estes seriam importantes para reconstituição dos planos tangenciais às formas de cumeadas, especialmente nos compartimentos mamelonizados, além de permitirem de forma clara o reconhecimento dos limites transicionais de áreas escarpadas, que podem ser mascaradas parcialmente na compartimentação altimétrica. Bricalli (2016, p. 95) aponta que a técnica de perfis em varredura “demonstra ser uma ferramenta essencial para a interpretação do relevo, especialmente no que se refere a relevos controlados tectonicamente, uma vez que permite identificar blocos tectônicos, tais como *horsts* e *grabens*, feições morfotectônicas importantes para o entendimento de eventos neotectônicos e responsáveis também pelo controle da rede de drenagem de uma determinada área”. Nessa perspectiva, a técnica foi empregada nos trabalhos de Mello *et al.* (2005), Silva (2012), Fortes *et al.* (2014), Marent (2016), Lopes & Bricalli (2016), entre outros.

Conforme Ferreira *et al.* (2015) desde a década de 60 o avanço tecnológico trazido pela informática propiciou a introdução de novas técnicas para obtenção, processamento e análise de dados geomorfométricos. Nessa perspectiva, Valeriano (2008) destaca que vivenciamos uma situação singular, em que o desenvolvimento de geotecnologias encontra-se longe de esgotar o potencial informativo dos dados topográficos existentes e a possibilidade de simular digitalmente métodos de medição de variáveis topográficas se apresenta como uma linha de interesse no contexto da modelagem de dados do meio físico em sistemas de informação geográfica (SIG's).

No entanto, em meio aos notáveis avanços tecnológicos que as geotecnologias propiciaram no âmbito das ciências, a técnica de construção de perfis altimétricos em varredura não logrou expressivos avanços, principalmente no que concerne a conferir maior celeridade ao processo que dependendo da escala de abrangência pode levar

semanas de trabalho manual para obtenção dos dados do plano vertical sincronicamente aos dados do plano horizontal sob as cartas topográficas.

Além da morosidade do processo, a técnica manual é mais propensa a erros advindos de uma identificação errônea do valor da cota, ocasionada geralmente pela qualidade do produto cartográfico utilizado como base para aplicação da técnica e estudo.

Diante deste cenário se buscou otimizar a técnica apresentada por Meis *et al.* (1982) incorporando recursos e técnicas disponíveis nos sistemas de informação geográfica (SIG's), uma vez que os avanços que o SIG's tem propiciado no âmbito das geociências contribuem de modo inquestionável para uma maior capacidade de integração, análise e avaliação de inúmeras informações espaciais a curto tempo.

### **1.1 Área de estudo**

O perfil em varredura localiza-se entre as coordenadas geográficas de 20°0'57" e 22°19'8.6" de latitude Sul e 43°53'33" e 41°37'32" de longitude Oeste, com uma extensão superior a 340 km abrangendo uma faixa do sudeste do estado de Minas Gerais e norte do Rio de Janeiro (Figura 1), formando um corredor que inicia-se no âmbito do Quadrilátero Ferrífero, no município de Nova Lima (MG), até os Terraços Flúvio-Marinheiros do litoral norte fluminense, na divisa dos municípios de Macaé (RJ) e Carapebus (RJ).

O Projeto RADAMBRASIL (GATTO *et al.*, 1983) reconhece dois domínios geomorfológicos para região: *Domínio dos Remanescentes de Cadeias Dobradas* compreendendo uma pequena faixa sudeste do Quadrilátero Ferrífero, componente da faixa orogênica da Serra do Espinhaço correspondente a província autóctone do Cráton do São Francisco; *Domínio das Faixas de Dobramentos Remobilizados* abrangendo os terrenos

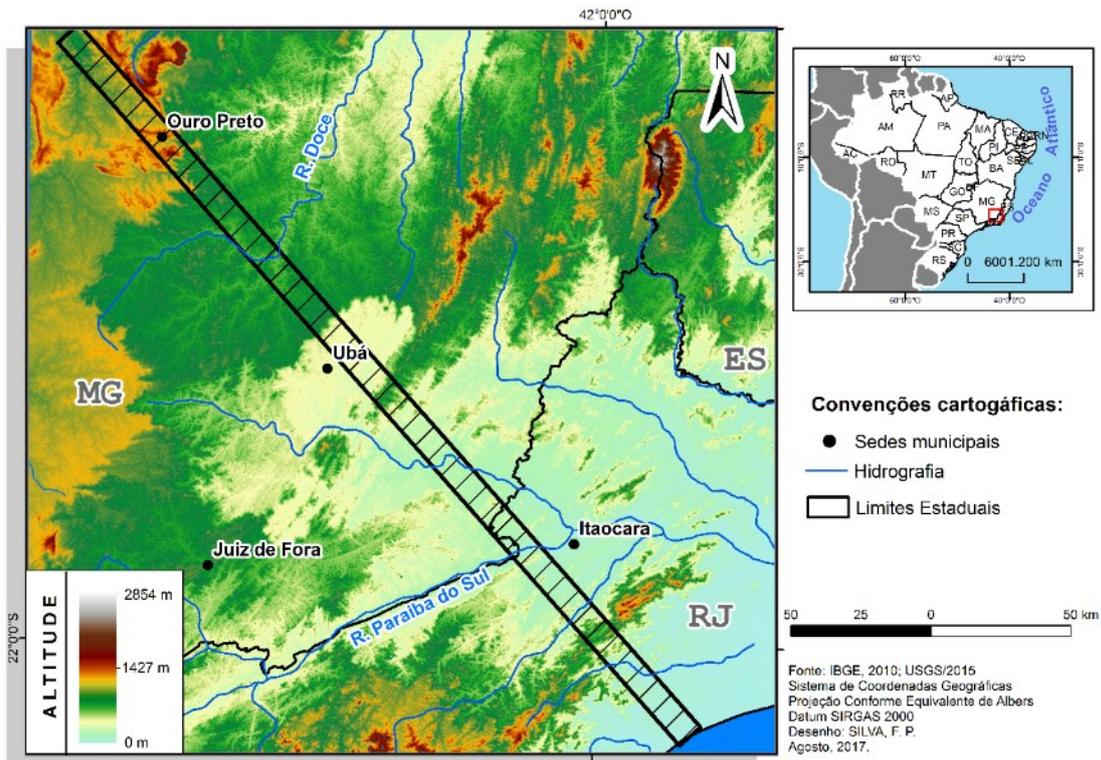


Fig. 1 – Localização da área que se aplicou a técnica automática, a faixa tracejada corresponde a área do perfil altimétrico em varredura. Fonte: Elaborado Felipe P. Silva.

discriminados como Planalto do Campo das Vertentes, Mantiqueira Setentrional, Depressão Escalonada dos Rios Pomba-Muriaé, Maciços Costeiros, Reversos da Serra do Mar e Bacia Sedimentar de Campos ambos inseridos na Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.* 1977).

O setor remobilizado corresponde a maior extensão em termos areais. Neste domínio são notórias zonas de cisalhamento com *trend* NE-SW na extensão do orógeno, acompanhando a orientação do *trend* geral da Faixa Móvel Ribeira. Esta característica amparou a escolha por gerar um perfil disposto sob a orientação NW-SE, uma vez que somente nessa orientação ter-se-ia a possibilidade de abarcar transversalmente as estruturas predominante da área.

## 2. MATERIAIS E MÉTODOS

O perfil altimétrico em varredura foi elaborado a partir de um conjunto de procedimentos e técnicas lançando mão de funções matemáticas na plataforma ArcGIS Desktop 10.3.1 (ESRI, 2015) nível de licença ArcInfo integrando os recursos das extensões TopoMAPP 1.0 (OLIVEIRA & FERNANDES FILHO, 2016) e *Hawths Analysis*

*Tools* (BEYER, 2004) com intuito de estabelecer um método automatizado de obter todos pontos cotados e suas respectivas posições.

Os procedimentos automáticos majoritariamente foram processados sob o MDE SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) *Arc-Second Global* 3ª versão, com resolução espacial de 1 arc seg. (aproximadamente 30m), em formato Geotiff, disponibilizados pelo *United States Geological Survey* (USGS). Para cobertura da área de estudo foi necessário baixar 9 imagens SRTM, que foram reagrupadas em somente um arquivo a partir do processo *ArcToolBox > Data Management Tools > Raster > Raster Dataset > Mosaic To New Raster*. A opção por esta versão SRTM se deve a propriedade da mesma em contar com um preenchimento das áreas de *No Data* presentes nas versões anteriores (SRTM e SRTM V2) através da interpolação de valores de altitude utilizando como base os dados ASTER GDEM de forma a criar um MDE que possuísse informações contínuas e baixos níveis de extrapolação (BORGES, 2017).

Como tratamento preliminar da base de dados converteu-se o mosaico da imagem de SRTM do sistema de projeção cartográfica original e *datum* horizontal WGS 84, para a Projeção Cônica Equivalente de Albers e como referência horizontal, se adotou o *datum* SIRGAS 2000. No processo de conversão para Projeção Cônica Equivalente de Albers definiu-se os paralelos padrões conforme proposto por Menezes & Fernandes (2013) de modo que se possa minimizar a distorção da região.

Menezes & Fernandes (2013) destacam que a Projeção Cônica Equivalente de Albers tem sido cada vez mais usada em trabalhos que requerem uma maior precisão na mensuração de áreas. Sendo assim, a referida projeção se mostra adequada a demanda de elaborar perfis altímetros em varredura.

O método apresentado por Meis *et al.* (1982) estabelece que os perfis sejam traçados transversalmente ou longitudinalmente a área de estudo estendendo por faixas de largura constante de 20 cm sobre os mapas de 1:50.000, seguido pela extração e projeção das cotas dos pontos culminantes dos divisores e interflúvios. Entretanto, como sublinhado anteriormente, manualmente esse processo é demasiadamente moroso para grandes áreas demandando enorme dispêndio de tempo e esforço para demarcação dos pontos cotados sincronicamente a demarcação das distâncias para compor o eixo das abscissas.

Diante disto, este trabalho apresenta um conjunto de procedimentos com objetivo de subsidiar a geração de perfis de varredura de forma automática.

## **2.1 Método automático**

Como o perfil em varredura contemplará uma área de mais de 3000 km<sup>2</sup> criou-se um mosaico das imagens de SRTM baixadas, em seguida, se criou um *layer* nomeado de “band”, correspondente à faixa de largura constante de 20 cm (correspondente a 10 km) posicionado transversalmente a estruturação do relevo regional. Recomenda-se recortar o MDE para a área de interesse do perfil de varredura com intuito de economizar tempo no processamento dos dados no *software* ArcGIS 10.3.1. O recorte do MDE para a extensão do *layer* “band” foi realizado seguindo o seguinte caminho *ArcToolBox > Spatial Analyst Tools > Extracts > Extracts by Mask*.

### **2.1.1. Delimitando os pontos cotados**

O MDE recortado pode ser utilizado na extensão TopoMAPP 1.0, mais especificamente nos dois procedimentos iniciais, uma vez que esta ferramenta reúne um conjunto de procedimentos que em sua totalidade tem por fim delimitar as Áreas de Preservação Permanente (APP's) de topo de morro segundo o Novo Código Florestal (Lei nº 12.651/2012). Todavia, o propósito deste trabalho é estender as funcionalidades da ferramenta e ampliar sua aplicação a demandas que se fazem no campo da geomorfologia, principalmente no que tange a obtenção de produtos de grande valia para o estudo do relevo, como os perfis em destaque, que tradicionalmente são construídos à custa de grande esforço e dispêndio de tempo debruçado nas cartas topográficas.

A extensão TopoMAPP 1.0 permite obter os pontos cotados de forma rápida, para tanto, o MDE deve ser submetido primeiramente ao comando “*Delimitar as bases hidrológicas dos morros*”, este comando tem por função criar raster de direção de escoamento com base no MDE invertido. O resultado é a demarcação de cada elevação, o resultado é convertido em um polígono denominado de “*basin\_polyg*”. O segundo processo é delimitar os pontos cotados, o qual é possível no comando “*Delimitar os pontos cotados*” da extensão, o comando retorna um ponto que corresponde ao valor máximo

em uma dada área, o *layer* de pontos “topo\_point” gerado contém valor da altitude na coluna da tabela de atributos referenciada pela letra “Z” que foi imediatamente renomeada de “ALTITUDE”.

### **2.1.2. Obtendo o plano horizontal a partir de linhas perpendiculares ao comprimento do perfil**

Após a obtenção dos pontos cotados se articulou um conjunto de processos na extensão *Hawths Analysis Tools* para parear as informações de altitude em linhas perpendiculares ao comprimento do *layer* “band” interceptando as feições contidas no *layer* “topo\_point”. O processo permite estruturar as informações altimétricas no eixo das ordenadas de forma associada a uma distância no eixo das abscissas utilizando o valor da coordenada geográfica. A seguir se detalha como foi realizado o procedimento.

A *priori* deve se criar um vetor de grade com o menor espaçamento possível. Neste trabalho, se adotou como parâmetro espaçamento de 0,5 metro, sendo a grade produzida automaticamente na extensão *Hawths Analysis Tools* a partir do seguinte caminho *Hawths Tools > Sampling Tools > Create Vector Grid* utilizando como *input* o *layer* “band”, devendo obrigatoriamente o arquivo de grade gerados estar no formato de linhas. O *layer* gerado foi nomeado de “line”.

Em seguida, excluiu-se na tabela de atributos do *layer* gerado anteriormente todas as feições correspondentes a longitude, de modo que, permanecesse na tabela de atributos as linhas perpendiculares ao comprimento do *layer* “band”, ou seja, as linhas equivalentes a latitude.

Contudo, ressalta-se que o procedimento de excluir as feições de linha correspondente a longitude se dá pelo fato de o perfil de varredura elaborado para este trabalho ter uma expressão longitudinal. No caso de perfis com expressão latitudinal deve-se operacionalizar o inverso, ou seja, eliminar as feições latitudinais e manter as longitudinais concordando assim com a permanência de linhas perpendiculares ao comprimento do setor que se propõe elaborar o perfil.

Caso o perfil esteja posicionado diagonalmente (como é o caso do perfil de varredura em voga), deve se ajustar o *layer* de linhas ao sentido do perfil, fazendo com que o mesmo se alinhe perpendicularmente ao *layer* “band”, este processo é ilustrado na

figura 2. Para tal fim, se constatou duas possibilidades que melhor se adequaram a antagônicos cenários, tendo relativa morosidade conforme a capacidade de processamento da máquina utilizada e o número de feições do *layer* “line”.

Nessa perspectiva, se apresenta duas possíveis formas de realizar o processo de alinhamento. A primeira opção é adequada ao cenário no qual o usuário disponha de recursos computacionais com baixa competência em processamento gráfico. Neste caso, aconselha que o processo seja feito por meio da extensão *Hawths Tools*, a partir do seguinte caminho *Hawths Tools > Vector Editing Tools > Vector Rotation And Shifting*. Este procedimento, por sua vez, é considerado o procedimento com maior grau de relatividade da metodologia desenvolvida para construção de perfil em varredura aqui apresentada, uma vez que a rotação obrigatoriamente deve ser a mesma da orientação do perfil em varredura, devendo conjuntamente a inserção da rotação identificar em metros a distância do deslocamento do centro do *layer* “line” desalinhado para o centróide da posição do *layer* “band”.

Especificamente, ao cenário no qual o usuário disponha de recursos computacionais para processamento gráfico de um elevado volume de dados se sugere que o deslocamento e rotação seja realizado através do modo de edição do *layer* “line”.

Neste trabalho, se testou o procedimento de rotação utilizando um computador Intel® Core™i7, com 7GB de RAM e um notebook Intel® Pentium® P6100 com 4GB de RAM. Logrou-se êxito no processamento do *layer* “line” por meio do modo de edição apenas no computador, já no notebook o processo foi possível apenas utilizando a extensão *Hawths Tools*.

Sendo assim, sugere-se que previamente verifique a possibilidade de rotação e deslocamento a partir do modo de edição do *layer* “line” e, posteriormente, depreendendo-se com erros ou lentidão articule o *layer* de modo a realizar o processo por meio da extensão *Hawths Tools*.

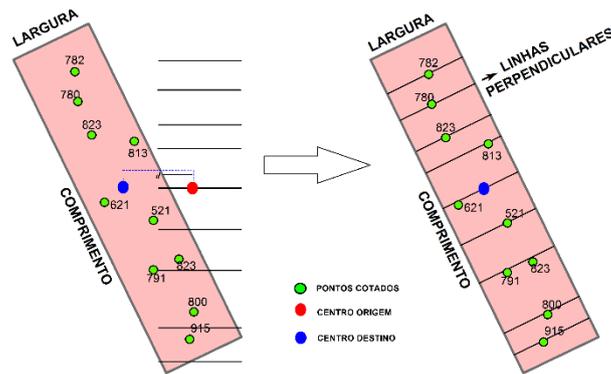


Fig. 2 – Esquema do processo de ajustamento do *layer* “line” feito por meio da extensão *Hawths Tools*.  
Fonte: Elaborado por Felipe P. Silva.

### 2.1.3. Criando uma ligação espacial do plano horizontal aos pontos cotados

O passo seguinte refere-se à criação de uma ligação espacial entre os *layers* “line” e “topo\_point”. Antes, porém, deve se eliminar as feições do *layer* “line” que não interseccionam nenhuma feição do *layer* “topo\_point”, uma vez que estas feições são desnecessárias. Para isto, primeiramente selecionou-se por localização (Figura 3) as linhas que interseccionam as feições de pontos do *layer* “topo\_point” a partir de um raio com distância de 0,5 metro (este raio pode variar a depender do número de dados, devendo se verificar qual distância melhor se adequa para interseção). Feito isto, a seleção se inverte, de modo que todas as feições que não interseccionam nenhum ponto fossem selecionadas e, então, prontamente se abriu o modo de edição do *layer* “line” com objetivo de eliminar as feições selecionadas anteriormente. A partir daí foi encerrado o modo de edição do *layer*, uma vez que se dispunha dos dados necessários para ligação espacial com o arquivo “topo\_point”.

Para ligação espacial dos registros lineares e pontuais tem de entrar nas propriedades do *layer* “line” e, na janela do menu, ir na guia “Ligar e Relacionar” e clicar em “Ligar”. Abre-se então a caixa de diálogo “Ligar Dados”, na qual se especifica a camada “topo\_point” para ser ligada, o software automaticamente compreenderá que se pretende criar uma ligação de pontos para linhas. Seguidamente, marca-se dentre as opções de ligação espacial a que informa a seguinte operação: “Cada linha receberá os atributos numéricos do ponto que estiver próximo a ela e um campo de distância mostrando como será para fechar o ponto”, este processo é apresentado na figura 4. Resumidamente, esta operação permite anexar ao *layer* “line” as informações

altimétricas do *layer* “topo\_point”, como produto desta operação teve-se como resultado o *layer* nomeado de “join”, que resguarda as feições do *layer* “line” de forma conjugada aos dados altimétricos do *layer* “topo\_point” na tabela de atributos. A seguir, se desabilita todas colunas contidas na tabela de atributos deste *layer*, mantendo somente a coluna da “altitude”.

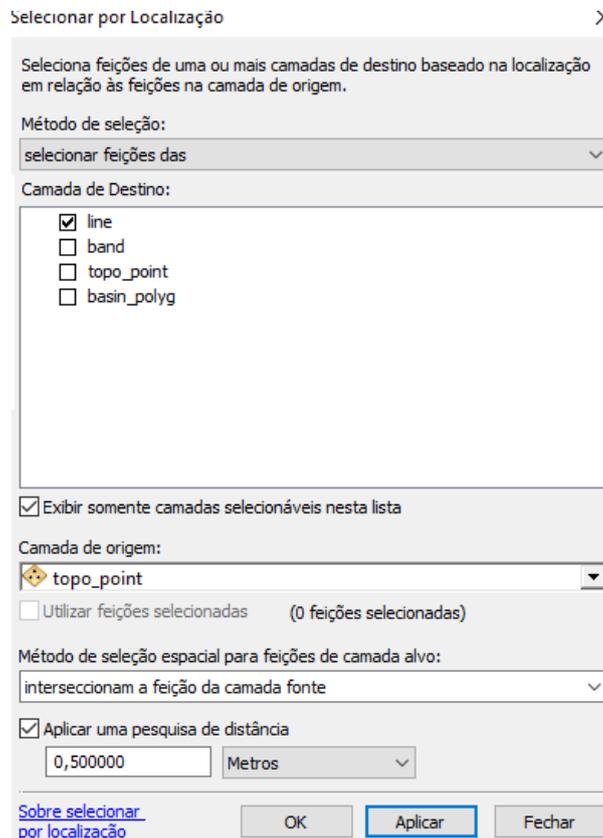


Fig. 3 – Processo de Seleção por Localização.

Seguidamente, adiciona-se uma nova coluna na tabela de atributos do *layer* “join” e se calcula a latitude das feições de linha contidas na tabela de atributos, o qual permite determinar o plano horizontal do perfil a partir do tratamento matemático da latitude. Esta coluna recebeu como identificação a letra “n”. Inicialmente, foi preciso transformar o sinal negativo das latitudes, dado que os valores das latitudes são considerados negativos ao sul do paralelo do Equador. Esta transformação otimiza procedimentos posteriores, realizada por meio da caixa de diálogo “Calculadora de Campo” inserindo a Equação 1:

$$[n] * -1 \quad (1)$$

Onde “n” é a coluna que contém os valores da latitude.

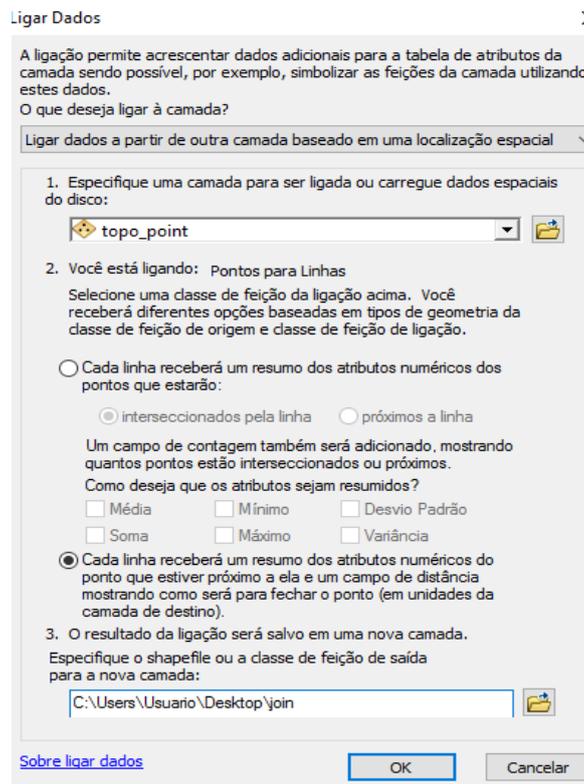


Fig. 4 – Processo de junção espacial dos dados da altitude e do comprimento do plano horizontal.

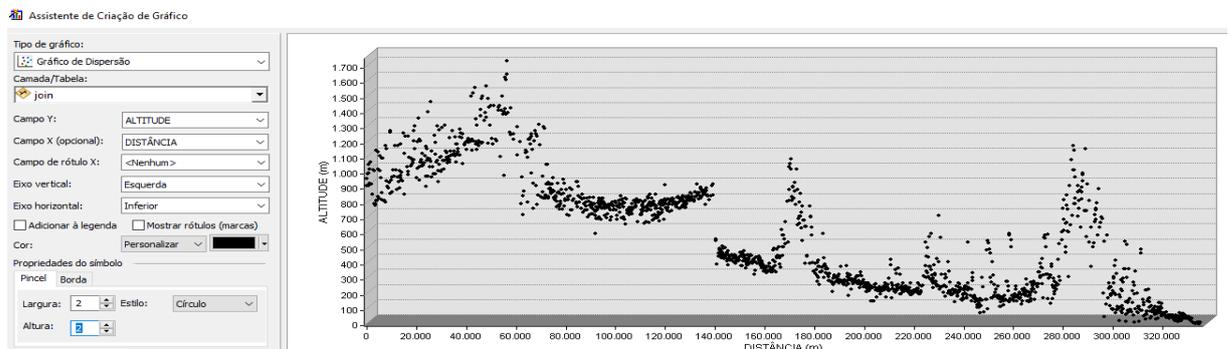


Fig. 5 - Caixa de diálogo para elaborar o perfil altimétrico em varredura no *software* ArcGIS 10.3.1.

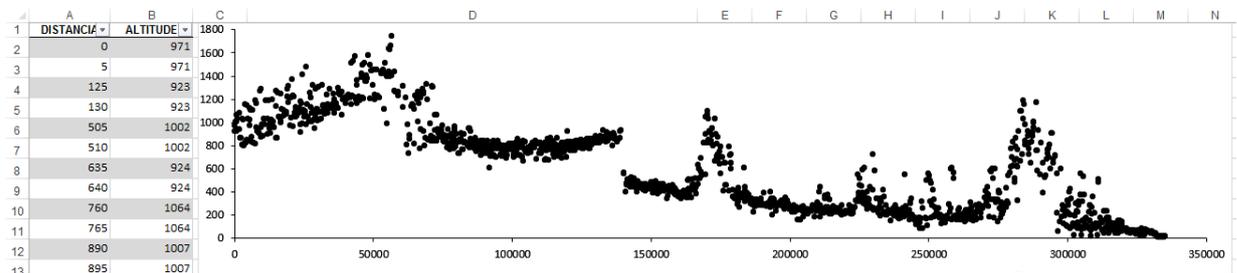


Fig. 6 - Perfil altimétrico em varredura sendo construído no *software* Excel<sup>®</sup>.

Após o procedimento anterior se adiciona uma nova coluna na tabela de atributos do *layer* “join”, nomeada de “n1”, inserindo nesta somente o valor positivo da latitude

inicial do perfil, ou seja, aquela que intersecciona o primeiro ponto cotado identificado para o perfil de varredura. Adiante, se adiciona uma coluna que recebeu o nome de “distância”, na qual se calcula as distâncias absolutas do plano horizontal do perfil de varredura a partir da “Calculadora de Campo”, na qual se insere a Equação 2:

$$!n! - !n1! \quad (2)$$

Onde “n” é a coluna que contém os valores da latitude e “n1” é a coluna que contém a latitude inicial que intersecciona o primeiro ponto cotado.

Após cumprir as etapas anteriores os dados do *layer* “join” foram plotados em um gráfico de dispersão dentro da opção de “Criar Gráficos” adstritas ao menu rápido da tabela de atributos, se inserindo os registros da coluna “altitude” no campo Y e os registros da coluna “distância” no campo X, gerando assim, o perfil de varredura, conforme pode ser visualizado na figura 5.

Os procedimentos adotados na tabela de atributos do *layer* “join” também podem ser processados no *software* EXCEL®, com suficiente facilidade. Com intuito de explorar as possibilidades de ambos *softwares* se realiza os procedimentos em ambos programas. No EXCEL® se exporta os dados do *layer* “join” para o formato XLS (sendo este o único formato de saída disponível compatível ao Excel® no ArcGIS 10.3.1), utilizando o recurso de “Criar Relatório” dentro do menu rápido da tabela de atributos. Com os dados disponíveis se cria um gráfico de dispersão, conforme apresentado na figura 6.

Ressalta-se que as técnicas em ambos *softwares* se mostraram factíveis, contudo, evidencia-se que o EXCEL® dispõe de uma maior gama de *layouts* e permite uma maior variabilidade no exagero horizontal e vertical do perfil. Desse modo, para uma maior flexibilidade recomenda-se que os perfis sejam gerados graficamente por meio do EXCEL® que dispõe desta maior flexibilidade em termos de escala e *layout*. As edições finais foram feitas no *software* CorelDraw X3.

Na figura 7 apresenta-se um fluxograma que sintetiza todos procedimentos que compõe a técnica automática para construção de perfis altimétricos de varredura por meio automático.

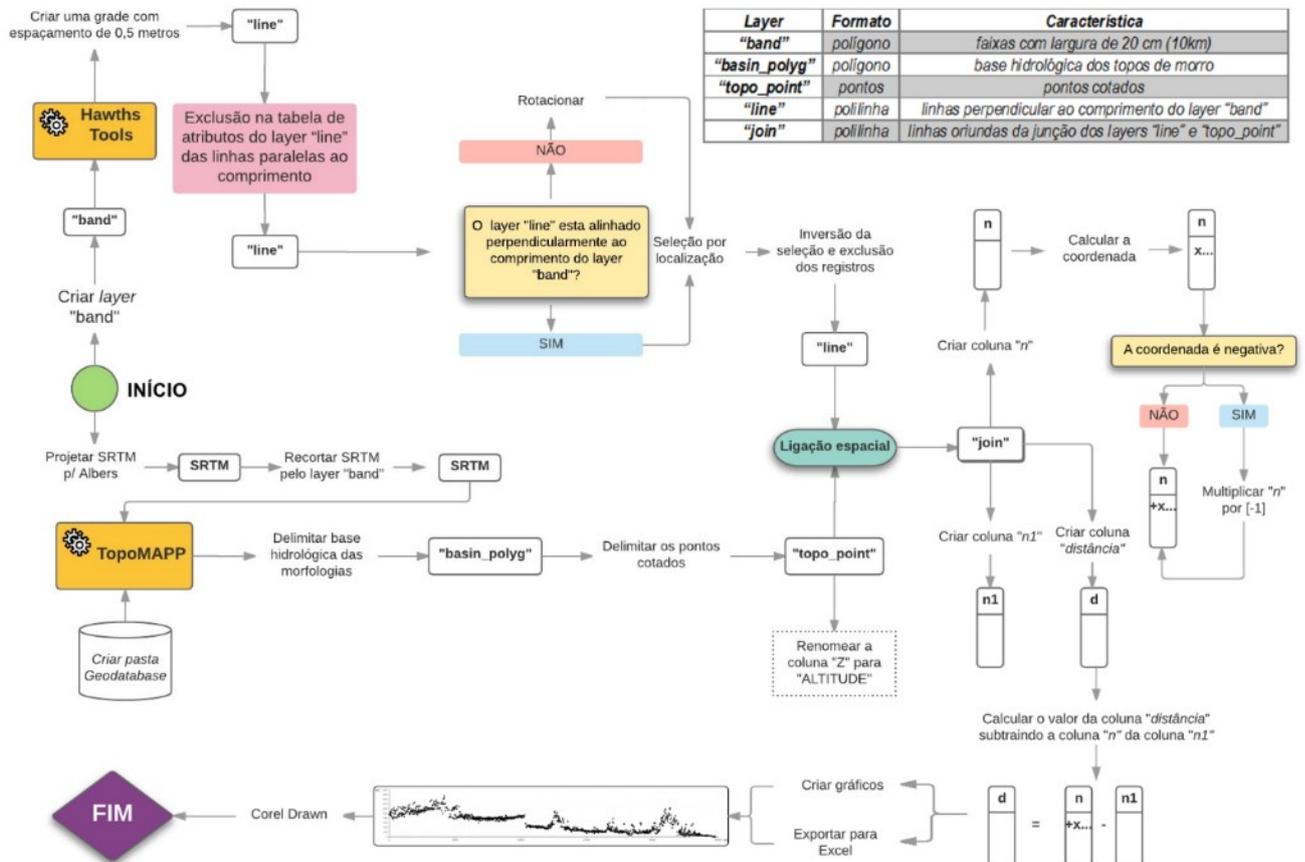


Fig. 7 – Fluxograma síntese dos procedimentos adotados na técnica automática para elaborar perfis altimétricos em varredura. Fonte: Elaborado por Felipe P. Silva.

### 3. RESULTADOS:

O conjunto de operações realizadas no SIG foi capaz de gerar o perfil altimétrico em varredura com exatidão para área analisada. O perfil realizado (Figura 8) apresenta uma extensão de 346 km e uma amplitude altimétrica de 1747 metros, sendo identificados 5021 pontos cotados.

Com a articulação automática teve-se o dispêndio de apenas algumas horas para um trabalho que manualmente requisitaria semanas.

Segundo levantamento feito para área do perfil altimétrico em varredura, constatou-se que pelo método manual teria que se dispor de no mínimo 21 cartas topográficas, na escala de 1:50.000, para cobrir a área base do produto aqui apresentado elaborado automaticamente em SIG. Destaca-se, além da morosidade do processo manual, tem-

se a limitação de que não são todos os pontos cotados que estão discriminados nas cartas, o que obviamente se mostra como mais um entrave na técnica tradicional, que o procedimento automático permite superar.

#### **4. DISCUSSÃO**

O perfil altimétrico em varredura permite identificar faixas de transição de patamares e o escalonamento do relevo característico desta porção territorial do Brasil Sudeste, sendo também possível reconstituir os planos tangenciais as bordas escarpadas dos compartimentos geomorfológicos.

Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) discorrendo sob o característico abatimento de blocos associados a rupturas topográficas e o conspícuo condicionamento tectônico recente na evolução da porção deprimida dos rios Pomba e Muriaé, elaboraram perfis em varredura a partir do método manual para o mesmo contexto geomorfológico selecionado neste trabalho. As figuras 9 e 10 apresentam, respectivamente, os perfis elaborados por estes autores.

Nesse sentido, comparando o perfil de varredura aqui elaborado de modo automático com os perfis elaborados por Mello *et al.* (2005) e Silva (2012) pode-se destacar o exímio da técnica automática aqui proposta.

Como perspectivas futuras avulta-se a integração de informações espaciais que subsidiem a elaboração de perfis altimétricos em varredura tridimensional, em conformidade ao que foi desenvolvido no trabalho de Silva (2002). O referido desafio colocado a partir da integração e adequação da rotina metodológica aqui empenhada se apresenta factível e uma lacuna transponível no que concerne aos avanços das técnicas de investigação e interpretação do relevo a partir de recursos disponíveis em SIG's

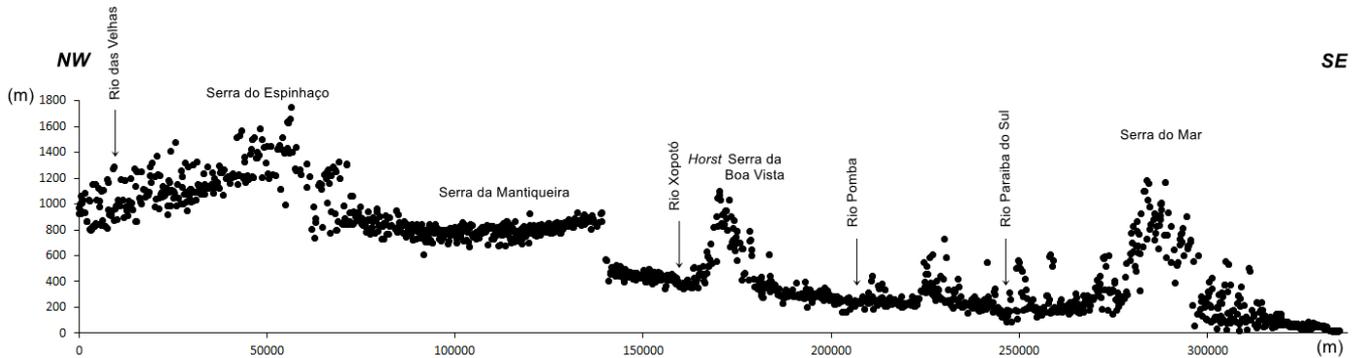


Fig. 8 – Perfil altimétrico em varredura gerado a partir de procedimentos automáticos.

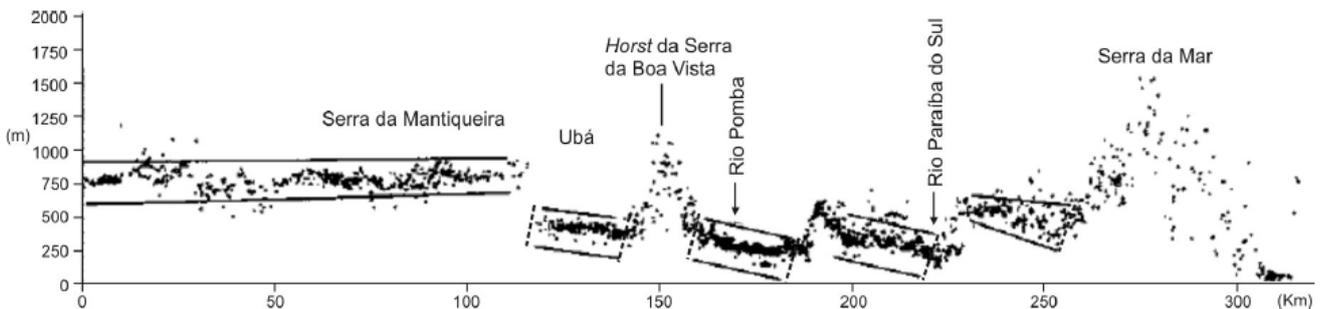


Fig. 9 – Perfil em varredura, destacando o escalonamento interno da Depressão dos rios Pomba-Muriaé e poucas variações altimétrica na topografia do contexto da Serra da Mantiqueira. Linhas contínuas denotam o sentido de basculamento dos blocos. Linha tracejada corresponde a falhas próximas aos limites dos blocos abatidos e basculados. Fonte: Marent (2016).

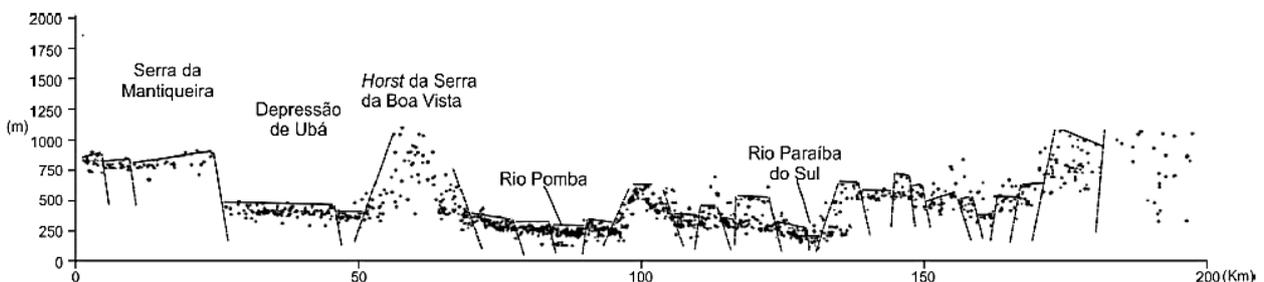


Fig. 10 – Perfil de varredura, destacando os blocos abatidos e basculados na Depressão dos rios Pomba e Muriaé em escala de maior detalhe. Linha tracejada corresponde a falhas próximas aos limites dos blocos abatidos e basculados. Fonte: Marent (2016).

## **5. CONCLUSÃO**

Os procedimentos metodológicos levados à efeito no presente trabalho se mostraram adequados para elaboração e edição de perfis altimétricos em varredura de modo automático, com auxílio de recursos disponíveis em SIG's. Desse modo, acredita-se ter contribuído para uma maior celeridade no processo de construção deste importante recurso gráfico para geociências, que muitas vezes, dependendo da escala trabalhada, tornar-se-ia inviável sua execução, exigindo uma empreitada morosa para definição dos valores de pontos cotados associado ao comprimento do plano horizontal do perfil.

Além da celeridade e evolução tecnológica sublinha-se como vantagem da técnica empreendida em ambiente digital uma maior facilidade de integração e pareamento do perfil com outras informações espaciais, como a litologia, coberturas superficiais, compartimentos geomorfológicos, domínio climático, entre outras informações.

Ademais, a curto prazo propõe-se elaborar uma ferramenta no próprio SIG que possa viabilizar o uso sistemático desta metodologia com presteza por usuários pouco familiarizados aos procedimentos aqui apresentados. Destaca-se, também a possibilidade de transposição das técnicas aqui empreendidas a outros métodos de investigação e análise dos mecanismos evolutivos do relevo.

## **AGRADECIMENTOS**

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado cedida.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8. 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.

BEYER, H. L. 2004. **Hawth's Analysis Tools for ArcGIS. Available at** <http://www.spatial ecology.com/htools>.

BORGES, G. L. **Análise Geoecológica da Dinâmica da Paisagem do Estado do Rio de Janeiro: Uma Proposta de Rotina para o Uso da Superfície Modelada** (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

BRICALLI, L.L. Procedimentos Metodológicos e Técnicas em Geomorfologia Tectônica. **Revista Espaço Aberto**, PPGG - UFRJ, V. 6, N.1, p. 75-110, 2016.

FERREIRA, M.V.; TINÓS, T.N.; PINTON, L. G.; LUPINACCI, C.M. A Cartografia da Dissecação Vertical para Avaliação do Relevo: Proposta de Técnica Automática. **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, N. 67/6, p. 1231-1245, 2015.

GATTO, L. C. S.; RAMOS, V. L. S.; NUNES, B. T. A.; MAMEDE, L.; GÓES, M. H. B.; MAURO, C. A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO, A. F.; NEVES, L. B. Geomorfologia. In: **Projeto RADAMBRASIL**. Folha SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: IBGE, 1983.

LOPES, A. P. G; BRICALLI, L. L. Aplicação da técnica de perfil em varredura para análise neotectônica da Bacia do Rio Juara (Serra-ES-Sudeste do Brasil). In: XI SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA (SINAGEO). **Anais**. Maringá, Paraná.

OLIVEIRA, G.C.; FERNANDES FILHO, E. I. Automated Mapping of Permanent Preservation Areas On Hilltops. **Cerne**, Lavras, v. 22, n. 1, p. 111-120, Mar. 2016 .

MARENT, B.R.; **Geomorfogênese dos Degraus escalonados do Sudeste de Minas Gerais**. 2016. 190 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2016.

MEIS, M.R.M.; MIRANDA, L.M.G. e FERNANDES, N.F. **Desnivelamento de Altitude com Parâmetro para a Compartimentação do Relevo**: Bacia do Médio-Baixo Paraíba do Sul. **Anais do XXXII Congr. Brasileiro de Geologia**. Salvador, BA, v.4, 1982, p. 1489-1503.

MELLO, C.L.; TOMAZ, E.A.; SILVA, R.C.B.; RODRIGUES, H.B. Condicionamento tectônico Cenozóico na evolução da depressão topográfica dos rios Pomba e Muriaé (MG, RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba (PR). **Boletim de resumos expandidos...**Curitiba: [s.n.], v. 1, 2005. p. 192-194.

MENEZES, P.M.L.; FERNANDES, M. C. **Roteiro de Cartografia**. São Paulo: Oficina de Textos, 288, 2013.

SILVA, T.M. **A Estruturação Geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro**. 2002. 265f. Tese (Doutorado em Geografia), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

SILVA, T.P. **Modelo geológico-geomorfológico da evolução da bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul**. 2012. 139 f. tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012.

VALERIANO, M. M. Dados topográficos. In: FLORENZANO, T. G. (Ed.). **Geomorfologia - Conceitos e Tecnologias Atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.