

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – CURSO DE MESTRADO

IDJARRURY GOMES FIRMINO

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA PORÇÃO MÉDIA DA BACIA DO RIO  
TIBAGI – PR**

MARINGÁ – PR  
2016

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ  
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, LETRAS E ARTES  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – CURSO DE MESTRADO

IDJARRURY GOMES FIRMINO

**ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA PORÇÃO MÉDIA DA BACIA DO RIO  
TIBAGI – PR**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para a obtenção do título de mestre em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho

MARINGÁ – PR  
2016

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)  
(Biblioteca Central - UEM, Maringá, PR, Brasil)

F525a Firmino, Idjarrury Gomes  
Análise morfoestrutural da porção média da bacia do rio Tibagi - PR / Idjarrury Gomes Firmino -- Maringá, 2016.  
140 f. : il., color., figs., tabs., mapas.

Orientador: Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho.  
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2016.

1. Rio Tibagi. 2. Neotectônica. 3. Morfometria fluvial. 3. Anomalias de drenagem. I. Souza Filho, Edvard Elias de, orient. II. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDD 21.ed. 910.9144

AHS-002879

ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DA PORÇÃO MÉDIA DA BACIA DO RIO TIBAGI -  
PR

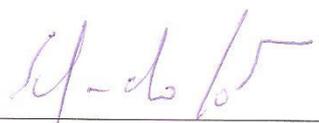
Dissertação de Mestrado apresentada a Universidade Estadual de Maringá, como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Geografia, área de concentração: Análise Regional e Ambiental, linha de pesquisa: Análise Ambiental

Aprovada em **26 de abril de 2016.**

BANCA EXAMINADORA

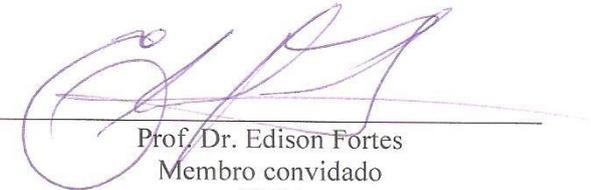


Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho  
Orientador - UEM



---

Prof. Dr. Eduardo Salamuni  
Membro convidado  
UFPR



---

Prof. Dr. Edison Fortes  
Membro convidado  
UEM

## DEDICATÓRIA

*Para minha esposa, Camila Torrente dos Santos Firmino.*

## AGRADECIMENTOS

À Deus, pelo dom da vida.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão de bolsa.

Ao laboratório do GEMA (Grupo de Estudos Multidisciplinares do Meio Ambiente) pelo espaço e pelos instrumentos que contribuíram com esta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Edvard Elias de Souza Filho, pela orientação, confiança, conhecimento e disposição em sempre poder ajudar.

Ao amigo de laboratório Vitor Hugo Rosa Biffi, pelo tempo e ajuda imensurável na elaboração de mapas e quantificação de dados.

Aos professores do programa, Dr. Paulo Nakashima, Dr. Nelson Lovatto Gasparetto, Dr<sup>a</sup>. Marta Luzia de Souza, Dr. Edison Fortes e Dr. Fernando Luiz de Paula Santil por todo o conhecimento fornecido ao longo das aulas ministradas.

À secretária do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Miriam de Carlos, pelas informações prestadas e todo o cuidado com os documentos.

Aos colegas que fizeram parte desta importante etapa no decorrer das aulas ministradas, Otávio Cristiano Montanher, João Cláudio Alcântara dos Santos, Juliana Fontini de Souza, João Fernando Dalla Villa, Ricardo Henrique Bueno, Francieli Sant'Ana Marcatto, Alexandre Luis Ponce Martins, Anderson Wesley de Lima Souza, Daianne Patrícia Pulcinelli Tavares Ladchuk, Thalles Santos Simões e Felipe Rodrigues Macedo, pela amizade e todos os conselhos.

Em especial, à minha esposa Camila Torrente dos Santos Firmino, por todo o apoio, amor, carinho, motivação, companheirismo e paciência, que tudo suportou nesta difícil etapa e aos meus pais, Lourival Firmino da Silva e Janete de Freitas Gomes Silva, pela educação e toda ajuda fornecida nos momentos mais difíceis.

## RESUMO

O presente trabalho faz uma análise morfoestrutural da porção média da bacia do rio Tibagi (PR), localizada entre os municípios de Tibagi (PR) e Telêmaco Borba (PR), por meio de índices morfométricos aplicados ao longo de 16 bacias de tributários diretos deste rio, com o objetivo de estabelecer os principais tipos de controles em exercício sobre as formas gerais, como a rede de drenagem e tipos de vales. Com o intuito de fazer uma análise geral da rede de drenagem, foram estabelecidas as propriedades da drenagem, de forma que, foi possível concluir que a maior parte da área de estudo compreende uma rede de drenagem em treliça, com direção principal para NW-SE, controlados por estruturas rúpteis, principalmente os diques de diabásio de mesma direção. Em alguns locais foi registrada uma tropia tridirecional, corroborando na hipótese de que alguns canais de direção NE-SW, N-S e E-O são controlados por falhas e fraturas. Além de formas anômalas como cotovelos e inflexões no rio Tibagi, também foram identificados percursos com paleocanais em planícies de inundação, provavelmente ocasionados por soerguimento com basculamento tectônico. Como forma de identificar estruturas rúpteis ao longo dos tributários estudados, foram aplicados os índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e *Distance-Slope* (DS), que contribuíram com esta identificação e permitiram classificar as áreas por anomalias, sendo que estas demonstraram um controle estrutural para estes rios (diques NW-SE), e um controle tectônico para o rio Tibagi (falhas e fraturas NE-SW). Como forma de identificar basculamento nas bacias dos tributários, foram aplicados os Fatores de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e de Simetria do Vale (FSV). O FSV se mostrou mais eficaz para ser aplicado em rios encaixados, demonstrando haver possivelmente basculamento de blocos da ordem de quilômetros para NW, exercidos provavelmente por um processo de soerguimento da borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa (onde a área de pesquisa se encontra) que ocasiona em um regime distensivo neste mesmo sentido. Este processo de soerguimento foi demonstrado também pelo índice razão largura/profundidade do vale (Vf), que revelou existir uma quantidade proporcional de vales em “V” fechado para vales em “V” aberto e em “U”. Enfim, foi feita uma análise estrutural por meio de extração e orientação de lineamentos e definição de fraturas em campo, onde foram identificadas principalmente fraturas verticais a subverticais, que fortalecem a teoria de um regime distensivo sobre a região.

**Palavras-chave:** rio Tibagi, neotectônica, morfometria fluvial, anomalias de drenagem

## ABSTRACT

The present study performs a morphostructural analysis of the middle portion of the Tibagi River basin (PR), located between the municipalities of Tibagi (PR) and Telemaco Borba (PR), through morphometric indexes applied along 16 direct tributary basins of this river, with the purpose to establish the main types of controls acting on the general ways, such as the drainage network and types of valleys. For the purpose of conducting a general analysis of the drainage network, properties of drainage were established, so that it was possible to conclude that most of the study area covers a drainage network lattice with the main NW-SE direction, controlled by brittle structures, especially diabase dikes in the same direction. In some places it was recorded a three-way projection, supporting the hypothesis that some channels of NE-SW, N-S and E-W are controlled by faults and breaks. In addition to anomalous forms such as elbows and inflections on the Tibagi River, courses with paleo channels in flood plains were also identified, probably caused by tectonic uplift with tilting. In order to identify brittle structures along the tributary rivers studied, the Slope-Length index (SL) and Distance-Slope (DS) were applied which contributed to this identification and enabled to classify the areas by anomalies, and these demonstrated structural control for these rivers (NW-SE dikes), and a tectonic control to the Tibagi river (faults and breaks NE-SW). In order to identify the tilting in the tributary basins, the Transverse Topographic Symmetry Factor (FSTT) and Symmetry of the Valley Factor (FSV) were applied. The FSV was more effective to be used in embedded rivers, demonstrating there are possibly tilting blocks on the order of kilometers to NW, probably exercised by a process of uplift of the eastern border of the Paraná Sedimentary Basin along the axis of the Ponta Grossa Arch (where the search area is located) which causes an extensional regime in this same direction. This uplift process was also demonstrated by the Valley-Floor index (Vf) which revealed there is a proportionate amount of valleys in "V" closed for valleys in "V" open and in "U". Thus, it was performed a structural analysis by means of extraction and orientation of lineaments and determination of fractures in the field, in which especially vertical and subvertical fractures were identified, which strengthen the theory of an extensional regime of the region.

**Keywords:** Tibagi river, neotectonics, fluvial morphometry, drainage anomalies

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
Figura 3.1: Mapa de localização da área de estudo 1	15
Figura 3.2: Localização da área de estudo 2	16
Figura 3.3: Mapa geológico da área de estudo	19
Figura 3.4: Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná	21
Figura 3.5: Mapa geológico generalizado da Bacia do Paraná	22
Figura 3.6: Mapa de localização de ocorrência de pontos sísmicos do Paraná	24
Figura 3.7: Perfil esquemático da bacia sedimentar do Paraná	26
Figura 3.8: Perfis topográficos esquemáticos da área de pesquisa	27
Figura 3.9: Imagens da área de pesquisa	29
Figura 4.1: Tipos de análise da forma da rede de drenagem	38
Figura 4.2: Tipos de esforços e estruturas rúpteis	42
Figura 5.1: Parâmetros utilizados para o cálculo do índice RDE	47
Figura 5.2: Esboço gráfico do índice DS	49
Figura 5.3: Bloco esquemático do FSTT	51
Figura 5.4: Esboço gráfico do FSV	54
Figura 5.5: Modelo evolutivo de vertentes proposto por Walther Penck	57
Figura 5.6: Esboço gráfico dos parâmetros utilizados para o cálculo do índice Vf	57
Figura 6.1: Classes de declividade obtidas para a área de pesquisa	60
Figura 6.2: Extração da rede de drenagem em 5 ordens de canais diferentes	62
Figura 6.3: Evolução da rede de drenagem	63
Figura 6.4: Área de ocorrência dos diferentes padrões de drenagem	64
Figura 6.5: Inflexões anômalas do rio Tibagi	67
Figura 6.6: Inflexões em formas de curvas comprimidas do rio Tibagi	68
Figura 6.7: Retilinearidades e curvaturas abruptas no rio Tibagi	69
Figura 6.8: Representação do controle de diques de diabásio	70
Figura 6.9: Área de ocorrência de sedimentos quaternários	70
Figura 6.10: Mapa de densidade de drenagem da área de pesquisa	71
Figura 6.11: Mapa de anomalias de drenagem do Índice RDE	86
Figura 6.12: Mapa de anomalias de drenagem do Índice DS	88
Figura 6.13: Valores obtidos pelo FSTT para cada bacia	91
Figura 6.14: Valores obtidos pelo FSV para cada bacia	92
Figura 6.15: Valores obtidos por transecto pelo FSTT	94

Figura 6.16: Valores obtidos por transecto pelo FSV	95
Figura 6.17: Tipos de vales fluviais identificados pelo índice Vf	97
Figura 6.18: Mapa de localização de lineamentos	98
Figura 6.19: Mapa de densidade de lineamentos	102
Figura 6.20: Sistemas de fraturas 1	103
Figura 6.21: Sistema truncado de fraturas 2	104
Figura 6.22: Sistema de fraturas 3	105
Figura 7.1: Dispersão radial de canais	108
Figura 7.2: Tropicidade tridirecional em trecho do rio Tibagi	109
Figura 7.3: Paleocanal do rio Tibagi 1	111
Figura 7.4: Paleocanal do rio Tibagi 2	112
Figura 7.5: Salto Santa Rosa	115
Figura 7.6: Parte superior do salto Santa Rosa	116
Figura 7.7: Anomalias de drenagem do Índice RDE e lineamentos	118
Figura 7.8: Anomalias de drenagem do Índice DS e lineamentos	119
Figura 7.9: Controle estrutural exercido sobre os afluentes	122
Figura 7.10: Controle litológico exercido sobre trechos	123
Figura 7.11: Basculamento de bloco sugerido pelo FSTT 1	124
Figura 7.12: Basculamento de bloco sugerido pelo FSTT 2	124
Figura 7.13: Basculamento de bloco sugerido pelo FSTT 3	125
Figura 7.14: Trechos em que os resultados de Sv foram sequenciais	126
Figura 7.15: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV 1	128
Figura 7.16: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV 2	128
Figura 7.17: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV 3	129
Figura 7.18: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV 4	129

## LISTA DE TABELAS

	<b>Pág.</b>
Tabela 3.1: Dados gerais dos 16 rios estudados	17
Tabela 4.1: Características dos principais padrões de drenagem	33
Tabela 4.2: Padrões dendríticos modificados	35
Tabela 4.3: Padrão retangular modificado	36
Tabela 4.4: Padrões treliça modificados	36
Tabela 4.5: Padrões paralelos modificados	37
Tabela 6.1: Valores de RDEtot, RDE (média), $\lambda$ e DS (média)	85
Tabela 6.2: Resultados gerais do FSTT e FSV para cada rio estudado	90
Tabela 6.3: Média dos resultados do índice Vf obtido para cada rio analisado	96
Tabela 6.4: Índice Vf obtido para cada formação rochosa	97

## LISTA DE QUADROS

	<b>Pág.</b>
Quadro 3.1: Coluna estratigráfica da área de estudo.	20

## LISTA DE GRÁFICOS

	<b>Pág.</b>
Gráfico 6.1: Gráfico de ocorrência dos diferentes padrões de drenagem	61
Gráficos 6.2: Perfis longitudinais dos 16 rios estudados	73
Gráfico 6.3: Diagramas de roseta	99
Gráfico 6.4: Diagramas de roseta Formação Furnas	99
Gráfico 6.5: Diagramas de roseta Formação Ponta Grossa	100
Gráfico 6.6: Diagramas de roseta Grupo Itararé	101

## SUMÁRIO

<b>1.</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>13</b>
<b>2.</b>	<b>OBJETIVOS</b>	<b>13</b>
<b>3.</b>	<b>LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>14</b>
3.1.	Características Gerais	14
3.2.	Aspectos Geológicos	17
3.3.	Contexto tectônico	21
3.4.	Hidrografia	24
3.5.	Geomorfologia	25
<b>4.</b>	<b>FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b>	<b>30</b>
4.1.	O conceito de Neotectônica e o modelo geral do Brasil	30
4.2.	Os tipos de análise da rede hidrográfica	31
4.2.1.	Os tipos de padrões de drenagem	32
4.2.2.	As propriedades da drenagem	37
4.2.3.	Anomalias de drenagem	39
4.3.	Tipos de estruturas rúpteis	40
<b>5.</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS</b>	<b>42</b>
5.1.	<i>Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)</i>	42
5.2.	Mapa de declividade	43
5.3.	Padrões e anomalias de drenagem	43
5.4.	Índices morfométricos	43
5.4.1.	Índices de diferenças de substrato	44
5.4.1.1.	Densidade de drenagem	44
5.4.1.2.	Aplicação da densidade de drenagem	45
5.4.2.	Índices de ruptura de perfis de equilíbrio de canais fluviais	45
5.4.2.1.	Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)	45
5.4.2.2.	Aplicação do índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)	47
5.4.2.3.	Índice <i>Distance-Slope</i> (DS)	48
5.4.2.4.	Aplicação do índice <i>Distance-Slope</i> (DS)	49
5.4.3.	Índices de basculamento de bacias e blocos	50
5.4.3.1.	Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)	50
5.4.3.2.	Aplicação do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)	52
5.4.3.3.	Fator de Simetria do Vale (FSV)	52
5.4.3.4.	Aplicação do Fator de Simetria do Vale (FSV)	55
5.4.4.	Índices de soergimento tectônico	56
5.4.4.1.	Índice razão largura/profundidade do vale (Vf)	56
5.4.4.2.	Aplicação do índice razão largura/profundidade do vale (Vf)	58
5.5.	Extração de lineamentos	58
5.6.	Análise estrutural e trabalho de campo	59
<b>6.</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>59</b>
6.1.	Declividade	59

6.2.	Análise da morfologia fluvial	61
6.2.1.	Padrões de drenagem	61
6.2.2.	As propriedades da drenagem	65
6.2.3.	Anomalias de drenagem	66
6.2.3.1.	Curvaturas, inflexões e retilinearidades	66
6.2.3.2.	Sedimentos quaternários e localização de terraços	69
6.3.	Densidade de Drenagem	71
6.4.	Índices de ruptura de perfis de equilíbrio de canais fluviais	72
6.4.1.	Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)	84
6.4.2.	Índice Distance-Slope (DS)	87
6.5.	Índices de Basculamento de Bacias e Blocos	89
6.5.1.	Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e Fator de Simetria do Vale (FSV): Média de deslocamento geral	89
6.5.2.	Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e Fator de Simetria do Vale (FSV): resultados por transecto	93
6.6.	Índice razão largura/profundida do vale (Vf)	96
6.7.	Lineamentos fotogeológicos	98
6.8.	Tipos de fraturas	103
<b>7.</b>	<b>DISCUSSÕES</b>	<b>106</b>
7.1.	Análise da rede de drenagem e anomalias de drenagem	106
7.2.	Densidade de Drenagem	112
7.3.	Índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e <i>Distance-Slope</i> (DS)	113
7.2.1.	Estruturas, contatos litológicos e lineamentos	114
7.4.	Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e Fator de Simetria do Vale (FSV)	120
7.5.	Índice razão largura/profundida do vale (Vf)	130
7.6.	Análise estrutural	130
<b>8.</b>	<b>CONCLUSÕES</b>	<b>132</b>
<b>9.</b>	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>133</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A porção média da bacia do rio Tibagi (PR) engloba a área territorial dos municípios de Tibagi (PR) e Telêmaco Borba (PR) e atravessa o eixo do Arco de Ponta Grossa. No período Jurássico, este foi o epicentro de uma das maiores atividades vulcano-fissurais da América do Sul e atualmente se constitui em uma área estabilizada, mas com registros de atividades sísmicas e formas de relevo que ainda sugerem um processo tectônico ativo.

Como forma de compreender e avaliar a possibilidade de tais atividades, para este trabalho foram aplicados métodos quantitativos que buscam identificar estruturas rúpteis que atravessam de forma transversal os rios da região, como os índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e *Distance-Slope* (DS), métodos que visam identificar se há basculamento de bacias e blocos estruturais ocasionados por regimes tectônicos, como os fatores de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e de Simetria do Vale (FSV) e métodos que visam identificar se há soerguimento tectônico sobre a área estudada por meio da forma dos vales, como o índice razão largura/profundidade do vale (Vf).

Uma análise qualitativa foi feita para a forma das redes de drenagem e para a identificação de anomalias fluviais, muitas vezes ocasionadas por controle estrutural de rochas intrusivas, contatos litológicos ou atividade tectônica. A definição de estruturas de caráter rúptil foi feita por meio da análise de lineamentos fotogeológicos e por reconhecimento de fraturas em campo.

Essa análise morfoestrutural, de modo geral, visa compreender melhor a gênese estrutural da região e estabelecer os principais tipos de controles atuantes sobre os rios e as formas de relevo, como forma de se concluir se existe ou não controle neotectônico sobre a região.

## 2. OBJETIVOS

Estabelecer os principais tipos de controles evolutivos exercidos sobre a porção média da bacia do rio Tibagi (PR) como forma de identificar anomalias de drenagem através de métodos quantitativos e qualitativos e entender a gênese estrutural da região.

Dentre os objetivos específicos, estão:

- 1) Identificar os principais tipos de redes de drenagem e anomalias de drenagem no quadrante da área de pesquisa.
- 2) Identificar os principais *knickpoints* dos rios analisados por meio dos índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e *Distance-Slope* (DS).
- 3) Verificar se há basculamento de blocos estruturais por meio dos Fatores de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e Simetria do Vale (FSV).
- 4) Verificar o grau de soerguimento tectônico da área por meio da razão largura/profundidade do vale (Vf).
- 5) Identificar e definir os sistemas de estruturas rúpteis em campo e estabelecer a direção e tipo do regime de esforço atuante.

### **3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

#### **3.1. Características Gerais**

A área de pesquisa engloba 16 sub-bacias hidrográficas de tributários diretos do rio Tibagi. Estas estão localizadas na parte média da bacia deste rio, na região geográfica Centro-Oriental do Paraná, mais precisamente entre os municípios de Tibagi e Telêmaco Borba (Figuras 3.1 e 3.2). Em sua totalidade, englobam uma área aproximada de 1.029km<sup>2</sup>.

Os dados gerais de cada rio podem ser visualizados na tabela 3.1. Os dados apresentados a respeito do rio Tibagi correspondem apenas ao trecho estudado.

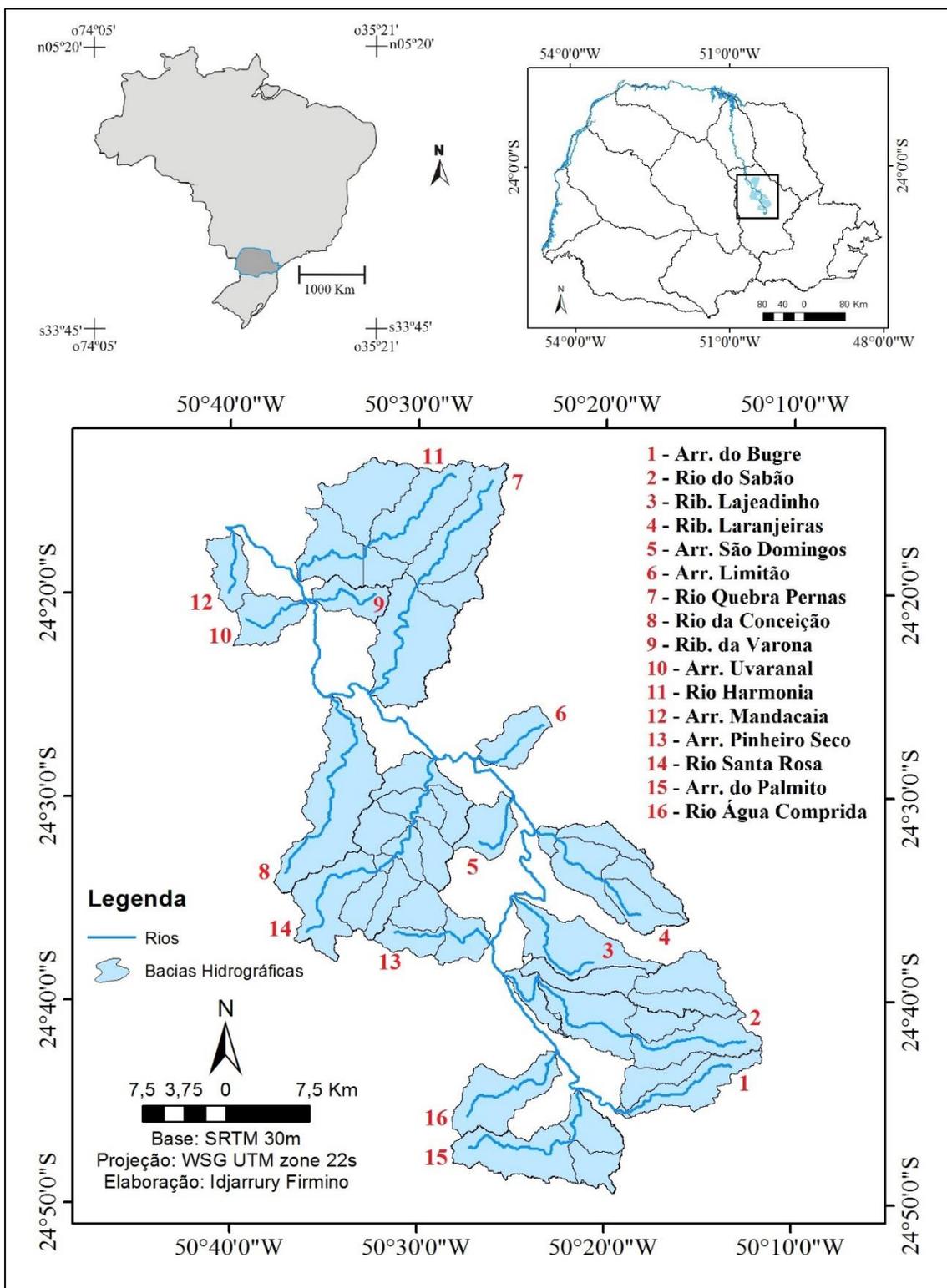


Figura 3.1: Mapa de localização da área de estudo, com a indicação das bacias e dos rios estudados (referente à Tabela 3.1) em relação ao estado do Paraná

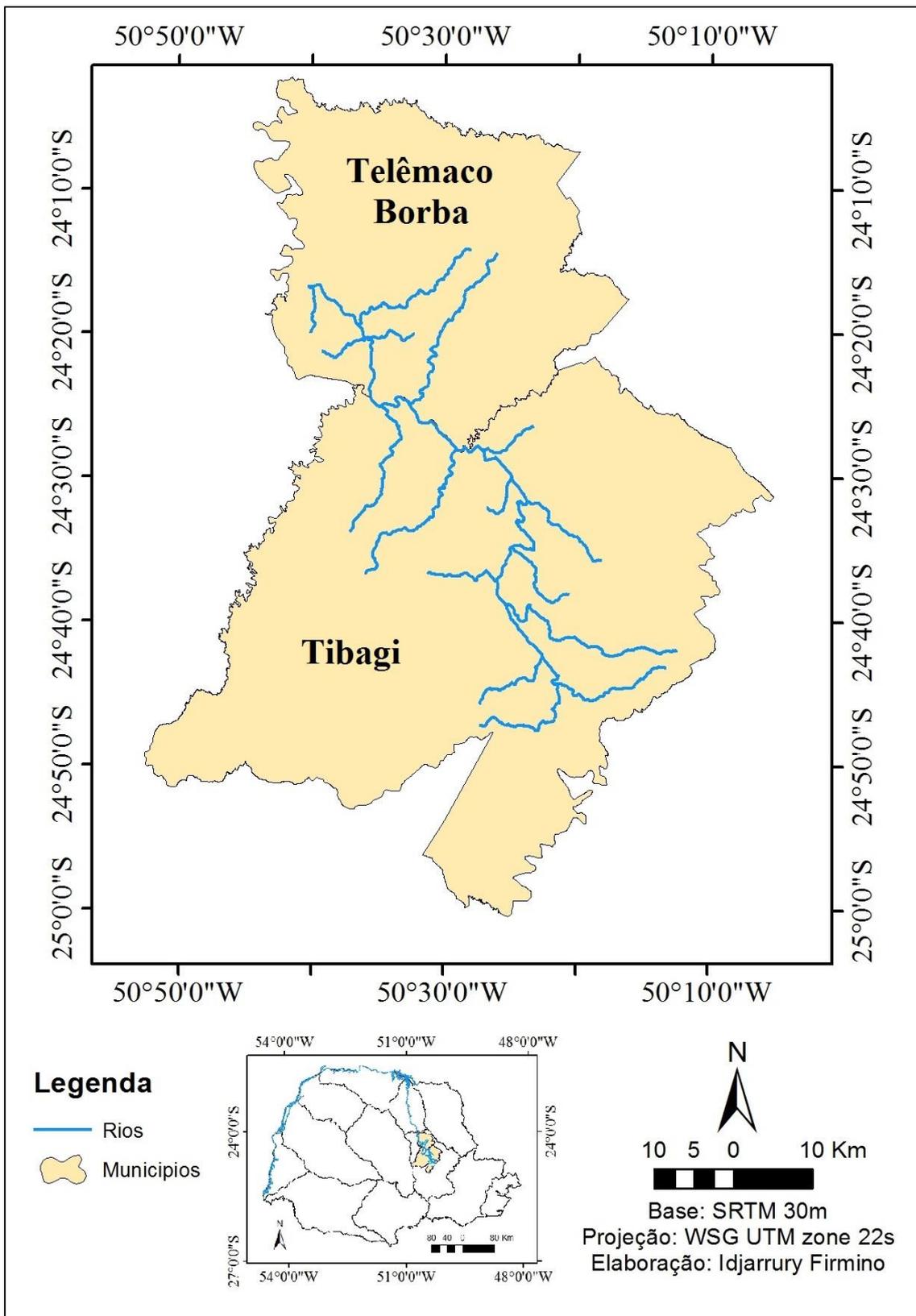


Figura 3.2: Localização da área de estudo, com a representação da área dos municípios de Tibagi e Telêmaco Borba em relação aos rios estudados e o estado do Paraná

Nº	Rio, arroio, ribeirão ou córrego	Comprimento Total Aproximado (km)	Altitude (m)		Declividade (m/km)	Área da Bacia (km <sup>2</sup> )	Substrato
			nascente	foz			
1	Arr. Do Bugre	15	1200	762	29,2	42,842	Fm Furnas
2	Rio do Sabão	29,75	1203	725	16,06	151,581	
3	Rib. Lajeadinho	17,5	1042	727	18	43,195	
4	Rib. Laranjeiras	17	1090	699	23	74,327	
5	Arr. São Domingos	8,75	789	690	11,31	19,929	Fm Ponta Grossa
6	Arr. Limitão	11	779	690	8,09	20,609	
7	Rio Quebra Pernas	29,75	936	678	8,67	120,56	Gr Itararé Indiviso
8	Rio da Conceição	22,5	924	664	11,55	75,268	
9	Rib. Da Varona	8,75	788	651	15,65	17,186	
10	Arr. Uvaranal	8,25	805	651	18,66	21,569	
11	Rio Harmonia	22,75	883	647	10,37	122,06	
12	Arr. Mandacaia	7,25	756	625	18,06	18,301	
13	Arr. Pinheiro Seco	12,25	924	728	16	45,066	Gr Itararé e Fm Ponta Grossa
14	Rio Santa Rosa	26,75	967	688	10,42	147,41	
15	Arr. Do Palmito	19	944	751	10,15	70,917	Gr Itararé, Fm Ponta Grossa e Fm Furnas
16	Rio Água Comprida	14	878	744	9,57	30,19	
	Rio Tibagi	91 (trecho estudado)	760	627	1,46		

Tabela 3.1: Dados gerais dos 16 rios estudados e do trecho estudado do rio Tibagi

### 3.2. Aspectos Geológicos

As 16 bacias da área de estudo se encontram por sobre a borda planáltica da periferia da Bacia Sedimentar do Paraná, que se caracteriza por ser uma bacia de rochas fanerozóicas, intracratônica, desenvolvida sobre crosta continental (ZALÁN *et al*, 1990).

Ao longo desta área, o substrato geológico é composto por rochas das Formações Furnas e Ponta Grossa (Grupo Paraná), localizadas mais próximas à borda, na parte sudeste, e as rochas do Grupo Itararé indiviso, mais adentro da bacia, na parte noroeste (Figura 3.3). Os rios que percorrem cada tipo de formação podem ser visualizados na tabela 3.1.

A Formação Furnas é a camada mais basal da bacia. Aflora por sobre uma distância média em linha reta de 30km até o contato sobrejacente com as rochas da Formação Ponta Grossa e sua base constitui a testa da escarpa da bacia sedimentar. É caracterizada por camadas tabulares e com espessura em superfície de aproximadamente 250m no *canyon* do Guartelá (GUIMARÃES *et al*, 2007). É composta por uma sucessão de arenitos quartzosos brancos, médios a grossos, caulínicos e exibindo estratificações cruzadas de várias naturezas (MILANI *et al*, 2007), aos quais se intercalam delgados níveis de conglomerados, sobretudo na sua porção basal. Possui uma grande quantidade de icnofósseis marinhos.

Na área de pesquisa, os afloramentos da Formação Ponta Grossa ocorrem em uma estreita extensão territorial côncava em relação à reentrância do Arco de Ponta Grossa, apresentando um diâmetro médio de 7km no sentido NW-SE, e, em alguns locais, até 17km. É uma unidade constituída por rochas de granulação fina (folhelhos, siltitos), cujas condições de sedimentação em ambiente de plataforma marinha são comprovadas por uma grande variedade de microfósseis (acritarcas, quitinozoários, etc.) e macrofósseis (trilobitas, braquiópodes, tentaculites, etc.) (GUIMARÃES *et al*, 2007). Seu contato com a Formação Furnas é concordante na maior parte.

A extensão territorial do Grupo Itararé é a maior da área de pesquisa. Conseqüentemente, ocupa a maior área de bacias estudadas e está localizada a oeste e noroeste da Formação Ponta Grossa. Sua extensão também ultrapassa os limites desta área e, ao todo, é caracterizada por depósitos glaciogênicos de diamictitos maciços ou estratificados, com seixos e blocos de múltiplas litologias e áreas-fonte que evidenciam o trabalho das geleiras carreando imenso volume sedimentar (MILANI *et al*, 2007). Também é frequente nas rochas deste Grupo a ocorrência de deformações ocasionadas por geleiras como estrias e dobras convolutas, além de registros de deposição em ambientes distintos (fluvial, marinho, lacustre). Seu contato basal com a Formação Ponta Grossa é erosivo.

Para Zalán *et al* (1990), o processo de deposição das rochas do Grupo Paraná seria responsável pela primeira fase de subsidência da Bacia do Paraná (Siluro-Devoniana), ocasionado pelo peso dos sedimentos e pelo resfriamento da litosfera, devido ao término da Orogênese Brasileira e a sobrecarga de sedimentos glaciais do Grupo Itararé (Permo-Carbonífero), pela segunda fase de subsidência, associada a uma fase de reativação distensional.

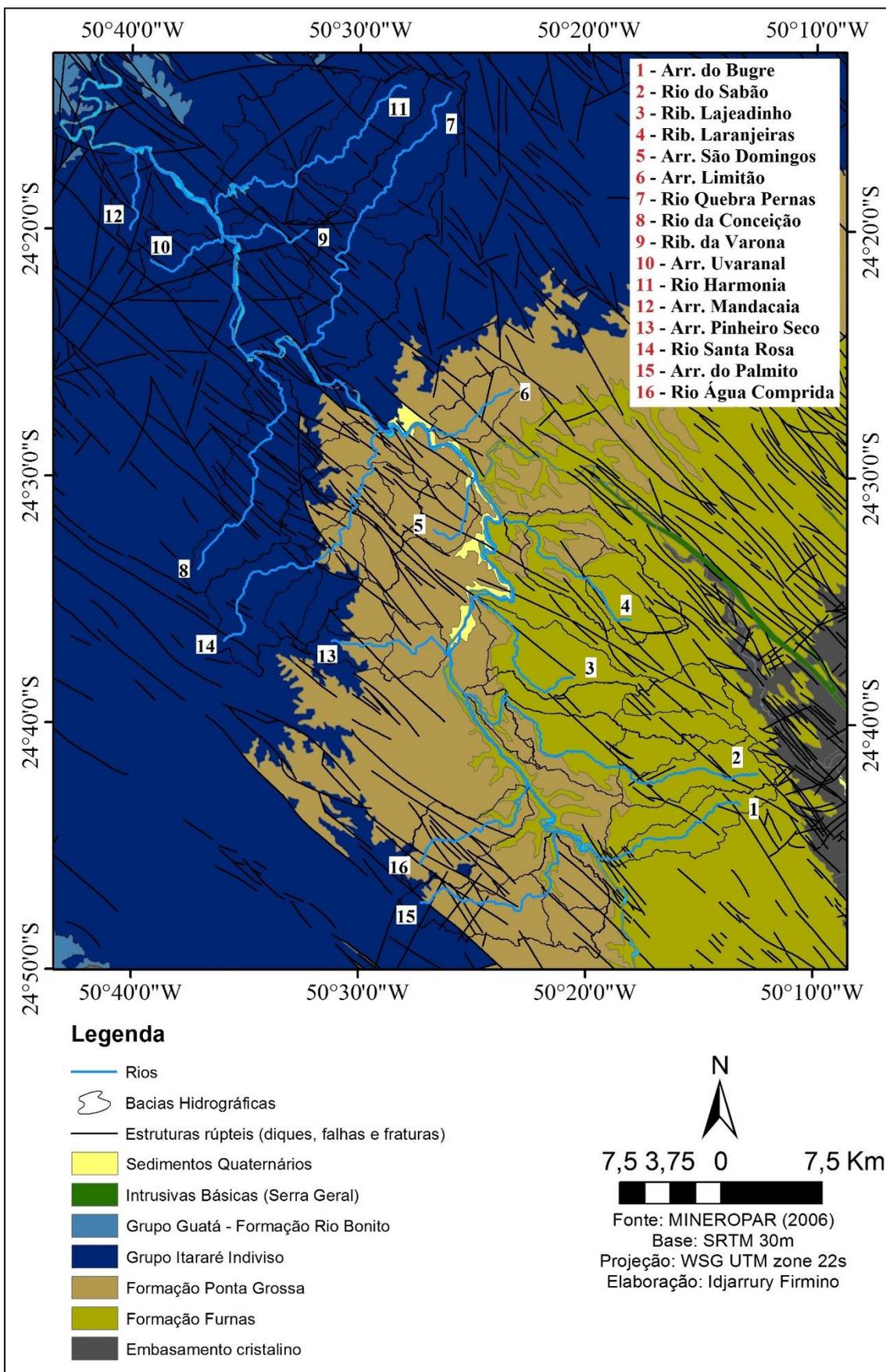


Figura 3.3: Mapa geológico da área de estudo

A coluna estratigráfica da área de estudo pode ser visualizada no quadro 3.1, e o mapa geológico com a localização dos rios e das bacias na figura 3.3.

	Período	Grupo	Formação	Descrição
<b>Era Cenozóica</b>	Quaternário (Holoceno)		Sedimentos Recentes	Sedimentos de deposição fluvial (aluviões), com areias, siltes, argilas e cascalhos, depositados em canais, barras e planícies de inundação. Aluviões indiferenciados (areias, argilas e cascalhos).
<b>Era Mesozóica</b>	Triássico - Jurássico	Grupo São Bento	Intrusivas Básicas (Serra Geral)	Diques básicos em geral, incluindo basaltos, diabásios, gabros e dioritos pórfiros, associadas a Formação Serra Geral.
<b>Era Paleozóica</b>	Carbonífero - Permiano	Supergrupo Tubarão	Rio do Sul	Conjunto heterogêneo de rochas sedimentares, incluindo: arenitos, siltitos, folhelhos, argilitos, diamictitos, e ocasionalmente níveis de carvão.
			Mafra	
			Campo do Tenente	
Devoniano	Grupo Paraná	Ponta Grossa	Folhelhos e siltitos cinzentos escuros, localmente betuminosos, com intercalações de arenitos muito finos, esbranquiçados. Laminação paralela, ondulada e "flaser". Fósseis: braquiópodes ( <i>Australocoelia tourteloti</i> ) e trilobites ( <i>Metacryphaeus australis</i> ). Depósitos litorâneos e de plataforma.	
		Furnas	Arenitos médios a grosseiros, subordinadamente arenitos conglomeráticos e siltitos, esbranquiçados. Estratificação cruzada e horizontal. Fósseis: icnofóssil ( <i>Rouaultia furnai</i> ). Depósitos aluviais e litorâneos.	

Quadro 3.1: Coluna estratigráfica da área de estudo  
Fonte: MINEROPAR (2001; 2006)

### 3.3. Contexto tectônico

Na área de estudo é marcante a presença de diversas estruturas rúpteis (falhas, juntas e diques associados) de direção NW-SE, que Zalán *et al* (1990) chamou de zona de falha Curitiba-Maringá, englobando uma série de zonas de fraqueza preenchidas com diques de diabásio. Estas estruturas orientam as redes de drenagem e a disposição das extensões dos platôs além de outras formas de relevo em toda a área de pesquisa.

A zona de falha Curitiba-Maringá faz parte de um conjunto de feições lineares que são *trends* herdados do embasamento e que controlaram a maior parte da evolução estratigráfica-estrutural da Bacia do Paraná. Estes lineamentos formam zonas de fraqueza que subdividem o embasamento em diversos blocos estruturais (ZALÁN *et al*, 1990), conforme pode ser visualizado na figura 3.4.

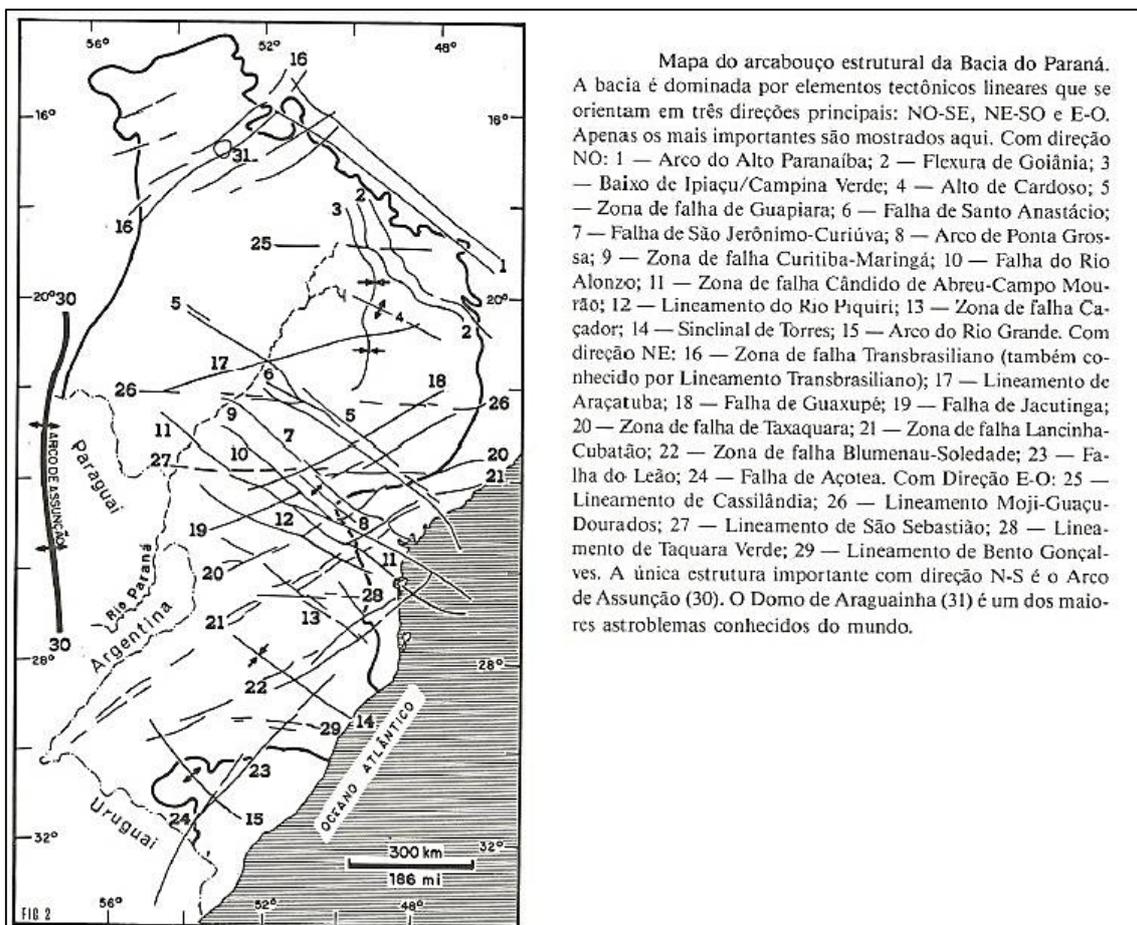


Figura 3.4: Principais alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná  
Fonte: Adaptado de Zalán *et al* (1990)



Para Almeida (1983), a reativação Wealdeniana se subdividiu em três estágios: um primeiro relacionado a fase *rift*, de idade triássica-jurássica, que gerou a estrutura negativa alongada ocupada pela Bacia de Santos, um segundo associado a fase oceânica e um terceiro (Cenozóico) associado ao desenvolvimento das bacias tafrogênicas costeiras no sudeste brasileiro e ao vulcanismo alcalino.

A respeito da gênese do Arco de Ponta Grossa, Strugale *et al* (2007) caracterizam dois eventos deformacionais rúpteis relacionados à abertura do oceano Atlântico. O primeiro evento, de natureza extensional, foi responsável pelo controle de intrusões de diques eocretácicos do arco e também pelo soerguimento da sua parte central como bloco de falhas “tipo tesoura”, de direção NW-SE. O segundo evento, de natureza transtraccional, reativou as paredes dos diques e produziu bandas de deformações em arenitos.

Para alguns autores (HASUI, 1990; JACQUES, 2013; MOULIN *et al*, 2010; MORALES, 2005; SAADI, 1993), é evidente que ainda hoje existe uma tectônica transcorrente ressurgente atuante na Placa Sul-Americana. Este processo se deve à rotação desta placa para oeste, ocasionado pela migração deste continente, gerando um campo de compressão máxima rotacionado e orientado na direção NE. Este campo de tensão exerce influência sobre as faixas móveis do embasamento, principais dissipadoras dos esforços intraplaca, e ocasionam em pequenos tremores que, segundo Zalán *et al* (1990), ainda hoje são sentidos ao longo de todos os três grupos de lineamentos da Bacia do Paraná, sendo indicativos de que estes prosseguem suavemente ativos.

A localização destes tremores no estado do Paraná pode ser visualizada no mapa da figura 3.6, indicando três grupos principais de zonas sísmicas: um localizado na faixa da serra do mar, associado à zona de falha Lancinha-Cubatão, um localizado nas proximidades das bacias desta área de pesquisa, alinhadas ao Arco de Ponta Grossa e associados à zona de falha Curitiba-Maringá, e um terceiro grupo localizado nas proximidades da foz do rio Tibagi, sem associação aparente.

De modo geral, a área de pesquisa possui um dos mais importantes contextos sismogênicos do estado do Paraná, o que pode estar relacionado a uma possível atividade neotectônica local. Ao longo das bacias avaliadas, ocorrem apenas dois pontos sísmicos: um de magnitude entre 0 – 1 ponto, localizado na bacia do ribeirão da Varona, e outro de magnitude de 3 pontos, ocorrido no ano de 1976, localizado na bacia do arroio São Domingos, muito próximo ao rio (Figura 3.6).

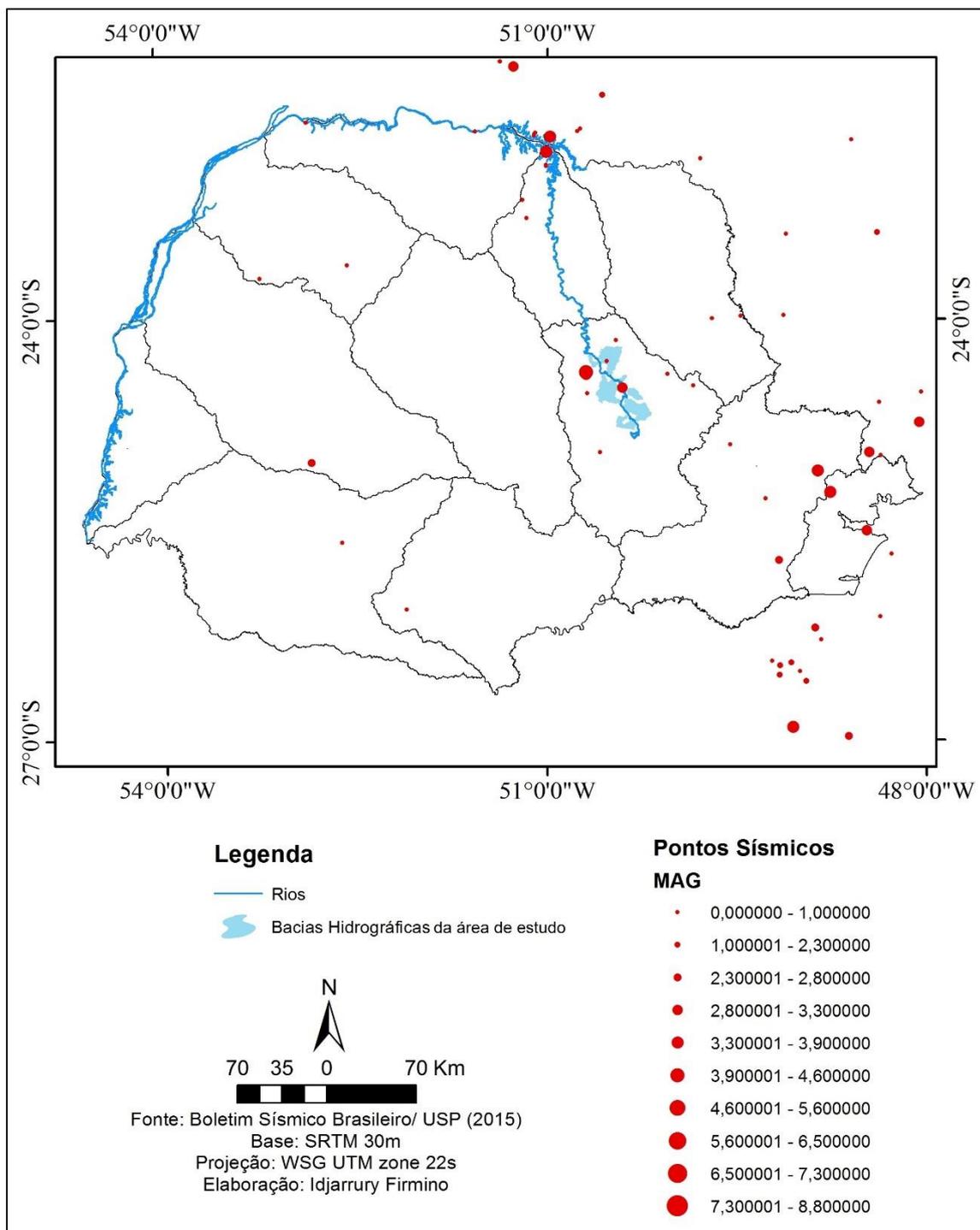


Figura 3.6: Mapa de localização de ocorrência de pontos sísmicos do estado do Paraná, com a indicação das bacias estudadas

### 3.4. Hidrografia

A bacia hidrográfica do rio Tibagi pertence a macro bacia do rio Paraná, possuindo uma área aproximada de 24.712km<sup>2</sup>. Esta encontra-se totalmente inserida no estado do Paraná, o que corresponde a 13% da superfície deste estado. Suas dimensões lhe garantem

o posto de 3ª maior bacia hidrográfica do estado, perdendo apenas para as bacias dos rios Ivaí e Iguaçu.

A bacia está posicionada no sentido N-S, o que representa a direção preferencial do rio Tibagi, que nasce nas proximidades do município de Palmeira, PR, a 1.060m de altitude e desemboca no lago da usina hidrelétrica da represa Capivara, no rio Paranapanema, a 298m de altitude (MEDRI *et al*, 2002).

O rio Tibagi é um rio antecedente aos processos geradores das formas de relevo regionais e percorre de forma concordante o mergulho das camadas das rochas da bacia sedimentar do Paraná.

Em toda sua extensão, apresenta aproximadamente 65 tributários diretos e centenas de subafluentes (MEDRI *et al*, 2002), dos quais, 16 destes tributários são produtos de pesquisa desta presente dissertação.

As características dos cursos fluviais estudados são todas de rios encaixados, assim denominados por terem leitos rochosos e não dispõem de planícies de inundação, cuja presença ocorre em alguns locais do rio Tibagi, onde jazem sedimentos quaternários descritos como depósitos aluvionares restritos às calhas de drenagem e planícies de inundação.

### **3.5. Geomorfologia**

A geomorfologia da região comporta os limites do Segundo Planalto do Paraná (MAACK, 1981) e da bacia sedimentar (Figura 3.7). Por ser uma área de borda planáltica, ocorre um ligeiro caimento topográfico de leste para oeste, sendo que, 4 dos 17 rios estudados nascem exatamente na testa da escarpa devoniana.

Este caimento topográfico é mais acentuado ao longo das rochas da Formação Furnas, depois se estabiliza até os limites da área de pesquisa, no Grupo Itararé (Figura 3.8).

Segundo a MINEROPAR (2006) e SANTOS *et al* (2006), esta área de pesquisa comporta 3 unidades de relevo, sendo elas os Planaltos de Jaguariaíva, Tibagi e Ponta Grossa.

Basicamente, estes 3 planaltos estão relacionados diretamente com o arcabouço geológico da região, compondo o Planalto de Jaguariaíva as áreas sujeitas à Formação Furnas, que, em seu contexto, é o reverso da escarpa (ou *cuesta*), o Planalto de Tibagi à área relacionada à Formação Ponta Grossa e na área de pesquisa a parte sujeita à planície

do rio Tibagi e o Planalto de Ponta Grossa a todo o restante da área de pesquisa, que comporta as rochas do Grupo Itararé.

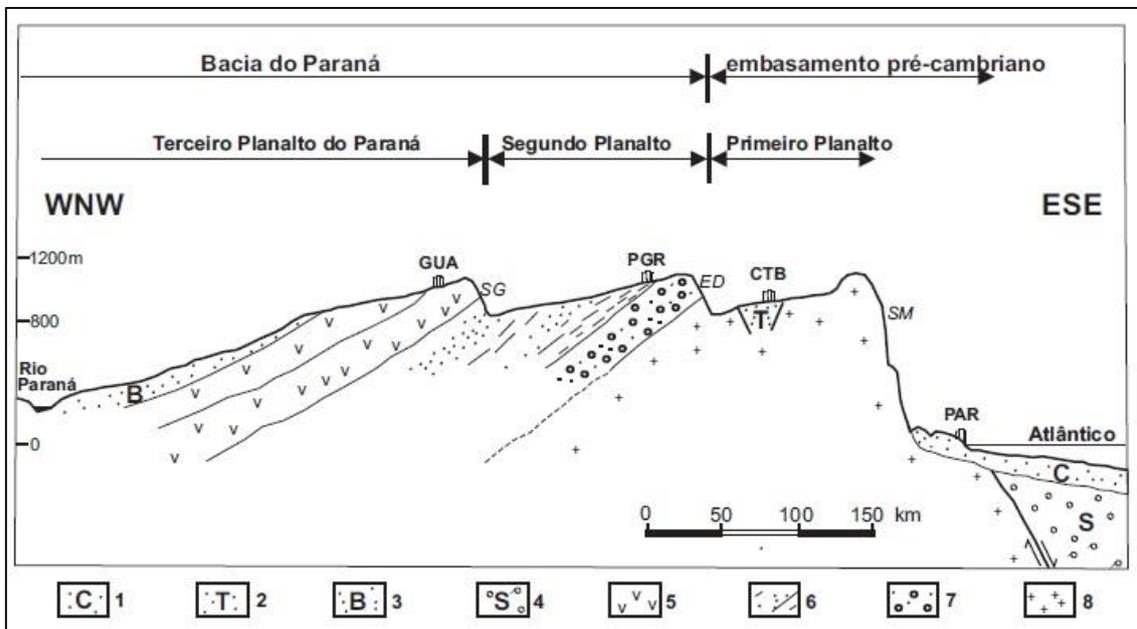


Figura 3.7: Perfil esquemático da bacia sedimentar do Paraná no estado do Paraná, com a representação das unidades geomorfológicas de Maack (1981). 1: sedimentos cenozóicos da Planície Costeira e Plataforma Continental; 2: sedimentos cenozóicos da Bacia de Curitiba; 3: Grupos Bauru e Caiuá (Cretáceo); 4: Bacia de Santos; 5: derrames de basalto da Formação Serra Geral; 6: unidades paleozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná; 7: Formação Furnas; 8: embasamento pré-cambriano. Cidades - PAR: Paranaguá; CTB: Curitiba; PGR: Ponta Grossa; GUA: Guarapuava. Escarpas: SM: Serra do Mar; ED: Escarpa Devoniana; SG: Serra Geral

Fonte: GUIMARÃES *et al* (2007)

No geral, o Planalto de Jaguariáiva possui formas de relevo com topos alongados, vertentes convexas com vales em “V” e a direção geral da morfologia é NW-SE (MINEROPAR, 2006).

A principal feição presente neste planalto é a “escarpa devoniana” da Bacia Sedimentar do Paraná. Esta possui as características particulares de uma *cuesta* como presença de *front*, que englobam *talus* e *cornija*, uma área de reverso e *percée*.

O reverso da escarpa é entalhado por rios ressequentes com diversos *canyons*, controlados diretamente pelas estruturas de direção NW-SE, como diques, falhas e fraturas. Estes *canyons* são caracterizados por serem vales encaixados com profundas paredes escarpadas em rochas da Formação Furnas. Dentre eles, está o 6º maior *canyon*

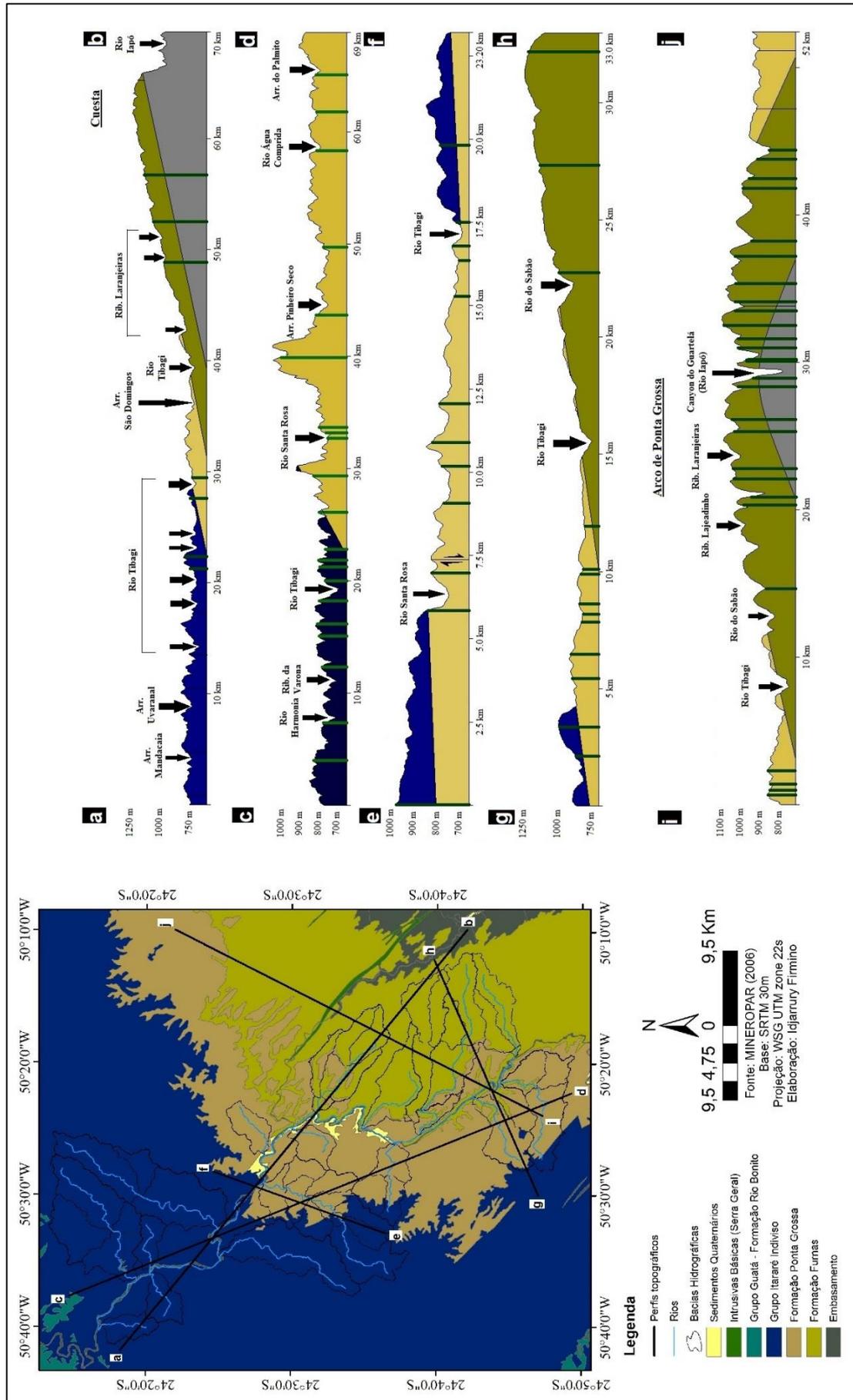


Figura 3.8: Perfis topográficos esquemáticos da área de pesquisa

do mundo em extensão, o *canyon* do Guartelá, além de muitos outros de menor extensão.

Ao longo das rochas da Formação Furnas ocorrem diversas morfoesculturas do tipo ruiformes (AB'SÁBER 1968, 1977; MELO e COIMBRA, 1996). Estas esculturas em rocha são formadas por meio da ação intempérica da água que percola as fraturas originadas por esforços tectônicos combinada com a litologia arenítica, que são formadas por diferentes tipos de pacotes com textura e porosidade específicas e diferentes naturezas de cimentação (caulinita, óxidos de ferro e manganês) de grande intensidade.

Dentre elas, podem-se citar feições erosivas como caneluras, alvéolos, bacias de dissolução, juntas poligonais, dentre outras, que podem ser observadas como desenhos em rochas expostas, além de estruturas como torres e pináculos, cavernas, lapas, furnas e corredores de água, como meso feições derivadas destes processos.

O Planalto de Tibagi é caracterizado por topos aplainados, vertentes retilíneas e convexas com vales em “V” e a direção geral da morfologia também é NW-SE. Morfológicamente é uma área que apresenta índices de dissecação menores que os outros dois planaltos, entretanto, mesmo esta área possui elevações com declividade acentuadas marcadas por morros isolados (Figura 3.8). Em sua maior parte, comporta a planície de inundação do rio Tibagi, que no local está disposto transversalmente ao alinhamento dos diques de diabásio.

De forma contrária à Formação Furnas, a topografia suportada pela Formação Ponta Grossa apresenta uma leve inclinação para SE (Figura 3.8), contribuindo para a formação de um verdadeiro vale ao longo deste planalto.

O Planalto de Ponta Grossa é constituído por formas em topos alongados, vertentes retilíneas e côncavas com vales em “U” e com formas de relevo voltadas para NW-SE. Esta área não possui caimento topográfico como observado nos outros dois planaltos. No geral, possui rios bem encaixados (Figura 3.9) e vertentes e morros com um índice de dissecação bem mais elevado do que para o Planalto de Tibagi e para a Formação Ponta Grossa.

As rochas do Grupo Itararé possuem uma altitude bem mais elevada que as dos afloramentos da Formação Ponta Grossa e, em algumas áreas, é possível visualizar a formação de pequenas escarpas na zona de contato entre estas duas formações (Figuras 3.8 e 3.9).

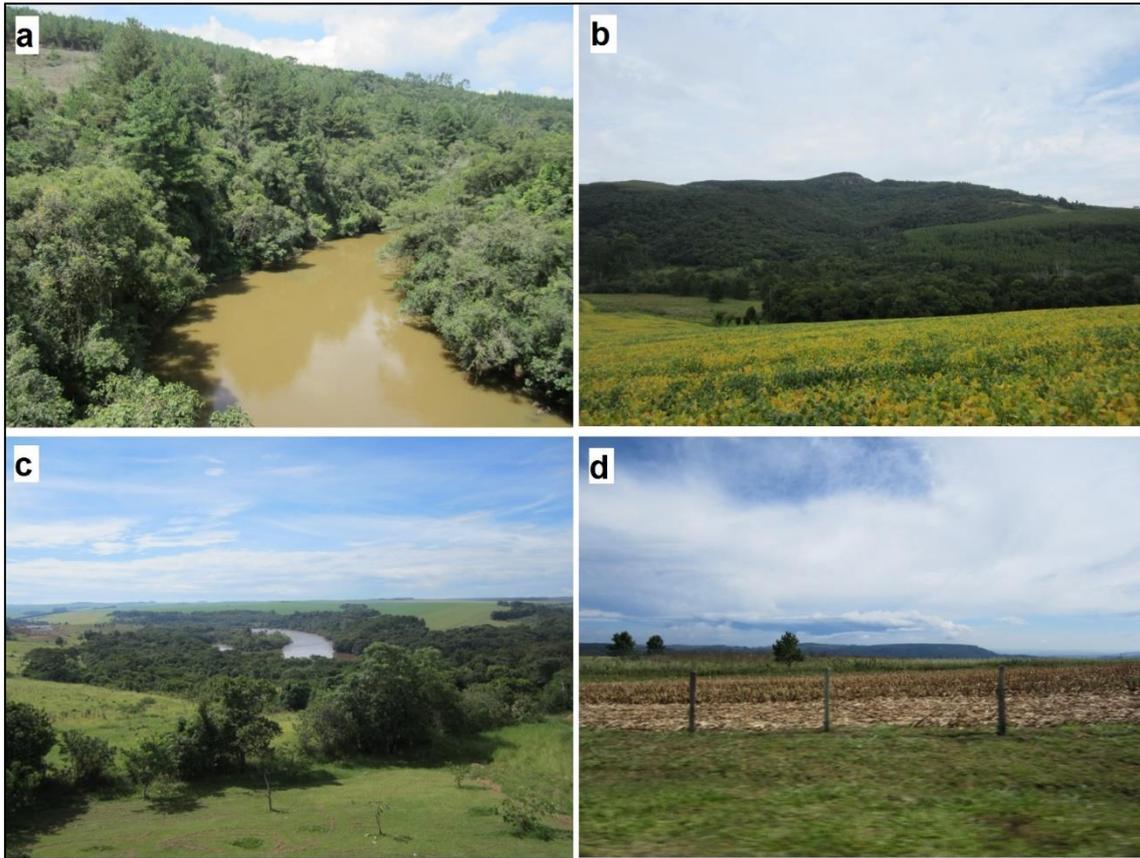


Figura 3.9: “a”: rio Imbaú. Exemplo de morfologia de rio encaixado com intensa erosão marginal; “b”: passagem entre os planaltos de Tibagi (primeiro plano) e Ponta Grossa (segundo plano). A base da escarpa é composta por pelitos da Formação Ponta Grossa, o topo por psamitos do Grupo Itararé; “c”: rio Tibagi e feições do Planalto de Tibagi e ao fundo o reverso da escarpa devoniana e Planalto de Jaguariaíva; “d”: feição da escarpa devoniana (Serra de São Luiz do Purunã)

Fonte: Autor

Neste planalto, os diques de diabásio se comportam como alinhamentos de cristas estruturais de direção NW-SE dispostos ao longo de toda a área de pesquisa e controlam marcadamente a rede de drenagem. Em alguns casos, formam elevações com mais de 150m de altura.

O Arco de Ponta Grossa também possui uma morfologia superficial diferenciada, principalmente ao longo do reverso da escarpa. Nesta área, visto de forma longitudinal (Figura 3.8), o arco exerce uma elevação em abóbada no relevo, que é responsável por controlar a morfologia e a rede de drenagem de toda a área em questão.

## 4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 4.1. O conceito de Neotectônica e o modelo geral do Brasil

Ainda muito discutido, o conceito de neotectônica foi tratado por muito tempo de diferentes formas. Obruchev (1948) trouxe o termo para o meio científico com o propósito de descrever os movimentos crustais ocorridos ao longo do terciário superior e do quaternário. Seu objetivo era denominar os processos tectônicos responsáveis pela configuração contemporânea das formas de relevo.

A *International Union for Quaternary Research* (INQUA), responsável pelos estudos relativos a este período, no intuito de estabelecer um conceito, adotou o termo sugerido por Pavlides (1989), onde “neotectônica é o estudo de eventos tectônicos jovens, que ocorreram ou ainda estão ocorrendo em uma região qualquer, após sua orogênese ou após o seu reajustamento tectônico mais significativo”.

Para Saadi (1993) esses eventos tectônicos são entendidos como qualquer tipo de movimento ou deformação crustal de caráter rúptil e/ou dúctil ocorrido no período dito neotectônico. A estipulação deste período depende das características geológicas de cada região (PAVLIDES, 1989). Para o INQUA, este período pode abranger até  $10^7$  anos, levando em conta que a configuração morfológica de determinado local pode ter origem de movimentos muito antigos. Para Hasui (1990), no Brasil, este período neotectônico passa a ser considerado a partir do momento em que se estabelece o atual campo de tensões, atrelado à migração do continente sul-americano e consequente abertura do Atlântico Sul, iniciada no Terciário Médio.

Para a geomorfologia, ao serem analisadas as formas geradas por processos neotectônicos, devem ser desconsideradas aquelas geradas por controles litológicos ou estruturais.

Em áreas intracratônicas, é evidente que os processos neotectônicos são bem menos acentuados, porém, ocasionalmente, podem haver evidências de formas anômalas geradas por esforços recentes. Estas formas podem ser reconhecidas por meio de análises de campo, de imagens de satélites e Modelos Digitais de Elevação (MDEs) e por meio da aplicação de índices morfométricos.

Tais esforços podem gerar formas lineares, blocos basculados, fraturas e falhas (dos mais diversos tipos), sismos, pequenas deformações em rocha, rupturas de declive e anomalias de drenagem, dentre outras.

No Brasil, o modelo tectônico geral descrito por Hasui (1990) está relacionado à migração do regime distensivo da abertura do Atlântico (reativação Wealdeniana) para o regime transcorrente relacionado à rotação da Placa Sul-Americana para o oeste, exercido por uma falha dextral E-W, com o eixo de tensão  $\sigma_1$  posicionado a NW (horizontal),  $\sigma_2$  vertical e  $\sigma_3$  a NE (horizontal). Tal processo tem sido controlado pela reativação de zonas de fraqueza pretéritas na crosta do escudo brasileiro e evidenciado por manifestações sísmicas, evolução de relevos anômalos e sedimentação cenozoica intraplaca (SALAMUNI, 1998).

Para Hasui e Costa (1996), o embasamento estaria dividido em blocos separados por descontinuidades coincidentes com lineamentos pré-cambrianos de direções NW e NE, sendo estes os principais dissipadores dos esforços intraplaca. Os registros sísmicos atuais teriam relação com essa compartimentação, demonstrando que os esforços compressivos atuais estão direcionados preferencialmente segundo NW e os distensivos segundo NE.

#### **4.2. Os tipos de análise da rede hidrográfica**

Uma das formas de compreender a estrutura geológica e as variações no estilo estrutural de uma determinada região se dá pela análise do padrão da rede de drenagem (HORTON, 1945; STRAHLER, 1952 a, b; HOWARD, 1967; DEFFONTAINES; CHOROWICZ, 1991). Os rios principais e seus diversos tributários tendem a fluir de acordo com a composição litológica e o arcabouço estrutural do assoalho. Seus tipos de canais, direções, ramificações, sinuosidades, dentre outros aspectos, dependem exclusivamente da declividade e do tipo do terreno por onde estes rios fluem.

Em áreas de bacia sedimentar, os rios podem fluir de acordo com o mergulho das camadas, ou em direções distintas. Uma classificação geral para estes rios é abordada por Christofolletti (1980).

Os rios consequentes são os rios principais controlados pelo caimento topográfico da bacia sedimentar e seguem a direção do mergulho das camadas. Os rios subsequentes são normalmente tributários de rios consequentes e se ajustam ao longo de linhas de falhas ou fraturas. Estes rios são quase sempre perpendiculares à direção do mergulho das camadas.

Os tributários dos rios subsequentes podem ser denominados obsequentes, sendo classificados como aqueles que correm de forma contrária ao mergulho das camadas, e os ressequentes, que correm no mesmo sentido deste mergulho.

Uma forma de análise morfoestrutural e que tem sido amplamente utilizada diz respeito ao arranjo geral das direções destes dois tipos de rios. Normalmente, estes são rios primários, que, dependendo do grau de controle do terreno, se ajustam ao longo de linhas de falhas ou fraturas recentes. Suas direções podem estar intimamente relacionadas a controles estruturais ou tectônicos.

Uma última nomenclatura se refere aos rios insequentes, que não possuem nenhum tipo de controle aparente ou destoam do arranjo geral dos outros rios.

Os rios também podem fornecer informações a respeito do controle tectônico de uma determinada região. As anomalias de drenagem são analisadas na escala de trechos fluviais e são consideradas aquelas que destoam totalmente do arranjo natural do rio. Rupturas de perfis longitudinais de canais fluviais, curvaturas anômalas, meandros isolados, cotovelos, alvéolos, capturas de drenagem, bacias suspensas, dentre outras formas, se não tiverem relação com estruturas ou contatos litológicos, são fortes indicativos de neotectônica.

A temporalidade do canal em seu contexto geológico pode ser analisada de modo qualitativo. Os rios de uma rede de drenagem que se sobrepõem às estruturas geológicas como lineamentos, falhas ou dobras, podem ser interpretados como:

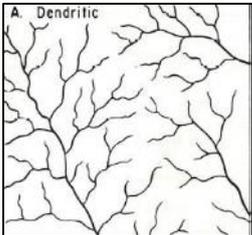
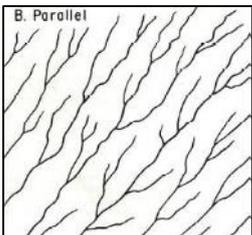
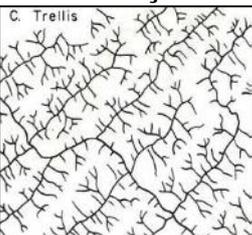
- Rio antecedente: em seu contexto, o canal fluvial antecede as deformações crustais locais ou regionais, entalhando de forma transversal estes tipos de elevações em resposta a processos tectônicos bem lentos, para dar continuidade ao seu percurso.

- Rio superimposto: em seu contexto, o canal fluvial procede às deformações crustais locais e regionais, às vezes, fluindo em sequências deposicionais horizontais superimpostas a camadas mais resistentes ou antigas deformações, como camadas dobradas, que, em resposta a processos de denudação ou soerguimento, entalha os vales e encontra estas camadas, os entalhando de forma transversal para dar continuidade ao seu percurso.

#### **4.2.1. Os tipos de padrões de drenagem**

Uma bacia hidrográfica é uma área de drenagem regional, que incorpora tanto águas de canais fluviais como águas subterrâneas. A bacia é dividida por interflúvios

(linhas de maior altitude, divisor de águas) e composta por um vale fluvial principal (linha de menor altitude, representando o nível de base regional). A morfologia da rede de ramificações e conexões destes vales em nível regional é dada como uma forma de padrão semelhante de drenagem. Estes padrões de drenagem estão diretamente relacionados ao tipo de rocha e estruturas geológicas presentes no substrato da bacia, e podem ser classificados como: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial, anelar, multibasinal e contorcido. Suas características e principais causas de ocorrência podem ser visualizadas na tabela 4.1.

<b>Padrão</b>	<b>Características</b>	<b>Causas</b>
<p><b>Dendrítico</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• ramos irregulares em todas as direções.</li> <li>• ramos semelhantes aos galhos de uma árvore.</li> <li>• junção do canal principal com os tributários em vários ângulos.</li> <li>• os canais são inseqüentes de origem.</li> <li>• ausência de canais consequentes.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• o declive é o fator controlador.</li> <li>• as rochas possuem resistência uniforme em superfícies horizontais (planos, platôs, maciços cristalinos).</li> <li>• rochas que sofreram intenso metamorfismo.</li> <li>• drenagem dendrítica implica em ausência de controles estruturais significantes.</li> </ul>
<p><b>Paralelo</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• canais paralelos uns aos outros.</li> <li>• planícies de lagos, planícies costeiras, bacias glaciais basculadas e com forte declive</li> <li>• lados de vales jovens, em lagos ou mares fechados e em escarpas de falha.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• declive regional pronunciado (longo) e inclinação moderada a forte controle de declive por feições topográficas paralelas, controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais.</li> </ul>
<p><b>Treliça</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para qual o tributário conflui.</li> <li>• tributário secundário alongado. e em ângulo reto em relação ao tributário primário.</li> <li>• situa-se entre o padrão dendrítico e o retangular.</li> <li>• a drenagem treliça compreende canais subseqüentes conectados por resseqüentes ou obseqüentes.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• a drenagem é consequente em origem, e pode assumir padrão treliça localmente, resultado de glaciação.</li> <li>• característico de estratos dobrados ou basculados, e em planície costeira dissecada.</li> <li>• rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas.</li> <li>• áreas de fraturas ou falhas paralelas, dobras monoclinais ou isoclinais.</li> </ul>

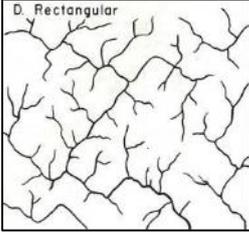
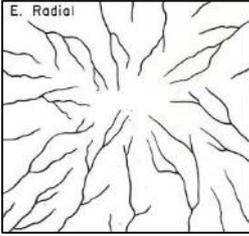
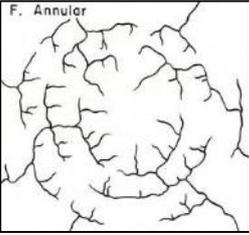
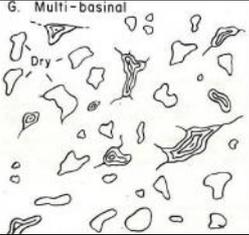
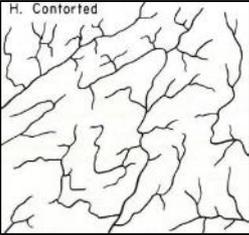
<p><b>Retangular</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• curvas em ângulo reto, no canal principal e nos tributários, sendo mais irregular que o padrão treliça.</li> <li>• confluências em ângulo reto.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• controle estrutural dominante.</li> <li>• juntas e falhas das rochas em ângulo reto.</li> <li>• os canais seguem linhas de fraqueza.</li> <li>• rochas metamórficas e sedimentos dobradas.</li> </ul>
<p><b>Radial</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• os canais se irradiam de uma área central.</li> <li>• radial do centro para fora.</li> <li>• multirradial é um complexo de padrões radiais em um campo vulcânico.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• drenagem consequente de domos, montanhas (vulcões, maciços residuais).</li> </ul>
<p><b>Anelar</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• semelhante a um anel.</li> <li>• subsequente em origem, associado com domos dissecados ou estruturas em bacias.</li> <li>• tributários subsequentes desenvolvidos na medida em que a erosão avança.</li> <li>• desenvolve-se quando os estratos sedimentares apresentam grandes variações no grau de resistência.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• maior influência da estrutura sobre o declive.</li> <li>• o declive só controla o curso inicial do canal.</li> <li>• estrutura e declive ajustam o curso da maturidade do canal.</li> </ul>
<p><b>Multibasinal</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• presença de múltiplas depressões.</li> <li>• presença de lagos.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• depósitos superficiais com forma em hummocky.</li> <li>• áreas de vulcanismo recente, dissolução de calcários e permafrost.</li> </ul>
<p><b>Contorcido</b></p> 	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Difere-se do padrão treliça pela carência de linha de ordem regional, e a descontinuidade de cristais e vales geralmente é em menor escala.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• rochas metamórficas grosseiramente acomodadas.</li> <li>• diques, veios e bandas migmatizadas originam camadas resistentes em algumas áreas.</li> </ul>

Tabela 4.1: Características dos principais padrões de drenagem

Fonte: Adaptado de DEFFONTAINES; CHOROWICZ (1991); MORISAWA (1985); (HAYAKAWA, 2011)

A identificação do tipo de padrão de drenagem pode ser feita de forma qualitativa, por meio de interpretação de imagens de satélite ou mesmo de extração de redes de drenagem em MDE-SRTM.

Em algumas circunstâncias, essas redes de drenagem podem apresentar mais de um padrão, sendo interpretadas como redes de padrões modificados (HOWARD, 1967), ou mesmo ser influenciadas por estruturas anômalas ao arranjo da rede de drenagem, condicionadas por fatores geológicos distintos (Tabelas 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5). Para Soares e Fiori (1976), essas bacias são classificadas como de 2ª ordem ou de ordens superiores, por apresentarem dois ou mais padrões superpostos.

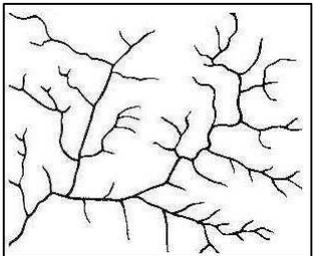
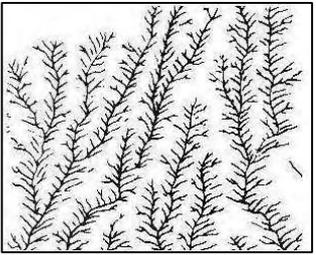
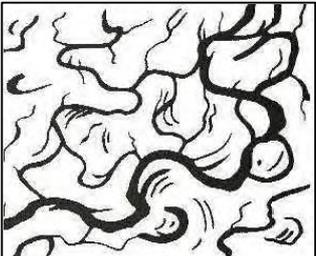
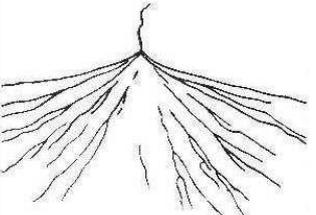
<b>Tipo</b>	<b>Representação</b>	<b>Características</b>
<b>Subdendrítico</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Canais principais com tributários estendendo-se horizontalmente;</li> <li>- Presença de variações sutis do dendrítico.</li> </ul> <p>Esse padrão deve-se a controle topográfico ou estrutural tênue ou insignificante. O substrato rochoso é homogêneo.</p>
<b>Pinado</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Os canais são consequentes em origem;</li> <li>- Junções em ângulo agudo e tributários frequentemente espaçados e quase paralelos;</li> <li>- Padrão em forma de pena ou copa de árvores.</li> </ul> <p>Controle por declividade uniforme do canal principal; rochas homogêneas resistentes (materiais facilmente erodíveis, de textura fina, como cinzas vulcânicas e siltes).</p>
<b>Anastomótico</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Há entrelaçamento de canais tortuosos, lamacentos e pantanosos;</li> <li>- Comuns em planícies de inundação, deltas e pântanos de maré.</li> </ul>
<b>Distributário</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Tributários divergem de um canal principal.</li> </ul> <p>Padrão associado a formas de leques aluviais e deltas.</p>

Tabela 4.2: Padrões dendríticos modificados

Fonte: ANDRADES FILHO, 2010

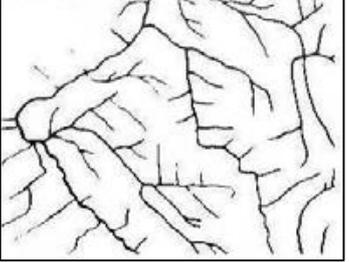
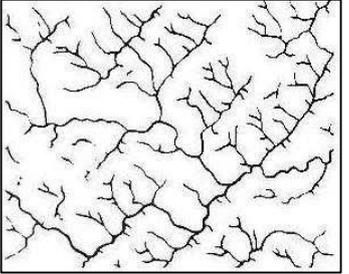
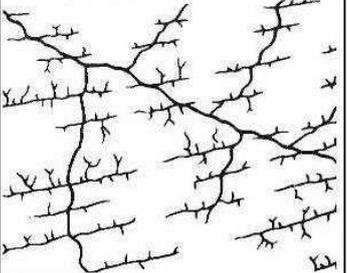
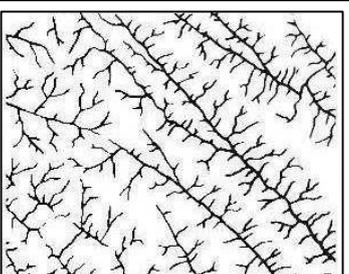
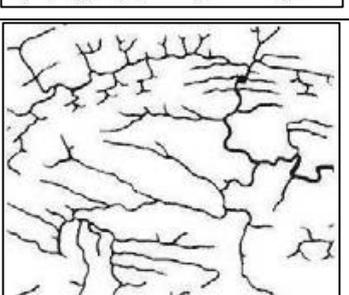
Tipo	Representação	Características
<b>Angular</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Junções formam ângulos agudos ou obtusos ao invés de reto. Curvas em ângulo agudo e tributário com curso contrário ao gradiente do vale.</li> <li>Substrato de rochas ígneas ou metamórficas intensamente falhadas.</li> <li>Intercessão de sistemas de falhas e juntas nem sempre em ângulo reto.</li> </ul>

Tabela 4.3: Padrão retangular modificado

Fonte: ANDRADES FILHO, 2010

Tipo	Representação	Características
<b>Treliça direcional</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Direção de treliça dominante é controlada pela estrutura ou litologia. Os tributários em um lado são mais longos que no outro;</li> <li>- Associado a falhas, juntas ou planos de fraqueza paralelas;</li> <li>- A declividade é fraca com cristas de praia ou suave homoclíneo.</li> </ul>
<b>Treliça junta</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Associado a falhas e/ou juntas retilíneas e paralelas.</li> </ul>
<b>Treliça falha</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- O espaçamento entre os canais paralelos é mais largo que no treliça típico. Os ramos são convergentes e divergentes;</li> <li>- Controlado por falhas ou planos de fraqueza paralelos;</li> <li>- Associado a <i>grabens</i> e <i>horsts</i> alternados ou uma sucessão de <i>rifts</i> paralelos.</li> </ul>
<b>Treliça recurvada</b>		<ul style="list-style-type: none"> <li>- Caracterizado por curvas acentuadas ao redor de "narizes" de dobras.</li> </ul>

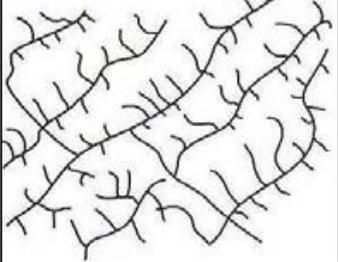
<b>Subtreliça</b>		- Associado a formas de relevo alongadas e paralelas e continuidade de drenagem dominante.
-------------------	---	--

Tabela 4.4: Padrões treliça modificados

Fonte: ANDRADES FILHO, 2010

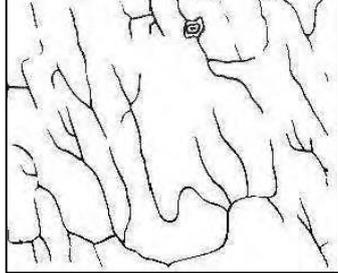
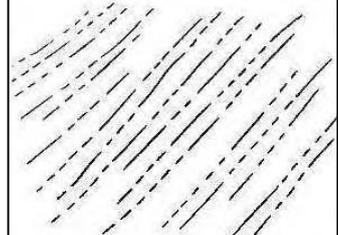
<b>Tipo</b>	<b>Representação</b>	<b>Características</b>
<b>Subparalelo</b>		- Canais orientados em direções similares, mas sem a regularidade do padrão paralelo; - Há controle pela declividade e formas de relevo paralelas.
<b>Colinear</b>		- Sucessão de canais que se estendem ao longo de uma mesma linha reta (podem desaparecer e emergir abaixo); - Ocorre em áreas de dunas ou sulco em rochas de composição uniforme (areias, e poeira vulcânica).

Tabela 4.5: Padrões paralelos modificados

Fonte: ANDRADES FILHO, 2010

Contudo, a utilização dos padrões de drenagem para a identificação de estruturas deixa a desejar, porque salvo no caso do padrão anelar, as configurações da rede podem ter mais de uma causa. Além disso, alguns autores incluem padrões de canal no conjunto de formas que descrevem a rede de drenagem, como é o caso de Andrades Filho (2010).

#### 4.2.2. As propriedades da drenagem

Outra forma qualitativa de análise das redes de drenagem está baseada nas propriedades descritas por Soares e Fiori (1976), que descreve a densidade de drenagem, a tropia, o grau de controle, a sinuosidade, a angularidade e a assimetria (Figura 4.1).

O grau de controle é o primeiro parâmetro a ser considerado. Está relacionado ao controle estrutural e pode ser fraco ou forte. Em áreas de bacia sedimentar espera-se um

grau de controle baseado principalmente no caimento topográfico exercido pelo reverso da *cuesta*. No geral, como são áreas de rochas sedimentares, o grau de controle deve ser fraco.

A densidade de drenagem está relacionada à proporção longitudinal de canais em uma determinada área ou bacia. Pode ser baixa, média ou alta. Este parâmetro pode ser melhor analisado de forma quantitativa, como foi proposto para este trabalho.

Grau de Controle	Densidade	Tropia	Sinuosidade	Angularidade	Assimetria
Forte	Alta	Unidirecional	Curvos	Alta	Fraca
		Bidirecional			
Fraco	Média	Tridirecional	Mistos	Média	Forte
		Multidirecional desorientada			
		Multidirecional orientada			
	Baixa		Retilíneos	Baixa	

Figura 4.1: Tipos de análise da forma da rede de drenagem

Fonte: Adaptado de SOARES; FIORI, 1976

A tropia representa a direção preferencial dos canais analisados em uma determinada área ou bacia. Esta propriedade está diretamente relacionada ao controle estrutural dos rios e pode dar indícios de ordem de estruturação da rede (SOARES; FIORI, 1976) e de anomalias de drenagem diversas. Pode ser unidirecional, bidirecional, tridirecional, multidirecional desorientada e orientada. Conforme fora dito antes, em áreas de forte controle estrutural, os rios primários tendem a se ajustar ao longo de falhas ou fraturas e suas direções podem indicar a orientação de zonas de fraqueza e campos de esforços.

A sinuosidade refere-se às curvas delineadas pela drenagem. Pode estar relacionada a controles estruturais ou tectônicos. Curvas abruptas que destoam do arranjo

geral da drenagem normalmente são influenciadas por algum destes dois tipos de controles. Os rios são classificados como curvos, mistos ou retilíneos.

A angularidade é o ângulo formado entre a bifurcação de dois canais, analisado de forma geral para a rede ou bacia. Também contribui para a análise a homogenia ou heterogenia da rede de drenagem. Pode ser baixa ( $< 60^\circ$ ), média ( $> 60^\circ < 120^\circ$ ) ou alta ( $> 120^\circ$ ).

A assimetria é aplicada para a bacia e informa o deslocamento preferencial do rio principal dentro desta, de modo a verificar também o tamanho e diversidade dos elementos presentes em cada lado da bacia. Está relacionada ao controle tectônico da região. Pode ser fraca para elementos de tamanhos distintos ou forte para elementos de tamanhos e formas distintas.

#### **4.2.3. Anomalias de drenagem**

Anomalias de drenagem são trechos fluviais que destoam do arranjo geral dos elementos de drenagem. Para Howard (1967), uma anomalia de drenagem constitui um desvio local, em algum lugar, da drenagem regional e/ou padrão de drenagem, tendo por base sua conhecida estrutura regional e/ou topografia.

As anomalias nem sempre estão associadas ao controle tectônico. Em muitos casos, elas podem ter relação direta com o controle estrutural e litológico regional. Em áreas com um forte controle estrutural, pode haver uma quantidade muito grande de anomalias de drenagem dos mais diversos tipos.

Para serem consideradas as anomalias geradas por processos tectônicos, deve ser desconsiderada a atuação de forças geradas por controle estrutural ou litológico, principalmente em áreas atectônicas.

Em muitos casos, as principais evidências de anomalias geradas por controle tectônico são aquelas descritas por Lima (2002), como:

- Existência de capturas de drenagem, que são mudanças de direções de fluxos de canais para rios de bacias vizinhas, geradas principalmente por recuo de cabeceiras, transbordamento e eventos tectônicos.

- Ocorrência de diversos níveis de terraços em uma margem contrastando com a ausência dos mesmos na outra margem, evidenciando um processo de basculamento da bacia e migração do canal para a direção da margem sem terraço.

- Presença de cachoeiras como pontos de quebra (*knickpoints*) que indicam falhas produzidas por reativação.

- Curvaturas ou inflexões anômalas e retilinearidades, que são geradas por linhas de falhas, fraturas ou rochas intrusivas. A presença de um mesmo alinhamento em diferentes trechos fluviais são fortes indicativos deste tipo de controle.

Contudo, tais evidências podem estar relacionadas à evolução da erosão remontante, e à adaptação da rede de drenagem à uma configuração pré-existente, seja a partir de estruturas rúpteis ou blocos escalonados.

### 4.3. Tipos de estruturas rúpteis

As estruturas de natureza rúptil englobam juntas e falhas geradas por esforços em condições de pressão e temperatura relativamente baixas, em geral entre 0 a 4 Kbar e 0 a 300°C, respectivamente, sendo estas as condições que correspondem geralmente aos 10 primeiros quilômetros da crosta (RAMSAY e HUBER, 1987).

O termo esforço é utilizado para meios que tenham o mínimo de resistência ao cisalhamento, como as rochas, e podem ser gerados por forças gravitacionais, magnéticas ou de superfícies (FOSSSEN, 2012). Ele é sempre representado por um vetor principal ( $\sigma_1$ ), que indica a direção da força máxima exercida sobre a rocha.

Em superfície, os esforços podem ser gerados por diferentes processos, como tectônicos, residuais (não tectônicos), térmicos e terrestres (relacionado a variações diárias e sazonais de temperatura, marés terrestres, etc). Para Fossen (2012), o esforço tectônico presente deve ser considerado a partir da subtração do esforço total pelos esforços residual, térmico e terrestre que forem identificados.

No geral, existem três principais regimes de esforços tectônicos: o compressivo ou contracional, o distensivo ou extensional e o transcorrente ou direcional.

No regime compressivo, o eixo do vetor máximo ( $\sigma_1$ ) é horizontal, o do vetor médio ( $\sigma_2$ ) é horizontal e o do vetor mínimo ( $\sigma_3$ ), vertical (Figura 4.2). Este tipo de regime é responsável por gerar sistemas de falhas de empurrão (reversa) e/ou de cavalgamento, pois a maior deformação ocorre no eixo do vetor mínimo. Um cavalgamento é uma falha ou zona de cisalhamento de baixo ângulo cuja capa foi transportada por sobre a lapa (FOSSSEN, 2012), de modo que, as falhas reversas são aquelas que possuem ângulo de mergulho maior ( $>30^\circ$ ) que as de cavalgamento e não acumulam deslocamentos de grande magnitude. Tal regime está associado às zonas

colisionais, zonas de subducção, base de deltas com instabilidade gravitacional e em áreas de avanço de geleiras.

No regime distensivo, o eixo do vetor máximo ( $\sigma_1$ ) é vertical, o do vetor médio ( $\sigma_2$ ) e o do vetor mínimo ( $\sigma_3$ ) são horizontais (Figura 4.2). Este tipo de regime é responsável por gerar falhas normais, *horsts*, *grabens*, *hemigrabens* e sistema de falhas em dominó. Os *horsts* são blocos soerguidos em relação a pelo menos dois blocos rebaixados, separados por linhas de falhas normais com mergulhos em direções opostas. Os *grabens* formam vales epigênicos, pois são blocos baixos em relação a pelo menos dois outros. O *hemigraben* é um bloco basculado, semelhante ao *graben*, porém com apenas uma falha principal e as vezes rotacional. Estes sistemas também podem gerar falhas menores, denominadas sintéticas (mesma direção de mergulho da falha mestra) e antitéticas (direção de mergulho diferente da falha mestra). Este regime ocorre com maior frequência em áreas de rifteamento, mas também é comum em áreas de subducção, limites transcorrentes e regiões intraplaca.

No regime transcorrente, o eixo do vetor máximo ( $\sigma_1$ ) é horizontal, o do vetor médio ( $\sigma_2$ ) é vertical e o do vetor mínimo ( $\sigma_3$ ) é horizontal (Figura 4.2). Sempre gerado por duas direções de esforços do  $\sigma_1$ , a falha transcorrente pode ser dextral (lateral direita) ou sinistral (lateral esquerda).

O cisalhamento também pode ser puro (irrotacional) ou simples (rotacional). O plano de falha deste tipo de regime pode ser paralelo, convergente (transpressão) ou divergente (transtração). No plano paralelo é quando o traço de falha é rigorosamente reto, responsável por gerar sistemas de falhas de rejeitos direcionais (paralela ou oblíqua). No plano convergente (divergente) ou de regime de transpressão (transtração) há uma combinação de rejeito direcional ou movimento por cisalhamento simples ao longo de uma falha e encurtamento (extensão) perpendicular a ela (FOSSEN, 2012).

A transpressão resulta em elipsoides oblatos (achatados) e a transtração gera elipsoides prolatos, como falhas simples, falhas secundárias e fraturas, estruturas em “rabo de cavalo” (*horse tail*), dobras “*en echelon*”, bacias de afastamento (*pull-apart*), bacias em forma de cunha, duplexes e estruturas *sidewall ripout* (LIMA, 2002).

Fratura é qualquer descontinuidade plana ou subplana, delgada em uma direção em comparação às outras duas e formada por esforço externo (p.e., tectônico) ou interno (térmico ou residual) (FOSSEN, 2012).

As fraturas podem ser divididas de acordo com o tipo de esforço exercido sobre elas, sendo classificadas como fraturas de cisalhamento ou fraturas extensionais. Fraturas

de cisalhamento são aquelas com rejeitos direcionais (independente da direção do  $\sigma_1$ ) da ordem de mm até dm. Fraturas extensionais ou juntas são aquelas que possuem extensão perpendicular às paredes. Podem ser classificadas de acordo com o material de preenchimento como: fissura (preenchida por gases ou fluidos), veios (preenchida por minerais) e diques (preenchida por magma).

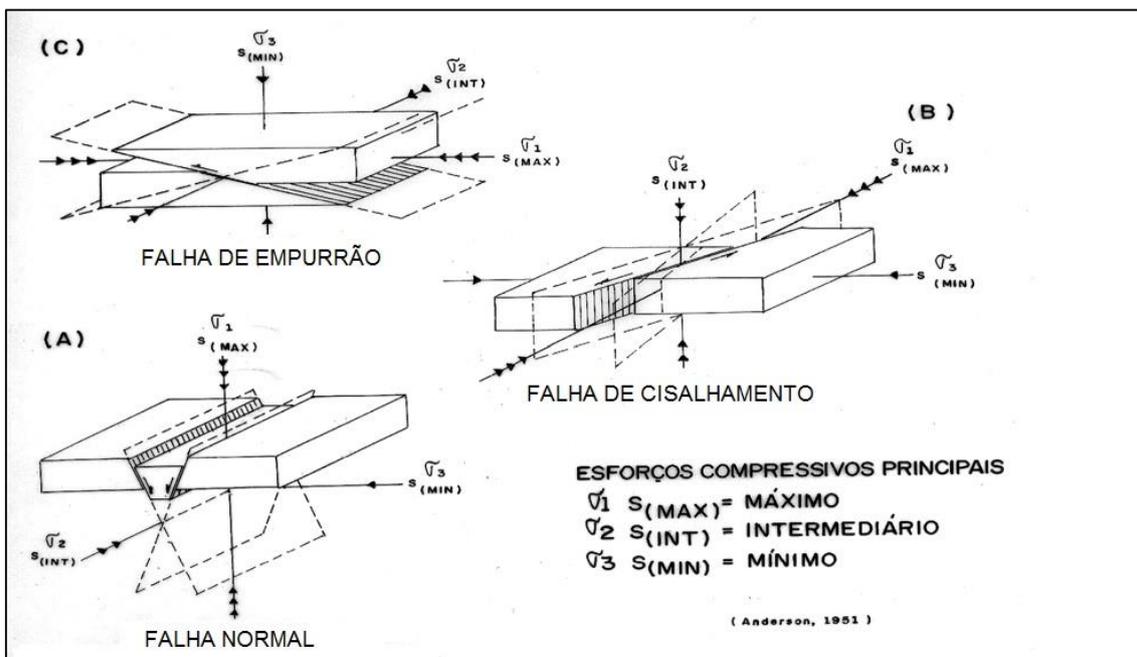


Figura 4.2: Tipos de esforços e estruturas rúpteis  
Fonte: LIMA (2002)

## 5. MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1. Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)

Todos os dados morfométricos obtidos neste trabalho foram extraídos do MDE SRTM. A *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) foi uma missão da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) com o intuito de produzir dados topográficos digitais para 80% da área terrestre do planeta, entre as latitudes 60°N e 56°S.

O MDE-SRTM do quadrante 25s-51w de resolução ~30m, utilizado para esta pesquisa, foi obtido no endereço <http://earthexplorer.usgs.gov/> gratuitamente, e todas as informações foram tratadas principalmente no *software* Global Mapper 15.

## 5.2. Mapa de declividade

O mapa de declividade foi extraído por meio do MDE-SRTM (~30m) através do software ArcMap 10.1. As classes de declividades foram discriminadas em cinco intervalos distintos sugeridos pela EMBRAPA (1979): 0-3% (relevo plano), 3-8% (relevo suavemente ondulado), 8-20% (relevo ondulado), 20-45% (relevo fortemente ondulado), 45-75% (relevo montanhoso).

## 5.3. Padrões e anomalias de drenagem

A rede de drenagem foi extraída para canais de até 5 ordens diferentes através do MDE-SRTM (~30m) por meio dos *softwares* Global Mapper 15 e ArcMap 10.1. As extrações foram feitas para canais de 1ª ordem e ordem superiores até canais de 5ª ordem e ordens superiores. Posteriormente foi feito um controle manual para averiguar o arranjo destes rios em comparação com as cartas topográficas de 1:50.000 do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e da Diretoria de Serviço Geográfico (DSG) do exército brasileiro (disponibilizados gratuitamente no endereço <http://www.itcg.pr.gov.br/>) de Caetano Mendes (SG.22-X-A-IV-2), Tibagi (SG.22-X-A-V-1), Telêmaco Borba (SG.22-X-A-I-4) e Rincão da Ponte (SG.22-X-A-II-3).

A análise da rede de drenagem foi feita para a área do quadrante que engloba todas as 16 bacias, como forma de se obter uma análise mais detalhada. Do mesmo modo, a análise das propriedades de drenagem foi feita para esta área, obtendo-se resultados mais detalhados de acordo com a evolução das ordens dos canais.

A análise de anomalias de drenagem foi feita para a escala do rio Tibagi e dos rios de 5ª ordem ou ordens superiores por meio de imagens de satélite CBERS 2, sensor CCD e CBERS 2B, sensor HRC.

## 5.4. Índices morfométricos

Os índices morfométricos aplicados como forma de análise morfoestrutural consistem em um tipo de avaliação quantitativa das formas de relevo, dos processos hidrológicos, das feições de bacias hidrográficas e comportamento de blocos como respostas aos processos tectônicos, controle litológico e erosão e denudação do relevo ao longo do tempo.

Estes índices são sensíveis em identificar anomalias tanto de drenagem quanto de relevo e consistem em indicativos preliminares do controle e processos tectônicos atuantes na paisagem (KELLER, ROCKWELL, 1984; KELLER; PINTER, 2002).

Para este trabalho, foram aplicados índices que se baseiam na indicação de diferenças de substrato (Densidade de Drenagem), na identificação de rupturas de perfis de equilíbrio de canais fluviais (Índice de Relação Declividade-Extensão e *Distance-Slope*), na indicação de basculamento de bacias e blocos (Fator de Simetria Topográfica Transversal e Fator de Simetria do Vale) e na indicação de soerguimentos tectônicos (Índice razão largura/profundidade do vale), como forma de avaliar o potencial e influência tectônica sobre as formas da área de pesquisa.

#### **5.4.1. Índices de diferenças de substrato**

Estes índices morfométricos tem por objetivo identificar zonas de contatos litológicos por meio de diferenças no comportamento de processos de erosão da rede de drenagem e de denudação das formas de relevo. Também são indicativos de zonas de fraqueza e da idade relativa do terreno. Para este trabalho, foi proposto a aplicação do índice de densidade de drenagem, que é descrito a seguir.

##### **5.4.1.1. Densidade de drenagem**

A densidade de drenagem reflete o balanço entre forças erosivas e a resistência do material superficial (HUGGET, 2007). Seu método é definido pela relação entre a soma do comprimento de todos os canais de uma bacia ( $L_{tot}$ ) e a área desta mesma bacia ( $A$ ) (HORTON, 1945), de acordo com a seguinte equação:

$$Dd = \frac{L_{tot}}{A} \quad \text{Eq. 01}$$

A densidade de drenagem implica na capacidade de erosão de uma determinada bacia e seus resultados podem variar de baixa a alta densidade, de acordo com a disponibilidade hídrica da bacia (precipitação), a resistência litológica do substrato, a permeabilidade e espessura do solo, a declividade do terreno, a densidade da cobertura vegetal, entre outros fatores.

Sua aplicação é pertinente para a identificação de diferentes substratos, que podem estar relacionados a contatos definidos por falhas, além de regionalizar áreas anômalas e estabelecer significados a elas.

#### **5.4.1.2. Aplicação da densidade de drenagem**

Os resultados de densidade de drenagem foram obtidos da mesma forma que se gerou o respectivo mapa. Os cálculos foram feitos por meio da ferramenta *Line Density*, do *software* ArcMap 10.1; que calcula a densidade de linhas (rios) para áreas proporcionais. Esta ferramenta foi aplicada para rios de 1ª ordem e ordens superiores, com o objetivo de se obter melhores resultados.

Os resultados de densidade de drenagem foram analisados a partir de fatores como declividade, geologia e topografia.

#### **5.4.2. Índices de ruptura de perfis de equilíbrio de canais fluviais**

Alguns índices morfométricos têm por objetivo compreender a evolução do perfil longitudinal de canais fluviais por meio de equações que buscam identificar desequilíbrios no canal, como rupturas de declive (*knickpoints*), convexidades, mudanças de declividade entre outros aspectos, baseados nas teorias da literatura clássica, em que todo percurso fluvial tende a se estabilizar em um perfil longitudinal de equilíbrio, semelhante ao perfil de uma função logarítmica, que decresce exponencialmente da montante para a jusante (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Como forma de avaliar este estado estacionário dos canais e identificar anomalias de drenagem, para este trabalho foram aplicados os índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e *Distance-Slope* (DS), que são descritos a seguir.

##### **5.4.2.1. Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)**

Originalmente chamado de índice SL (*Slope-Length index*) ou índice de gradiente (*Gradient index*), o índice RDE (Relação Declividade-Extensão), assim denominado por Etchebehere (2000), foi inicialmente proposto por Hack (1973) com o objetivo de

identificar e classificar anomalias de drenagem ao longo dos perfis longitudinais dos rios de diferentes regiões dos estados da Carolina do Norte e do Maryland, EUA.

O índice RDE se baseia na prerrogativa de que todo percurso fluvial tende a se estabilizar em um perfil longitudinal de equilíbrio (McKEOWN *et al*, 1988), semelhante a uma função logarítmica. Na literatura, estes rios são aqueles em que os processos de erosão, transporte e deposição se encontram em igualdade (MORISAWA, 1968). Quando o perfil do rio não se comporta dessa maneira, são atribuídos valores anômalos aos trechos identificados, sendo estes, repostas diretas às mudanças de declividade do percurso (*knickpoints*) e de sua concavidade natural (*knickzonas*), causados por mudanças litológicas do substrato, descarga de afluentes, estruturas como diques, soleiras e falhas ou processos tectônicos.

Para a sua formulação, o índice RDE pode ser aplicado de duas maneiras: em todo o canal (*RDEtot*) e por trecho (*RDEtre*).

Quando aplicado em todo o canal, o índice *RDEtot* leva em consideração a relação entre a diferença altimétrica entre os extremos de todo o segmento fluvial ( $\Delta H$ ) e o logaritmo natural de toda sua extensão ( $\ln(L)$ ). Originalmente, este valor era representado por uma constante  $k$ , indicando o estágio evolutivo do rio, sua natureza e seu contexto geológico, podendo adquirir valores semelhantes para rios com mesmas características. O índice *RDEtot* é representado pela seguinte equação:

$$RDE_{tot} = \frac{\Delta H}{\ln(L)} \quad \text{Eq. 02}$$

Quando aplicado por trecho, o índice *RDEtre* leva em consideração a relação entre a diferença altimétrica do segmento analisado ( $\Delta h$ ) e a extensão do segmento analisado ( $\Delta l$ ), multiplicado pela extensão total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice *RDEtre* está sendo calculado ( $L$ ), representado pela seguinte equação:

$$RDE_{tre} = \left( \frac{\Delta h}{\Delta l} \right) \cdot L \quad \text{Eq. 03}$$

Os parâmetros utilizados para os cálculos dos índices *RDEtot* e *RDEtre* estão representados na figura 5.1.

Este índice foi aplicado anteriormente por Etchebehere (2000) no rio do Peixe – SP, Guedes *et al* (2006; 2009) no rio Santo Anastácio – SP, Fujita (2009) no rio Ivaí –

PR, Fujita *et al* (2011) no rio dos Patos – PR e por Souza *et al* (2011) no rio Zêzere, Portugal, entre outros.

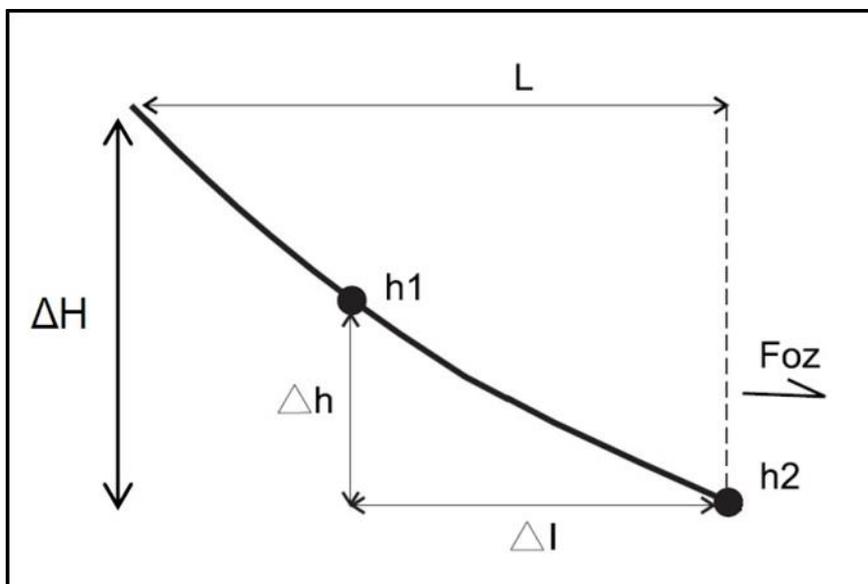


Figura 5.1: Esboço gráfico dos parâmetros utilizados para o cálculo dos índices  $RDE_{tot}$  e  $RDE_{tre}$

Fonte: Adaptado de ETCHEBEHERE *et al* (2004)

#### 5.4.2.2. Aplicação do índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)

Para o cálculo do índice RDE, foram extraídas as cotas altimétricas e as coordenadas numéricas por trecho de cada rio trabalhado por meio do *software* Global Mapper 15, utilizando-se as bases do MDE-SRTM. Os trechos foram extraídos e calculados para cada 250m ( $\Delta l$ ) para todos os rios e para cada 1000m ( $\Delta l$ ) para o rio Tibagi. O rio Tibagi foi trabalhado de forma diferente devido à declividade do seu percurso, que na área de estudo é bem menor que a dos tributários.

Estes dados foram exportados para o *software* Excel 2010, onde foram agrupados os dados de longitude, latitude, altitude (todos de cada ponto extraído), distância do segmento analisado ( $\Delta l$ ) e distância acumulada do rio ( $L$ ). Por meio destes dados foram calculados os índices de  $RDE_{tot}$  (Eq. 02) e  $RDE_{tre}$  (Eq. 03).

Obtidos os resultados, estes foram trabalhados de acordo com o método de análise proposto por Seeber e Gornitz (1983), onde foi feita uma relação para cada trecho entre os resultados de  $RDE_{tre}$  e  $RDE_{tot}$ , de acordo com a seguinte fórmula:

$$RDE = \frac{RDE_{tre}}{RDE_{tot}} \quad \text{Eq. 04}$$

Seeber e Gornitz (1983) deram significados a estes valores, que classificaram os resultados entre os limiares 0 – 2 como trechos em equilíbrio (ou sem anomalia); trechos com limiares entre 2 – 10, como anomalias de 2ª ordem; e trechos com limiares acima de 10 como anomalias de 1ª ordem.

Por consequência dos altos valores obtidos por conta do método de aplicação do índice para trechos pequenos e da heterogeneidade litológica regional, para esta pesquisa, adotou-se uma classificação semelhante à proposta por Seeber e Gornitz (1983), onde as anomalias de 2ª ordem foram classificadas entre moderadas e altas e as anomalias de 1ª ordem entre muito altas e altíssimas.

Os perfis longitudinais de cada rio foram elaborados por meio do *software* Excel 2010 e foram sobrepostos aos dados do índice RDE, para permitir melhor visualização de cada segmento fluvial. Os dados de longitude, latitude e índice RDE foram exportados para o *software* ArcMap 10.1, para a elaboração do mapa de distribuição das anomalias, por meio da ferramenta *Kernel Density*.

#### 5.4.2.3. Índice *Distance-Slope* (DS)

O índice DS foi proposto por Goldrick e Bishop (2007) como forma de realçar a identificação de anomalias associadas às áreas com rupturas de declive (*knickpoints*) para rios de leitos rochosos.

Este índice adota os mesmos preceitos do índice de Hack (1973), porém, leva em consideração uma constante  $\lambda$ , que pode ser obtida pela seguinte equação:

$$\ln S = \gamma - \lambda \ln L \quad \text{Eq. 05}$$

Onde  $L$  corresponde ao comprimento do canal de montante para jusante,  $\gamma$  e  $\lambda$  são constantes, que podem ser obtidas pela equação da linha de tendência linear obtida pela análise de regressão entre o logaritmo natural da declividade do canal (lançado sobre o eixo das ordenadas) e o logaritmo natural do comprimento do canal (lançado sobre o eixo das abscissas), conforme indica o esboço da figura 5.2.

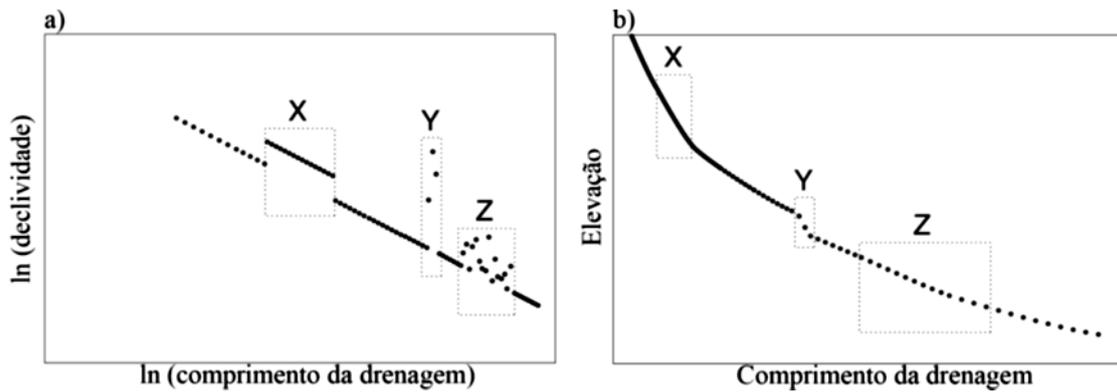


Figura 5.2: Esboço gráfico da relação entre a linha de tendência da análise de regressão do índice *DS* (a) e a análise do perfil longitudinal do índice *RDE* (b). X representa áreas em equilíbrio, Y níveis de base local e Z áreas em desequilíbrio

Fonte: GOLDRICK e BISHOP (2007)

Quando os pontos obtidos pela análise de regressão se assemelham a uma linha reta, representa que o perfil longitudinal do rio está mais próximo de um estágio de equilíbrio. Conforme a figura 5.2, os pontos dispersos representam rupturas de declive (*knickpoints*) e/ou áreas em desequilíbrio ou que fogem do perfil ideal. Estes gráficos são muito eficientes em identificar tais áreas.

Para a identificação das anomalias de drenagem de cada trecho e de seus valores baseados em limiares, é feita uma relação entre a diferença altimétrica do segmento analisado ( $\Delta h$ ) e da extensão da projeção longitudinal do mesmo segmento ( $\Delta l$ ) multiplicado pela subtração de 1 pelo valor de  $\lambda$  do rio que está sendo analisado, de acordo com a seguinte equação:

$$DS = \frac{\Delta h (1-\lambda)}{\Delta l} \quad \text{Eq. 06}$$

Pouco utilizado na literatura brasileira, o índice foi aplicado por Ibanez *et al* (2013) e Cremon e Rossetti (2014).

#### 5.4.2.4. Aplicação do índice *Distance-Slope* (DS)

Os dados utilizados para a formulação do índice DS foram os mesmos utilizados para o índice RDE, sendo que, ambos os métodos se baseiam na análise de rupturas de equilíbrio de perfis longitudinais de canais fluviais.

Dessa forma, os dados foram obtidos no *software* Global Mapper 15 e extraídos para cada 250m para os 16 rios analisados e para cada 1000m para o rio Tibagi, e depois,

exportados para o *software* Excel 2010, onde foram agrupados os dados de longitude, latitude, altitude (todos de cada ponto extraído), distância do segmento analisado ( $\Delta l$ ), distância acumulada ( $L$ ) e declividade ( $\Delta h/\Delta l$ ) de cada segmento.

Também foram agrupados os dados de  $\ln$  da distância acumulada e  $\ln$  da declividade, onde, por meio da inserção de um Gráfico de Dispersão (X, Y) foram obtidos os valores das constantes de  $\gamma$  e  $\lambda$ , por meio da equação da linha de tendência linear exibida neste gráfico.

Os valores obtidos também foram analisados por limiares. Apesar de não haver nenhuma referência semelhante a este tipo de análise na literatura brasileira, foram considerados, de forma semelhante à análise do índice RDE: três limiares, sendo elas de  $0 - 0,005$  e  $0,005 - 0,01$  como trechos em equilíbrio, trechos de  $0,01 - 0,02$  e  $0,02 - 0,04$  como anomalias de 2ª ordem e trechos de  $0,04 - 0,06$  e  $0,06 - 0,12$  como anomalias de 1ª ordem. Os trechos de 2ª ordem foram classificados entre anomalias moderadas e altas e os trechos de 1ª ordem entre anomalias muito altas e altíssimas.

Os gráficos dos perfis longitudinais de cada rio foram sobrepostos aos dados do índice DS por meio da mesma técnica empregada para a elaboração dos gráficos do índice RDE, assim como os mapas com dados especializados deste índice, que foram sobrepostos aos dados de estruturas geológicas.

Para este trabalho também foram comparados os resultados obtidos dos dois índices para cada rio, por meio das variações dos resultados obtidos e por meio da relação das anomalias com as estruturas presentes na área de pesquisa.

### **5.4.3. Índices de basculamento de bacias e blocos**

Este tipo de análise é feito de forma quantitativa pelo Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e, para este trabalho, foi proposto o Fator de Simetria do Vale (FSV) como forma de análise para rios encaixados, que são explicados a seguir.

#### **5.4.3.1. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)**

O FSTT (Fator de Simetria Topográfica Transversal) foi proposto por Cox (1994) como forma de identificar áreas sugestivas de basculamento tectônico em escala de bacias de drenagem (KELLER; PINTER, 2002).

Estas áreas podem ser observadas pela assimetria do canal principal da bacia em relação ao eixo central da bacia, como forma de migração preferencial do canal como consequência de um lento processo tectônico. Para Garrote *et al* (2008), a assimetria em bacias de drenagens de ordens superiores reflete *trends* morfoestruturais regionais, enquanto que, em bacias de ordens inferiores, reflete movimentações tectônicas mais recentes.

O FSTT é aplicado por meio da medição de vários transectos perpendiculares ao eixo central da bacia. Os resultados são obtidos por meio da relação entre a distância do eixo principal da bacia ao percurso fluvial principal ( $Da$ ) e a distância deste mesmo eixo ao divisor da bacia ( $Dd$ ) naquele mesmo transecto (Figura 5.3), de acordo com a seguinte equação:

$$T = \frac{Da}{Dd} \quad \text{Eq. 07}$$

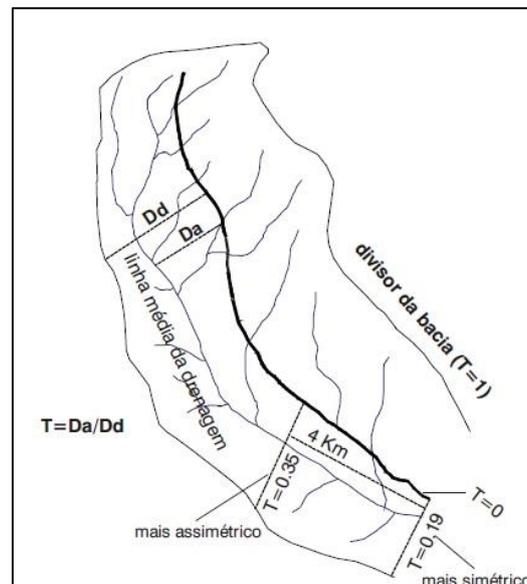


Figura 5.3: Esquema do Fator de Simetria Topográfica Transversal ( $T$ ), com os devidos parâmetros utilizados.  $Da$  = distância do eixo principal da bacia ao percurso fluvial principal;  $Dd$  = distância do eixo principal da bacia ao divisor da bacia

Fonte: SALAMUNI (2004)

Os valores de  $T$  podem variar de 0 a 1, sendo que, quanto mais próximo de 0, mais simétrico é o canal, e quanto mais próximo de 1, menos simétrico ele é, podendo indicar basculamento. Em outras situações, o FSTT foi utilizado por Ibanez *et al* (2014), Jacques *et al* (2014) e Salamuni *et al* (2004).

### 5.4.3.2. Aplicação do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT)

Os dados utilizados para a aplicação do FSTT foram obtidos por meio do MDE-SRTM trabalhado na interface do *software* Global Mapper 15. Por meio deste *software*, foram extraídas as redes de drenagem e os limites das bacias hidrográficas. O número de transectos de cada bacia hidrográfica dependeu do tamanho do eixo da bacia, uma vez que a distância média entre eles foi de 1 quilômetro de distância. Em cada transecto foi medida a distância entre os divisores de água e o canal principal da bacia.

Os resultados numéricos foram transportados para o *software* Excel 2010, onde foram agrupados os valores de distância do eixo principal da bacia ao percurso fluvial principal ( $Da$ ), a distância deste mesmo eixo ao divisor da bacia ( $Dd$ ) naquele mesmo transecto e feitos os cálculos referentes, onde se obteve, em coluna, o valor de  $T$  ( $Da/Dd$ ) e a direção preferencial de deslocamento de cada percurso. Os resultados obtidos e a direção dos deslocamentos foram representados em um mapa por meio de flechas classificadas por ordem de tamanho.

Para se obter a média de deslocamento geral do rio em relação ao eixo da bacia foram calculados a soma de todos os resultados obtidos à direita deste eixo ( $\Delta T_{dir}$ ) subtraído pela soma de todos os resultados obtidos à esquerda deste eixo ( $\Delta T_{esq}$ ), dividido pelo número total de transectos ( $n$ ) analisados naquela bacia, assim como a seguinte equação sugere:

$$\Delta T = \frac{\Delta T_{dir} - \Delta T_{esq}}{n} \quad \text{Eq. 08}$$

Para este cálculo, se o resultado obtido for positivo, significa que o deslocamento preferencial do rio se deu a direita da bacia, e se for negativo, a esquerda da bacia.

Para que não se ultrapassasse os limites da área de pesquisa, o FSTT não foi aplicado para o segmento do rio Tibagi trabalhado com os índices RDE e DS.

### 5.4.3.3. Fator de Simetria do Vale (FSV)

O FSV (Fator de Simetria do Vale) tem por objetivo identificar áreas sugestivas de basculamento de blocos na escala da bacia hidrográfica quando ela apresenta rios encaixados. Seu método está baseado nos mesmos pressupostos de evolução de vertentes

da Teoria Geral de Sistemas (DAVIS, 1899; PENCK, 1924; KING, 1953; HACK, 1960), sendo que, os processos de intensa incisão fluvial e formação de vales em “V” são respostas a processos de soerguimento crustal. Porém, essa incisão se dá de forma perpendicular ao horizonte do campo gravitacional da Terra e se, por consequência, o rio encontra algum obstáculo, ou se sua bacia sofre algum tipo de basculamento causado por forças tectônicas, sua erosão preferencial se dará apenas em um dos lados da vertente, criando assim um vale assimétrico.

Esta análise é complementar ao FSTT, pois às vezes este apresenta resultados duvidosos, em situações como:

- O FSTT é aplicado em bacias bipartidas, com presença de sub-bacias em seu interior. Pela classificação de Horton (1945), apenas um canal principal é selecionado para a análise e por consequência, este pode estar localizado em uma sub-bacia lateral, ocasionando em um resultado anômalo forçado, sem este rio estar realmente deslocado para um dos lados dessa sub-bacia (FIRMINO, 2015).

- O FSTT é aplicado em rios encaixados. Estes rios são marcados por forte controle estrutural e muitas vezes tomam caminhos controlados pelo substrato e não pela topografia. Muitas vezes este direcionamento não está relacionado a processos basculantes, ocasionando em dados duvidosos. Uma outra característica destes rios é que, mesmo que um basculamento recente ocorra em um bloco ou uma bacia, este rio não irá se deslocar em relação à bacia, porém, irá entalhar o seu talvegue preferencialmente em um dos lados da vertente, diferente de rios que correm sobre planícies de sedimentos aluvionares, que possuem poucos obstáculos e se deslocam lateralmente por completo.

O FSV também pode obter dados duvidosos, ou seja, que não estejam relacionados a basculamento. Em situações onde os rios correm em áreas sedimentares de forma perpendicular ao mergulho das camadas (CHRISTOFOLETTI, 1980), esta inclinação proporciona uma erosão diferencial do vale fluvial, sendo preferencial para a direção do mergulho. Tal fator deve ser levado em conta quando este método for aplicado para estes rios. A assimetria de drenagem adotada por Soares e Fiori (1976) também considera esta possibilidade.

O FSV adota os mesmos preceitos do FSTT, porém, sua forma de análise é semelhante ao do índice Vf. Seu cálculo é feito por meio da relação entre a distância do eixo central do vale ao alinhamento vertical da linha do talvegue ( $D_t$ ) e da distância deste mesmo eixo ao alinhamento da base da vertente para o qual está sendo calculado ( $D_v$ ) naquele mesmo transecto, de acordo com a seguinte equação:

$$Sv = \frac{Dt}{Dv} \quad \text{Eq. 09}$$

O eixo central do vale ( $Dv$ ) corresponde à divisão proporcional da distância entre as duas vertentes e esta distância deve ser medida na mesma altura ( $h$ ) que para a distância de  $Dt$  (Figura 4.5). A altura  $h$  selecionada para a análise naquele transecto pode divergir de acordo com o trecho do rio analisado, sendo que, existem áreas mais encaixadas e com vales mais profundos e outras menos encaixadas, onde o leito do rio permite apenas alguns metros para a análise dos transectos. É recomendado que a análise seja feita até a elevação máxima da margem do leito maior (CHRISTOFOLETTI, 1976) de menor elevação do rio, onde os processos erosivos têm sido mais abrangentes nos últimos anos.

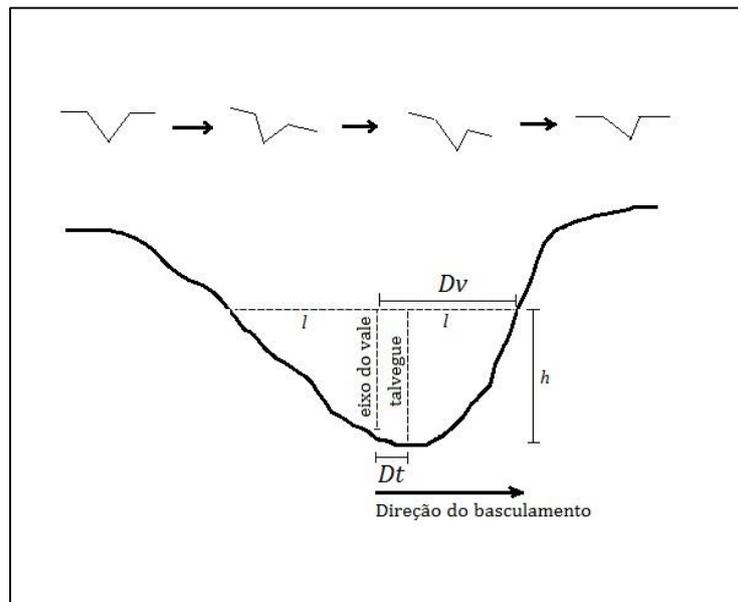


Figura 5.4: Esboço gráfico dos parâmetros utilizados para o cálculo do FSV.  $Dt$  = distância do eixo central do vale ao alinhamento vertical da linha do talvegue;  $Dv$  = distância do eixo central do vale ao alinhamento da base da vertente

Elaboração: Idjarrury Firmino

A altura  $h$  escolhida para ser feita a análise deve ser usada como padrão para todos os rios encaixados e para os demais cursos que correm sobre o mesmo tipo litológico, uma vez que a taxa de incisão sobre a mesma rocha deva ser equivalente em áreas próximas entre si. Dessa forma, os resultados obtidos seriam mais fiéis às taxas de basculamento da bacia ou das vertentes, uma vez que teriam a mesma base de medida.

A direção do basculamento é a mesma do deslocamento do talvegue em relação ao eixo do vale. Os valores de  $Sv$  podem variar de 0 a 1, sendo que, quanto mais próximo

de 0, mais simétrico é o vale, e quanto mais próximo de 1, menos simétrico ele é, situação que pode haver basculamento.

#### 5.4.3.4. Aplicação do Fator de Simetria do Vale (FSV)

O modo de obtenção dos dados do FSV foram os mesmos do FSTT, sendo que, este índice foi calculado por meio dos mesmos transectos utilizados para o cálculo do FSTT em todas as bacias analisadas.

Os dados foram obtidos por meio de medições em perfis transversais gerados no Global Mapper 15. Foi utilizada a  $h$  máxima de 20 m e foi medida a largura do vale a 20 metros do nível do rio ( $= 2 Dv$ ) e as distâncias entre estas linhas e a posição do rio ( $Dts$ ). Os valores obtidos foram agrupados no *software* Excel 2010 e depois foram feitos os cálculos (Eq. 09). Os resultados destes cálculos foram utilizados para a elaboração do mapa de direção e intensidade de deslocamento em interface, juntamente com os resultados obtidos pelo FSTT.

Assim como para o FSTT, para se obter a média de deslocamento geral do talvegue em relação ao eixo do vale foram calculados a soma de todos os resultados obtidos à direita deste eixo ( $\Delta S_{vdir}$ ) subtraído pela soma de todos os resultados obtidos à esquerda deste eixo ( $\Delta S_{vesq}$ ), dividido pelo número total de transectos ( $n$ ) analisados naquela bacia, assim como a seguinte equação sugere:

$$\Delta S_v = \frac{\Delta S_{vdir} - \Delta S_{vesq}}{n} \quad \text{Eq. 10}$$

Para este cálculo, se o resultado obtido for positivo, significa que o deslocamento preferencial do talvegue se deu a direita do vale, e se for negativo, a esquerda do vale.

A partir dos resultados obtidos para o FSTT e para o FSV, foi feita uma comparação qualitativa entre estes resultados no que se refere a direção do deslocamento preferencial da drenagem em cada transecto. Além de serem avaliados os resultados de  $T$  e  $S_v$  de cada um deles, também foram analisados os locais em que as direções preferenciais de deslocamento não coincidiram.

#### 5.4.4. Índices de soerguimento tectônico

Estes índices buscam avaliar de forma quantitativa as taxas de soerguimento crustal de uma dada região. Tais soerguimentos ocorrem por processos de epirogênese ou como forma de equilíbrios isostáticos. Tais processos podem ser evidenciados ao longo do reverso de cuestas e bordas de bacias sedimentares, como no caso da área de pesquisa. Como forma deste tipo de avaliação, para este trabalho, foi utilizado o índice razão largura/profundidade do vale (Vf).

##### 5.4.4.1. Índice razão largura/profundidade do vale (Vf)

O índice Vf (*Valley Floor* ou razão largura/profundidade do vale) tem por objetivo distinguir, de forma quantitativa, a morfologia de vales em “V”, caracterizado por serem vales estreitos, e a morfologia de vales em “U”, por serem vales mais largos.

Anteriormente aplicado por Bull e McFadden (1977) e El Hamdouni *et al* (2008), o índice Vf se baseia na Teoria Geral de Sistemas formulada por Davis (1899) e depois reformulada por Penck (1924) e King (1953), que trata da evolução geral do relevo.

De acordo com o Sistema Geral proposto por Penck (1924) a evolução de vales com morfologia em “V” está relacionada por intensa incisão fluvial e elevada taxa de soerguimento crustal, enquanto a evolução de vales em “U” aberto, está relacionada ao predomínio de denudação causado por desagregação mecânica e reduzida taxa de soerguimento (Figura 5.5).

O índice Vf é calculado pela razão entre duas vezes a largura do fundo do vale ( $Vfw$ ) e a soma das elevações da vertente direita ( $Eld$ ) e da vertente esquerda ( $Erd$ ) do vale, ambos, subtraídos pelo valor da média de elevação do fundo do vale ( $Esc$ ), como pode ser observado na seguinte equação:

$$Vf = \frac{2Vfw}{[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]} \quad \text{Eq.11}$$

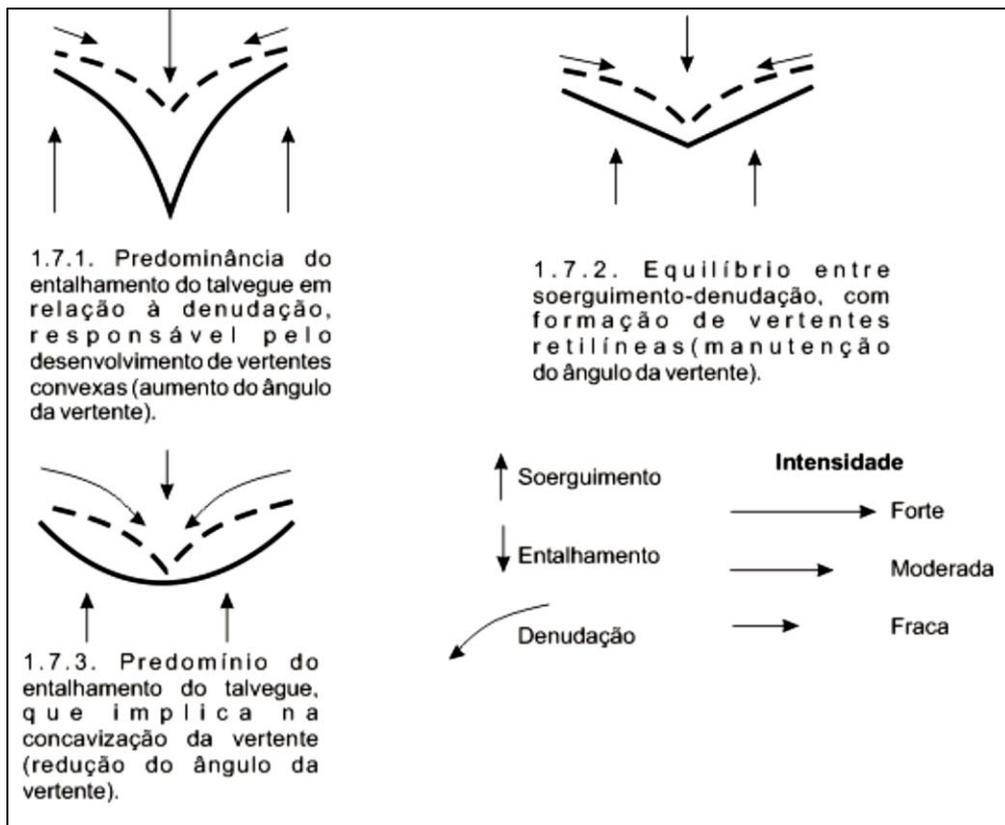


Figura 5.5: Modelo evolutivo de vertentes proposto por Walther Penck (1924)  
Fonte: CASSETI (2005)

Os parâmetros utilizados para a aplicação do índice  $V_f$  podem ser observados no esboço da figura 5.6.

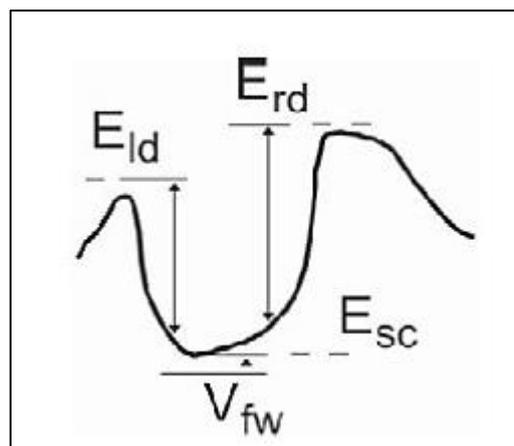


Figura 5.6: Esboço gráfico dos parâmetros utilizados para o cálculo do índice  $V_f$   
Fonte: OZKAYMAK e SOZBILIR (2012)

Na literatura, os valores altos de  $V_f$  estão geralmente associados a vales com morfologia em “U”, enquanto que os valores baixos correspondem a vales com morfologia em “V”, indicando processos de incisão comumente associados a

soerguimentos tectônicos. De acordo com Silva *et al* (2003), valores de  $V_f < 1$  são indicativos de áreas em soerguimento recente.

Tais valores também devem levar em consideração a resistência litológica do substrato e o tipo de clima predominante da região, que são fatores determinantes no modelado do relevo.

Além do vetor taxa de soerguimento atuando sobre o relevo somado ao fator resistência litológica, os diferentes tipos de climas atuam de diferentes formas, e suas oscilações ocorridas ao longo do quaternário são registros morfológicos que podem ser observados nas vertentes dos vales, como descritos pelo modelo evolutivo de Bigarella *et al* (1965).

#### **5.4.4.2. Aplicação do índice razão largura/profundidade do vale ( $V_f$ )**

O índice razão largura/profundidade do vale foi aplicado por meio dos mesmos transectos utilizados para se aplicar o FSTT e o FSV, gerando, por meio deles, perfis perpendiculares aos vales fluviais dos rios estudados pelo *software* Global Mapper 15. Nesse mesmo *software*, foram medidas a extensão dos vales fluviais e as alturas das vertentes esquerda e direita de cada transecto.

Os resultados foram plotados no *software* Excel 2010, onde foram feitos os cálculos para se obter o índice  $V_f$ . Também foi feito um cálculo de média dos resultados para cada rio e para cada formação rochosa, como modo de generalizar a análise.

### **5.5. Extração de lineamentos**

Os lineamentos fotogeológicos foram extraídos manualmente de feições lineares sombreadas discriminadas pelo MDE-SRTM (~30m), através do *software* Global Mapper 15. Tais feições lineares comportam, em sua maioria, alinhamento de cristas, vales, trechos fluviais e depressões alongadas. A área utilizada para isso foi muito maior do que a de pesquisa para que o sistema de *trends* regional pudesse ser estabelecido.

A mapa de densidade de lineamentos foi elaborado por meio do *software* ArcMap 10.1, através da ferramenta *Line Density*, que calcula a densidade de linhas (lineamentos) para áreas proporcionais.

Os diagramas de roseta gerados para expor as orientações dos lineamentos foram elaborados por meio do *software* Tectonics FP (<http://www.tectonicsfp.com>) através do

azimute de cada lineamento. As orientações foram representadas de forma absoluta para cada intervalo de 10°. Os resultados foram setorizados para cada unidade geológica.

## 5.6. Análise estrutural e trabalho de campo

O trabalho de campo foi realizado na PR-340, no trecho entre os municípios de Telêmaco Borba (PR) e Tibagi (PR). Este trecho possui 35,9km de distância, dos quais, em sua maior parte, ocorrem diversos afloramentos de rochas do Grupo Itararé e da Formação Ponta Grossa ao longo de cortes de estrada.

Os trabalhos foram realizados ao longo destes cortes por meio de levantamento de fraturas medidas através de uma bússola tipo Brunton, onde foram extraídas as direções das fraturas e o ângulo de seus respectivos mergulhos. Os dados também foram registrados de modo geral para sistemas de fraturas.

Os afloramentos foram registrados por uma câmera fotográfica Canon PowerShot SX600 HS como forma de demonstração visual. Os dados de direção e mergulho de fraturas foram tratados no *software* Tectonics FP, onde foram gerados os gráficos de diedros retos de Angelier e Melcher (1977) como forma de representação destes dados.

## 6. RESULTADOS

### 6.1. Declividade

O mapa de declividade obtido para a área de pesquisa pode ser visualizado na figura 6.1.

As classes de declividade obtidas variaram principalmente entre 0 e 3% e entre 3 e 8%. Classes acima de 8% ocorreram de forma mais restrita ao longo das vertentes dos *canyons* e gargantas que ocorrem na Formação Furnas, principalmente ao longo do *canyon* do Guartelá (porção média e direita do mapa). Classes entre 8 e 20% também ocorreram no Grupo Itararé, mas em menor proporção, principalmente ao longo das paredes dos diques de diabásio que afloram na área e de algumas vertentes.

De modo geral, as classes entre 0 e 3% ocorreram em maior proporção nas Formações Furnas e Ponta Grossa, e as classes entre 3 e 8% no Grupo Itararé, ocasionalmente ocorrendo áreas em que predominam classes entre 0 e 3%.

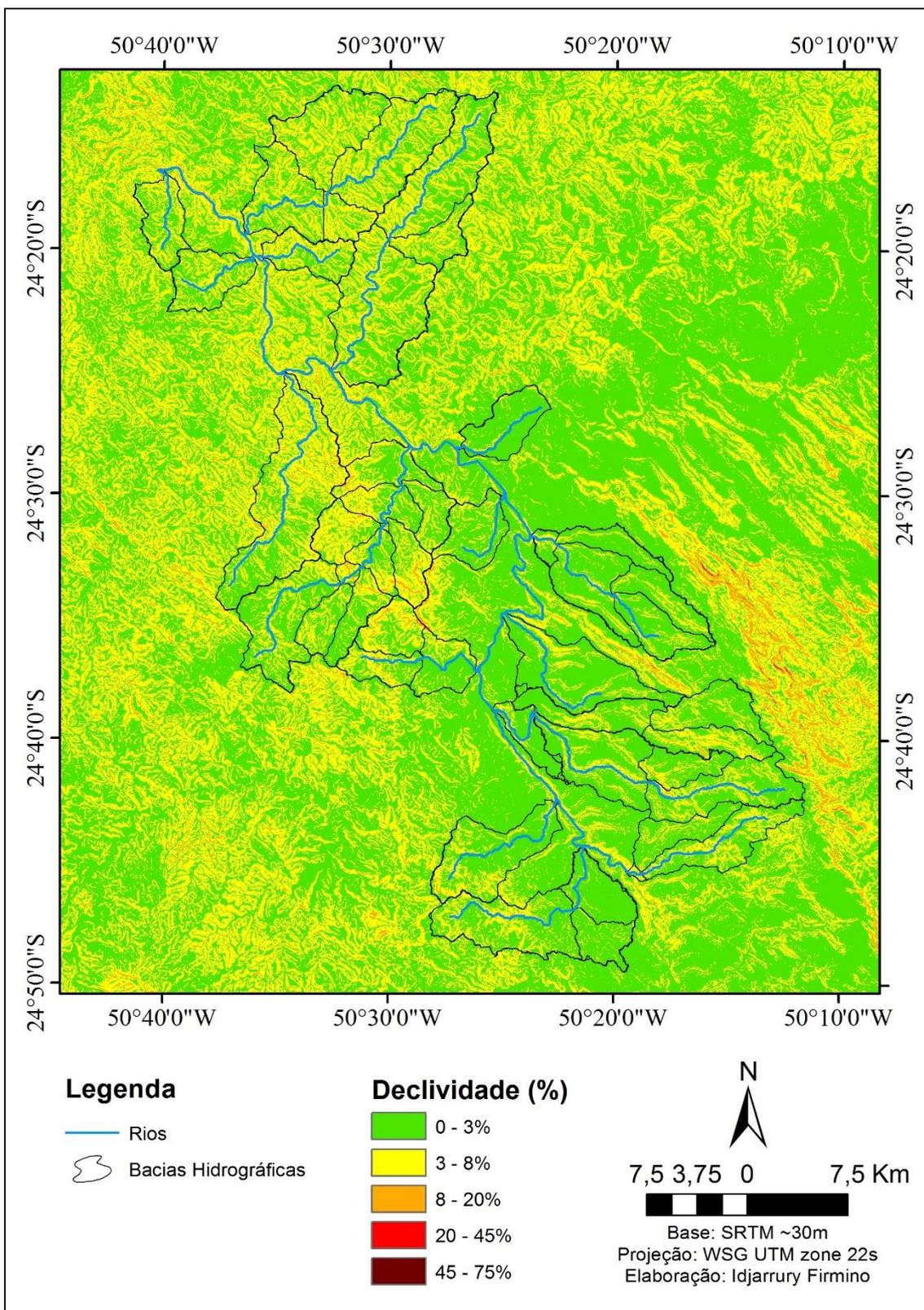


Figura 6.1: Classes de declividade obtidas para a área de pesquisa

## 6.2. Análise da morfologia fluvial

Os mapas de drenagem obtidos encontram-se nas figuras 6.2 e 6.3.

### 6.2.1. Padrões de drenagem

Os mapas de drenagem permitiram a identificação de 5 diferentes padrões: treliça a sub-treliça, subdendrítico, paralelo, subtreliça a radial e subtreliça junta.

No geral, o padrão em treliça foi o predominante, englobando até 68% da área analisada (Gráfico 6.1). Este padrão fica evidente ao ser analisado para a rede de canais de 2ª e 3ª ordens, que se orientam no sentido NW-SE e em sua maioria são canais obsequentes e ressequentes que se conectam aos tributários principais do rio Tibagi.

As outras ramificações de canais de ordens inferiores e superiores evidenciam ainda mais este tipo de padrão ao longo de quase toda a área de pesquisa.

O padrão em treliça pôde ser dividido em três áreas distintas, sendo que, 48% de sua ocorrência foi classificada como sendo um padrão em treliça típico a subtreliça, com algumas áreas ocasionais onde se pôde verificar outros padrões modificados deste tipo de rede de drenagem, 13% de sua ocorrência como sendo subtreliça a radial e 7% como treliça junta.

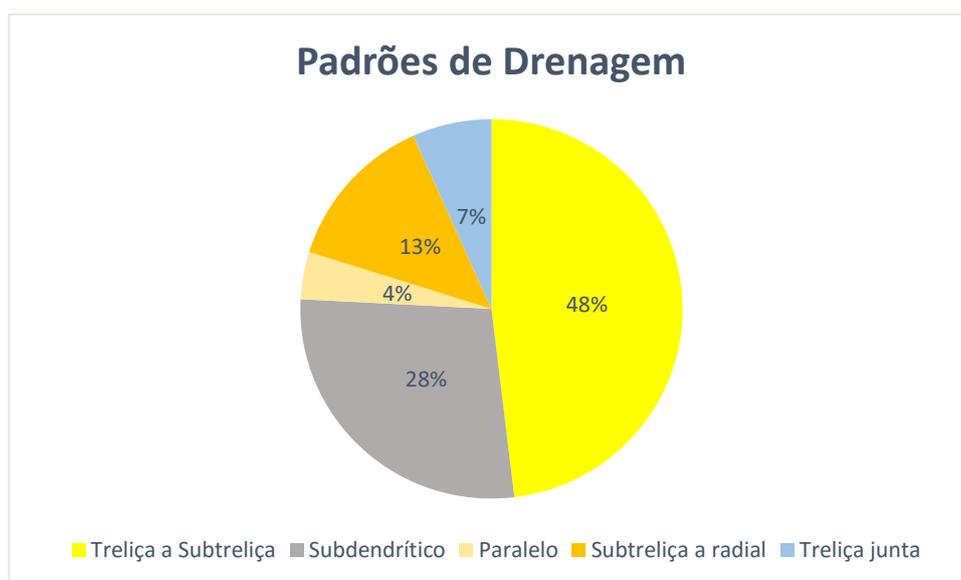


Gráfico 6.1: Gráfico da representação em porcentagem da área de ocorrência dos diferentes padrões de drenagem

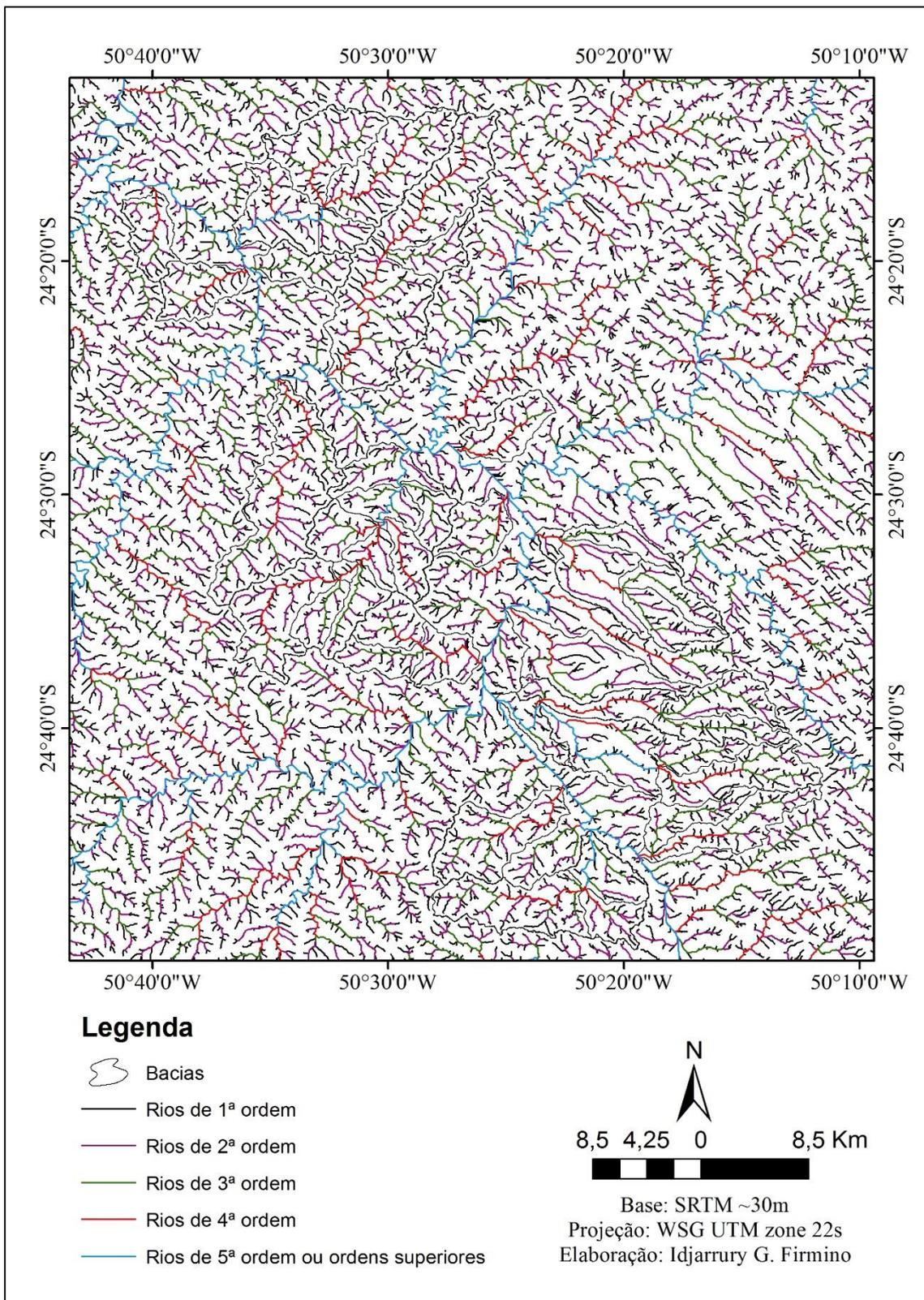


Figura 6.2: Rede de drenagem em 5 ordens de canais diferentes

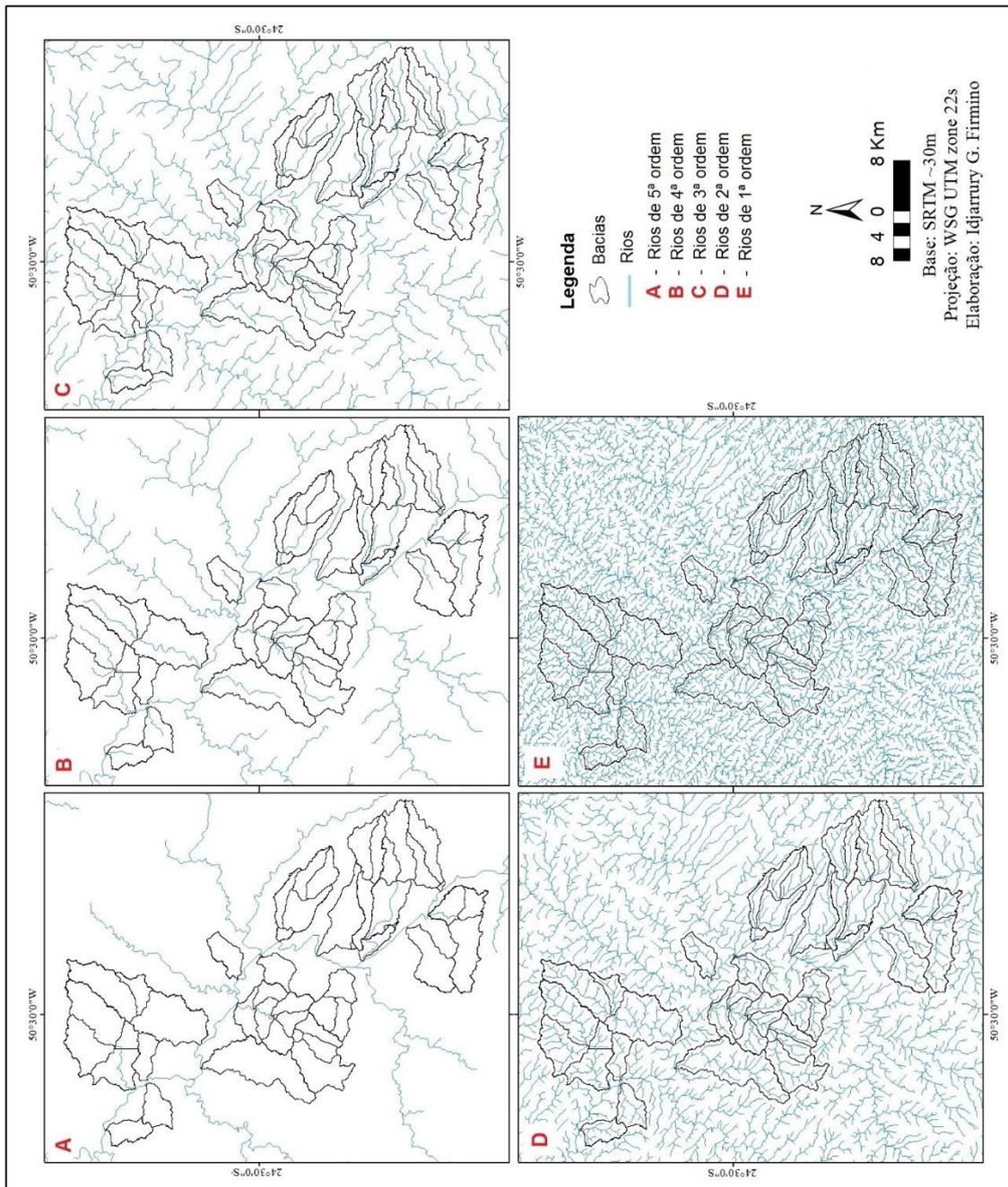


Figura 6.3: Evolução da rede de drenagem para as 5 primeiras ordens

A área de ocorrência do padrão em treliça a subtreliça encontra-se na figura 6.4 e coincide com as áreas de afloramento do Grupo Itararé e em partes da área da Formação Ponta Grossa (Figura 3.3). O padrão subtreliça a radial foi identificado ao longo da área de ocorrência da Formação Furnas e em pequenas áreas de afloramento da Formação Ponta Grossa, demarcando o flanco esquerdo do eixo do arqueamento.

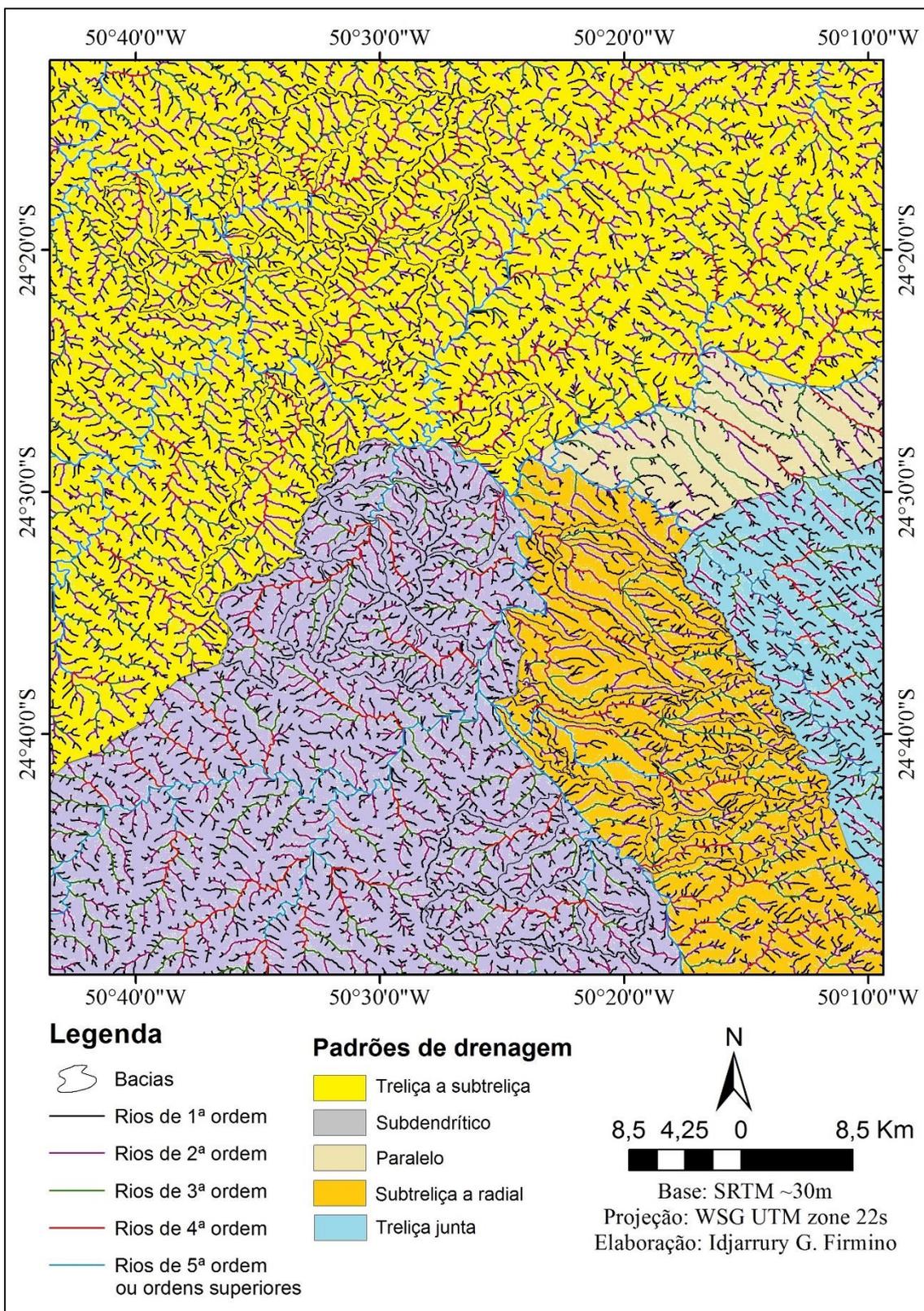


Figura 6.4: Área de ocorrência dos diferentes padrões de drenagem

Por sua vez, o padrão treliça junta foi identificado principalmente ao longo do reverso da escarpa, onde ocorrem com maior frequência na Formação Furnas e em partes restritas do embasamento, na base do *canyon* do Guartelá.

Os outros dois padrões identificados se distinguem em muito deste arranjo geral. Um possível padrão de rede de drenagem subdendrítico pôde ser identificado na parte sudoeste da área do quadrante, correspondendo a 28% da área total analisada, nas áreas de ocorrência das rochas do Grupo Itararé e da Formação Ponta Grossa, e um evidente padrão paralelo com direção preferencial NW-SE pôde ser identificado ao longo de 4% da área analisada, na parte baixa do reverso da escarpa, nas áreas de contato entre as Formações Furnas e Ponta Grossa.

### **6.2.2. As propriedades da drenagem**

Algumas das propriedades de análise sugeridas por Soares e Fiori (1976) ficaram bastante evidentes a partir da rede de canais de até 3ª ordem, outras, entretanto, só puderam ser observadas para a extração de canais de 1ª ordem.

A área em questão demonstrou possuir um forte grau de controle estrutural evidenciado por duas orientações preferenciais de deslocamento dos canais e pelo tipo de rede de drenagem predominante em treliça, ou mesmo do tipo paralelo, demonstrando haver, além do controle estrutural imposto por estruturas rúpteis, um controle imposto pelo mergulho das camadas.

A tropia pôde ser analisada de forma diferente para as diferentes ordens de drenagem. Ela ficou evidente a partir da extração de canais de 3ª ordem. Para estes canais e de ordens superiores, foi identificada uma tropia bidirecional, com direção NW-SE para canais obsequentes, ressequentes e o canal conseqüente, e de direção NE-SW para canais subsequentes. Até mesmo para os canais da rede subdendrítica, esse tipo de tropia ficou evidente. Apenas para os canais da área onde a rede é treliça recurvada a radial, a tropia foi diferente.

Já a extração da rede de drenagem para canais de 1ª e 2ª ordem permitiu identificar áreas com uma tropia tridirecional, com novas direções N-S e E-W, principalmente ao longo dos rios que percorrem o Grupo Itararé.

A sinuosidade também mostrou resultados distintos de acordo com a ordem de canais analisados. Para os canais de 4ª e 5ª ordens ou superiores, os canais mostraram

possuir uma sinuosidade curva. Com exceção de alguns segmentos do rio Tibagi, ela não está relacionada a planícies aluviais, mas são o resultado do controle das falhas e fraturas.

A análise dos canais de ordens inferiores permitiu identificar uma frequência maior de canais retilíneos do que sinuosos, permitindo classificar a área como de sinuosidade retilínea. Para os rios de 2ª e 3ª ordens, os trechos aparentam ser mais retilíneos do que mistos, já os rios de 1ª ordem se mostraram altamente retilíneos.

A angularidade ficou evidente a partir da extração de canais de 2ª ordem. Em sua maioria, os canais possuem uma angularidade média, com bifurcações de 90°. Nos trechos em que os canais são paralelos, a angularidade foi baixa, com bifurcações menores que 60°. Para a rede de canais de 1ª ordem, a angularidade média em 90° fica ainda mais evidente.

A assimetria ficou evidente apenas com a extração de canais de 1ª ordem. Levando em conta o método de análise proposto por Soares e Fiori (1976), ela pôde ser classificada como forte para as bacias dos rios Quebra Pernas e Conceição e arroio Uvaranal (Grupo Itararé) e fraca para as outras bacias estudadas.

### **6.2.3. Anomalias de drenagem**

As anomalias de drenagem foram observadas para a escala do rio Tibagi e dos principais tributários.

#### **6.2.3.1. Curvaturas, inflexões e retilinearidades**

No rio Tibagi, um segmento retilíneo de 20,5km pode ser observado em seu percurso inicial da área de pesquisa, disposto na direção NW-SE, a mesma da disposição dos diques de diabásio. Ainda neste intervalo fluvial, uma pequena inflexão para a vertente esquerda do rio alinhada a uma estrutura linear aparente de direção E-W sugere um processo de deformação mais recente que a estrutura principal, resultando em uma provável falha.

Nos trechos superiores deste rio, entre as bacias do rio do Sabão e do ribeirão Laranjeiras, o rio atravessa de forma perpendicular o alinhamento dos diques de diabásio, evidenciando um forte controle estrutural. Nas proximidades da foz do ribeirão Lajeado, é possível identificar uma inflexão de grande proporção direcionada para a vertente direita do rio e alinhada a uma estrutura de direção NW-SE aparente, mais

recente que a intrusão dos diques que podem ser visualizados na figura 6.5. Esta mesma estrutura é responsável pela evolução de uma fenda estrutural na Formação Furnas.

Uma terceira inflexão de proporções menores é visível nas proximidades da foz do ribeirão Laranjeiras. Uma das hipóteses é de que esta inflexão esteja relacionada a uma falha ativa, demarcada pela proximidade do ponto sísmico mais expressivo das bacias, e um fraco alinhamento de direção NW-SE que controla a trajetória da inflexão e de parte do ribeirão Laranjeiras.

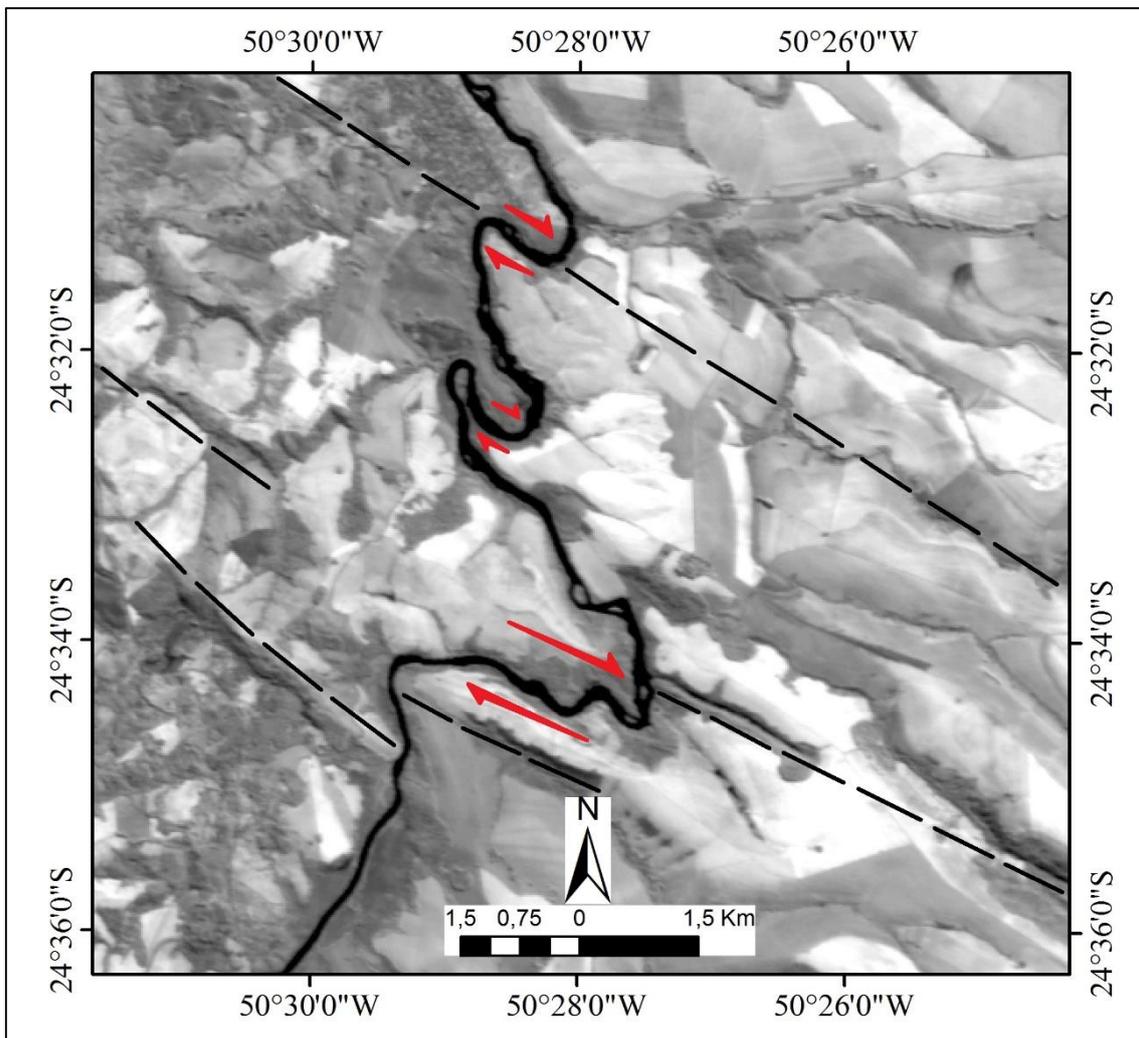


Figura 6.5: Inflexões anômalas do rio Tibagi influenciadas por estruturas (diques, juntas ou falhas) identificadas pelas linhas tracejadas em preto. A primeira inflexão (mais ao sul) está próxima da foz do rio do Sabão, a terceira (mais ao norte), próxima da foz do ribeirão Laranjeiras

Fonte: Satélite CBERS 2 (CCD – banda 4)

No percurso adiante da foz do rio Iapó (Figura 6.6), o rio Tibagi possui um controle distinto por conta do leito se desenvolver por sobre sedimentos quaternários.

Nestes trechos, o rio possui margens mais arredondadas e acentuadas e o controle dos depósitos se sobrepõem ao estrutural. Ao longo deste trecho, entre a foz do arroio Limitião e do contato entre a Formação Ponta Grossa e o Grupo Itararé, ocorrem algumas inflexões se apresentando a formas de curvas comprimidas.

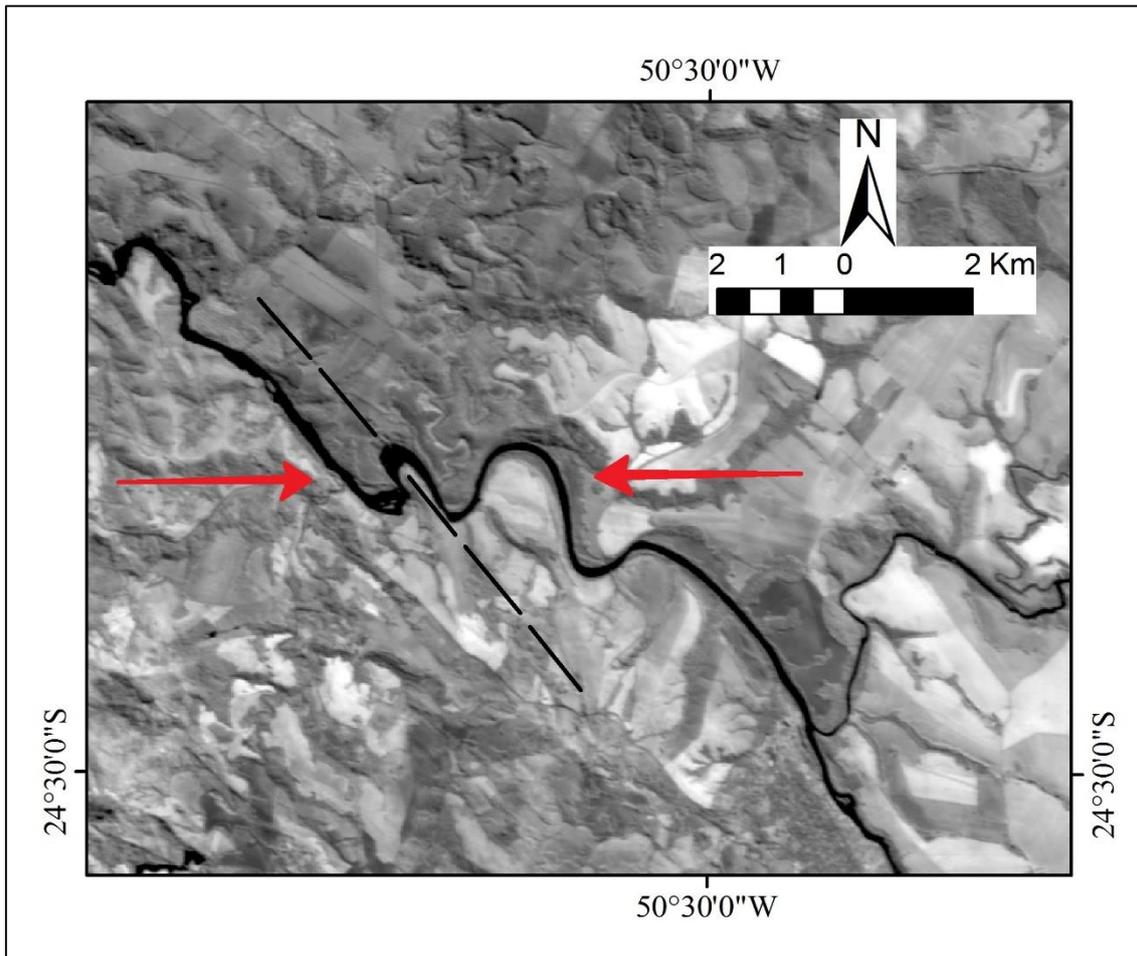


Figura 6.6: Inflexões em formas de curvas comprimidas do rio Tibagi. As margens arredondadas deste trajeto do rio ocorrem por consequência do leito se desenvolver por sobre sedimentos quaternários. O final deste trecho demarca o contato entre a Formação Ponta Grossa e o Grupo Itararé. O outro rio aparente na parte inferior direita da imagem é o rio Iapó

Fonte: Satélite CBERS 2 (CCD – banda 4)

Ao longo dos trechos no Grupo Itararé (Figura 6.7), as principais feições observadas são retilinearidades e curvaturas. Duas principais de direção NW-SE relacionadas ao controle estrutural da disposição dos diques e uma de direção N-S, conectadas por curvaturas abruptas.

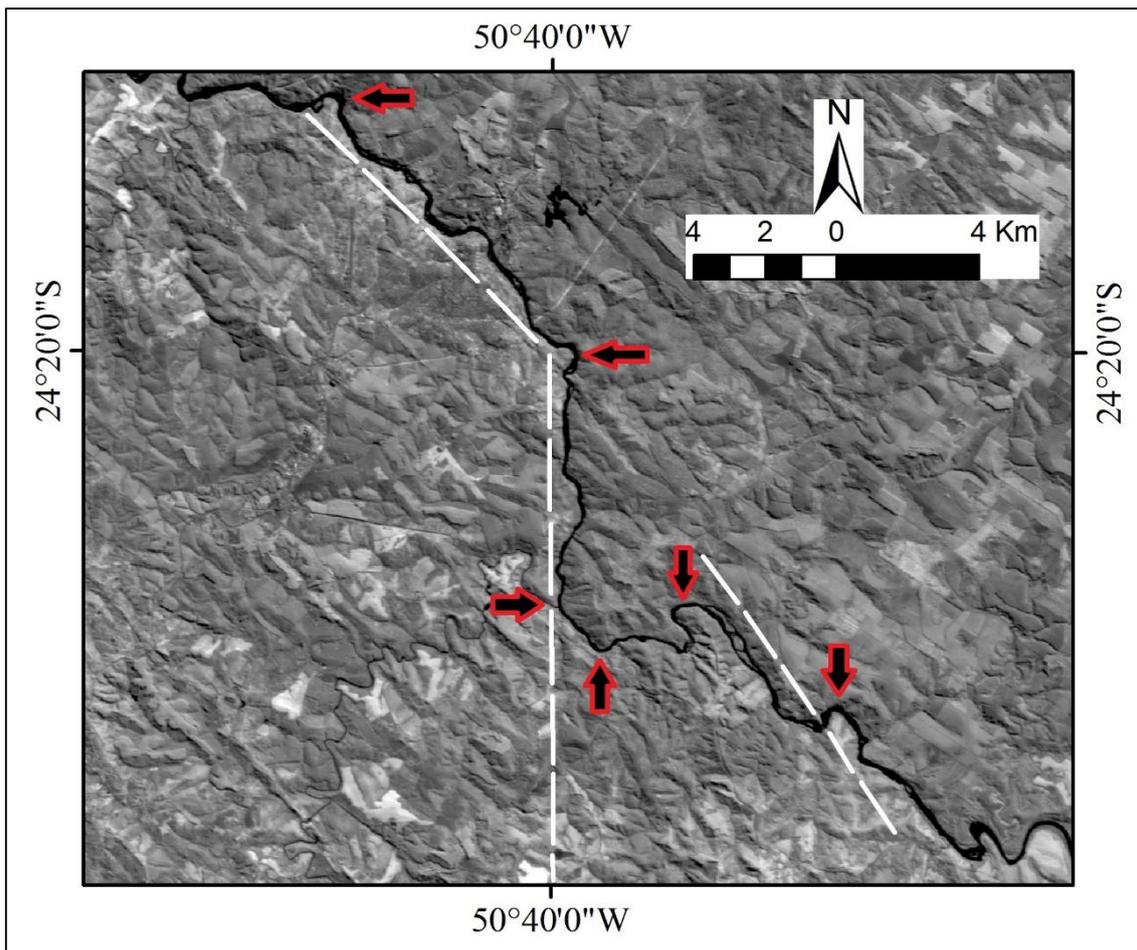


Figura 6.7: Retilinearidades e curvaturas abruptas no rio Tibagi. A orientação das retilinearidades são controladas por estruturas (diques, falhas ou fraturas) demarcadas pelas linhas tracejadas em branco. As curvaturas (flechas) conectam estes trechos  
 Fonte: Satélite CBERS 2 (CCD – banda 4)

### 6.2.3.2. Sedimentos quaternários e localização de terraços

Ao longo do trecho do rio Tibagi que recorta transversalmente o alinhamento dos diques de diabásio (Figura 6.5), ocorrem níveis de depósitos aluvionares relacionados a terraços fluviais e planícies de inundação. Os sedimentos foram depositados por consequência dos próprios diques, que por se projetarem de forma transversal à direção do fluxo do rio, servem como níveis de base local do rio, permitindo a redução de declividade e a deposição dos sedimentos (Figuras 6.8 e 6.9).

Na maior parte dos segmentos onde ocorrem sedimentos quaternários, a planície se desenvolve nos dois lados do canal de forma simétrica. Entretanto, em algumas áreas foi possível identificar a existência de terraços unilaterais, principalmente em curvaturas e inflexões. Em duas áreas específicas também foi possível identificar feições de paleocanais por meio de imagens CBERS 2B.

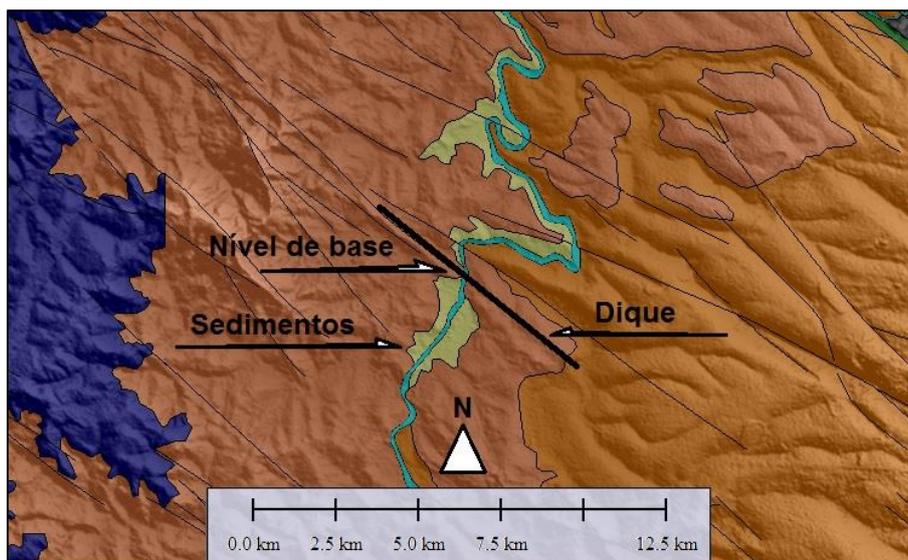


Figura 6.8: Imagem representativa do controle do dique como nível de base para os sedimentos quaternários no rio Tibagi  
 Fonte: MINEROPAR (2006); Elaboração: Idjarrury Firmino

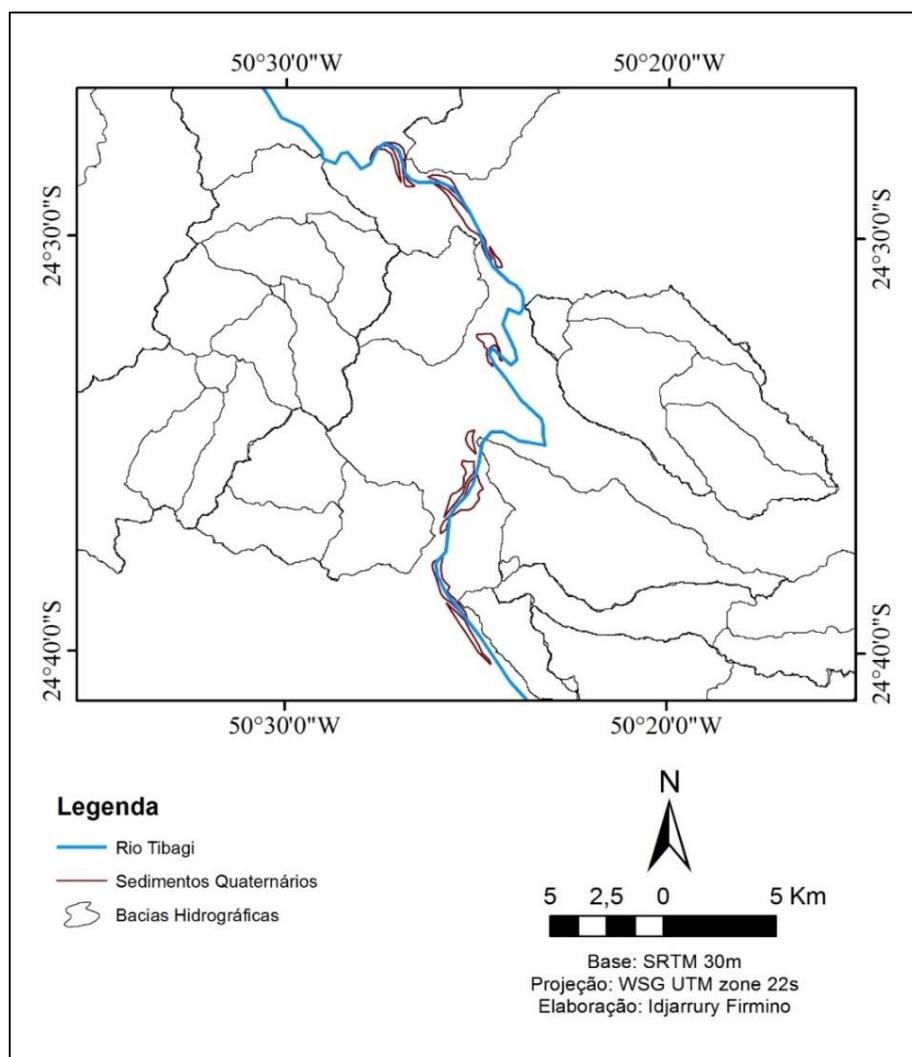


Figura 6.9: Área de ocorrência de sedimentos quaternários no trecho estudado do rio Tibagi

### 6.3. Densidade de Drenagem

Os resultados da extração da densidade de drenagem obtidos para a área de pesquisa podem ser visualizados no mapa da figura 6.10.

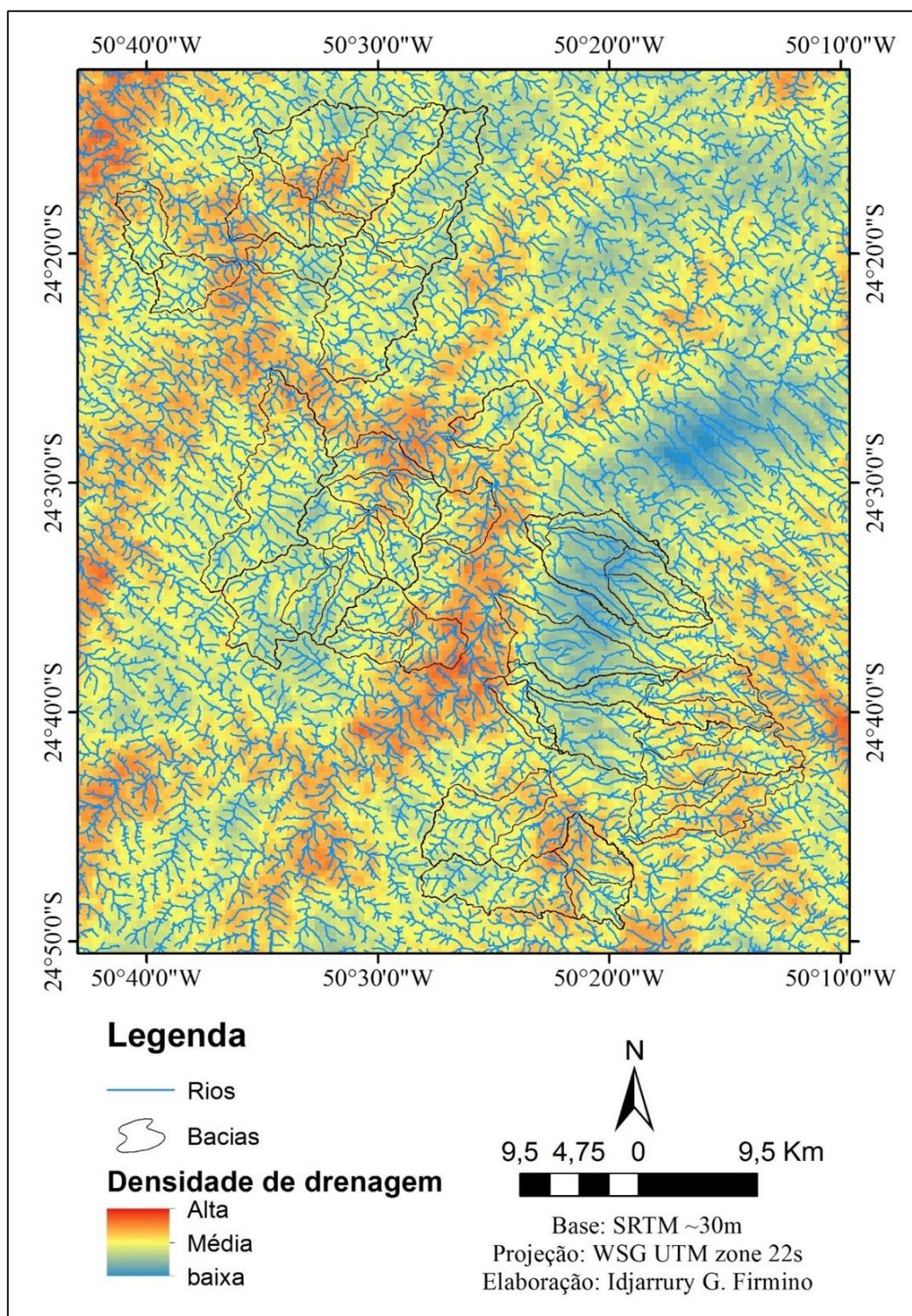


Figura 6.10: Mapa de densidade de drenagem da área de pesquisa

As áreas de baixa densidade estão localizadas principalmente ao longo dos rios que correm por sobre os arenitos da Formação Furnas, ao longo de parte das bacias do rio do Sabão e ribeirões Lajeado e Laranjeiras. A área em questão é marcada por um alto desnível topográfico (Figura 3.8) que se estende desde a testa da escarpa ao longo do reverso, em sentido NW, mesmo sentido da reentrância do Arco de Ponta Grossa. Os rios se caracterizam por retilinearidades mais extensas e menor índice de bifurcação.

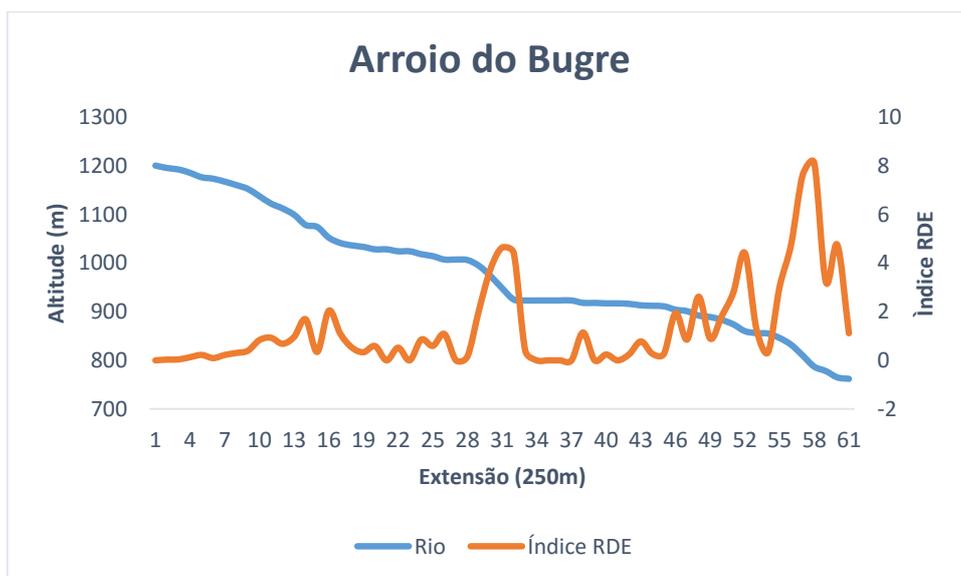
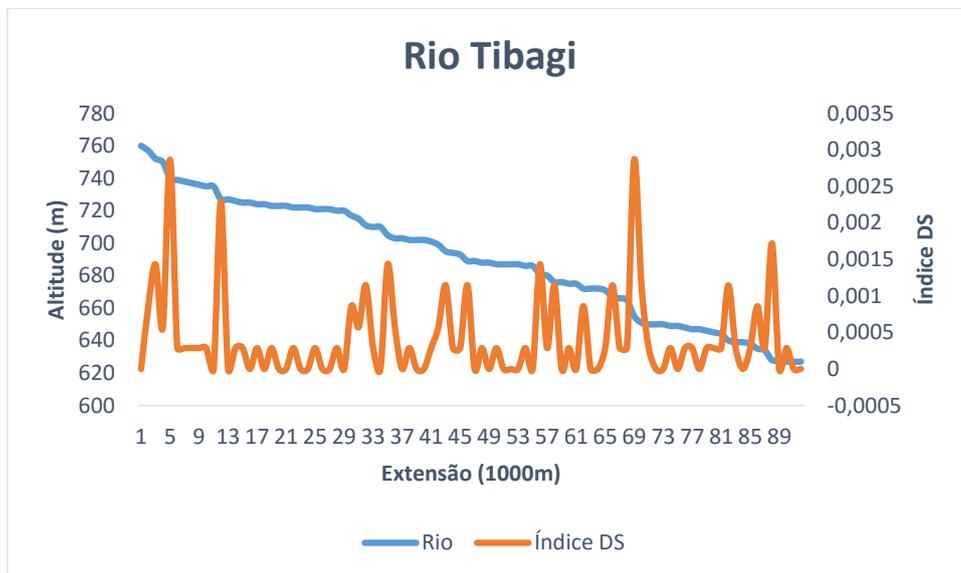
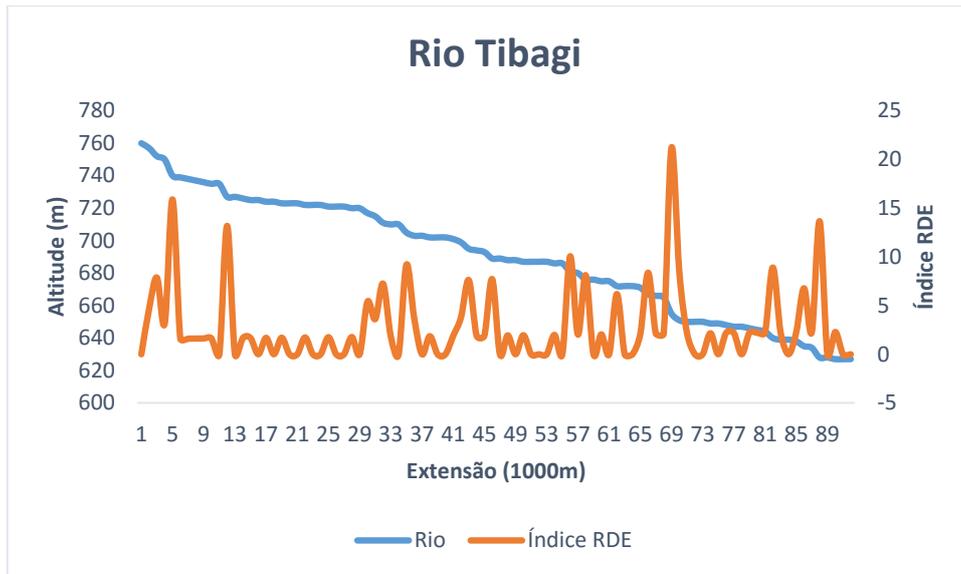
As áreas de alta densidade estão relacionadas às vertentes próximas ao rio Tibagi, principalmente nas desembocaduras dos tributários principais. A área de maior concentração de drenagem foi o trecho do rio Tibagi onde ocorrem os sedimentos quaternários, marcados pelo contato litológico das Formações Furnas e Ponta Grossa. O maior contraste de classes ocorreu entre esta área (densidade alta) e àquelas da Formação Furnas (densidade baixa).

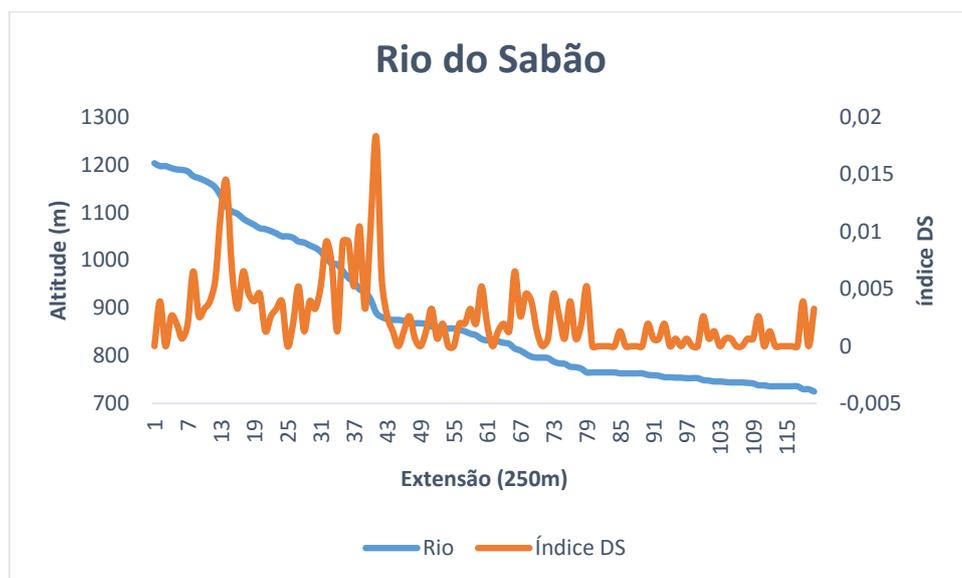
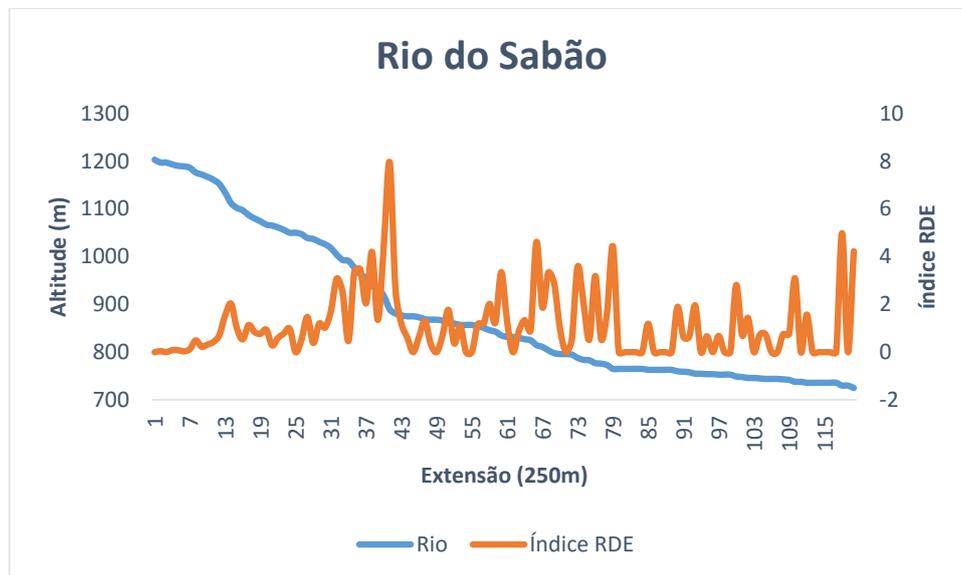
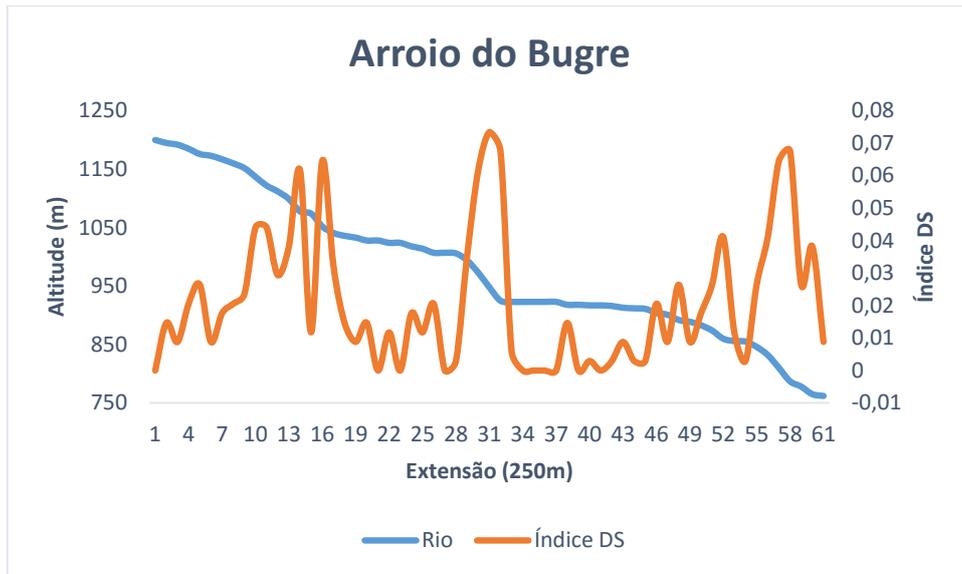
No geral, o Grupo Itararé não demonstrou possuir densidade homogênea, sendo que, as principais diferenças nesta unidade estão associadas às áreas de baixo topográfico e fundos de vale (média e alta densidade) e às áreas de alto topográfico e interflúvios (média e baixa densidade).

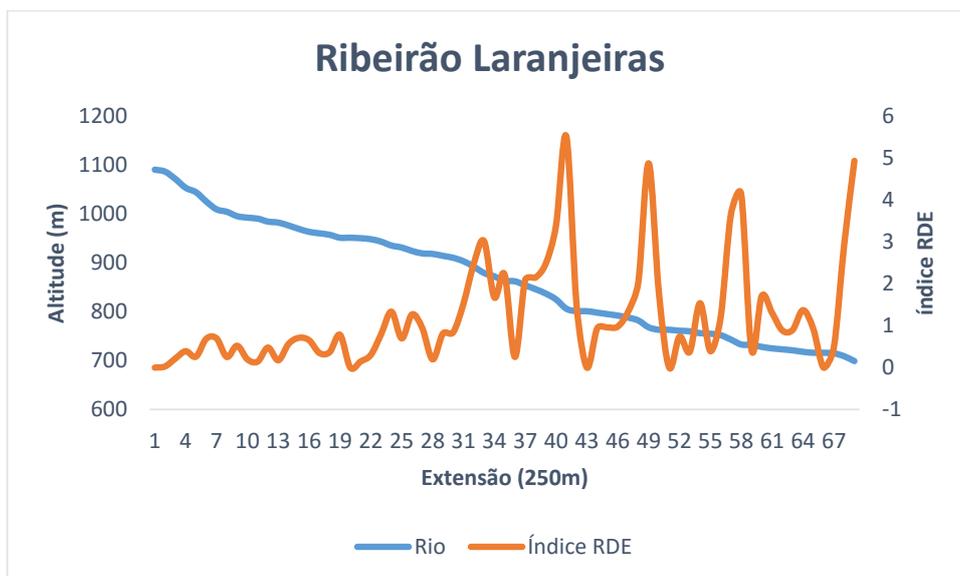
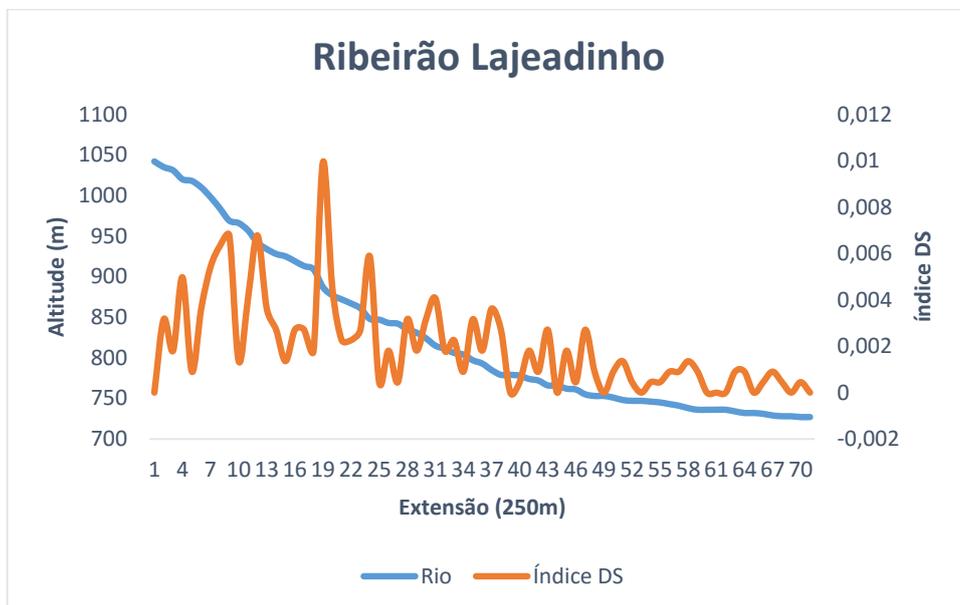
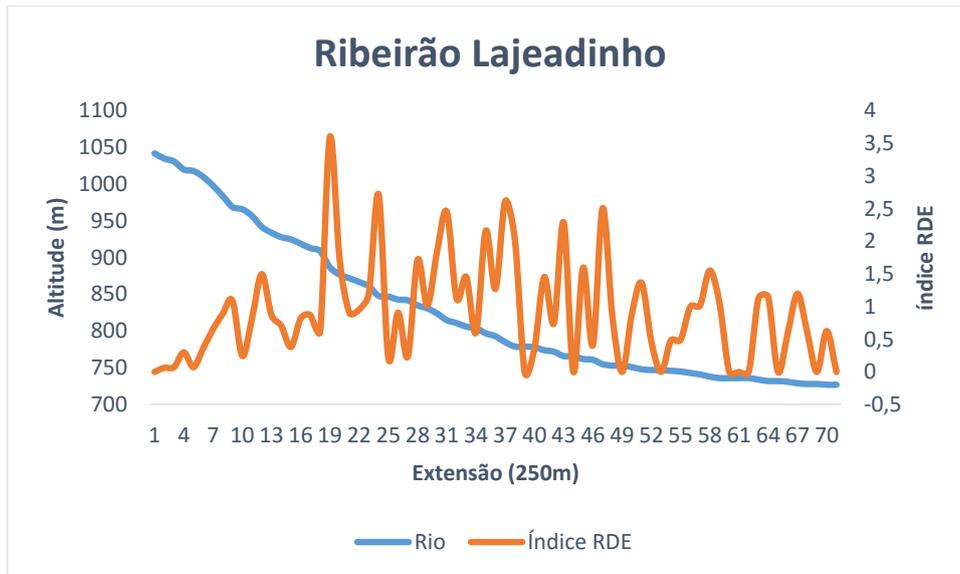
#### **6.4. Índices de ruptura de perfis de equilíbrio de canais fluviais**

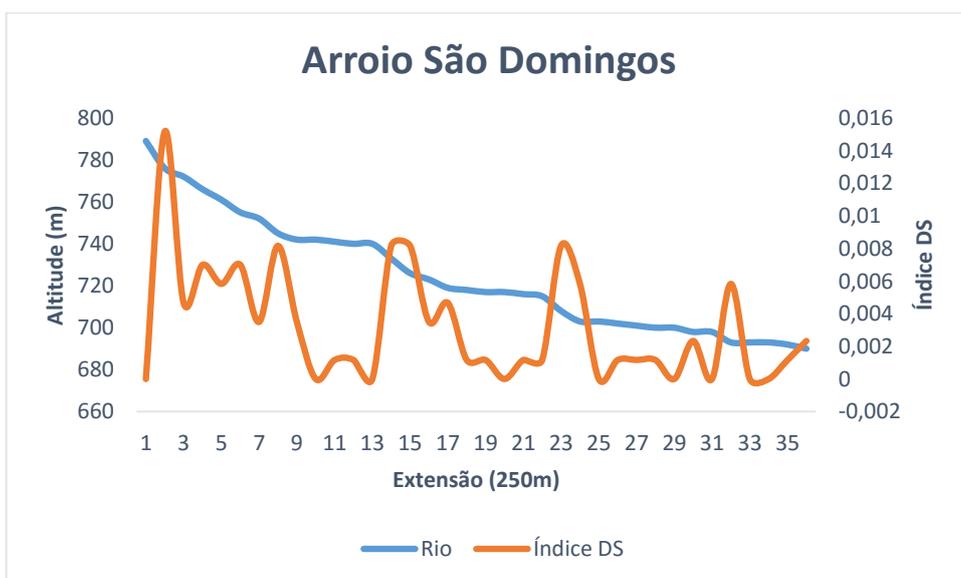
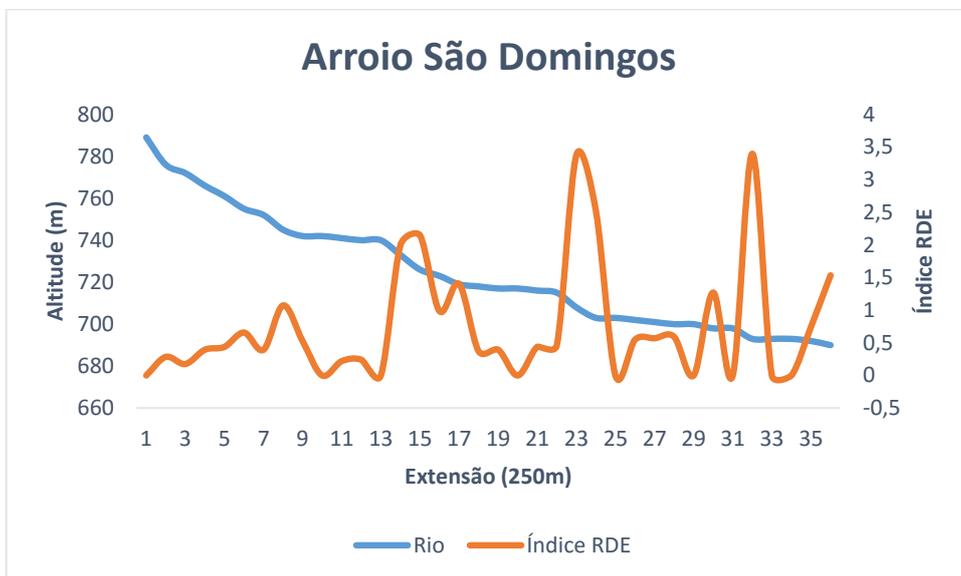
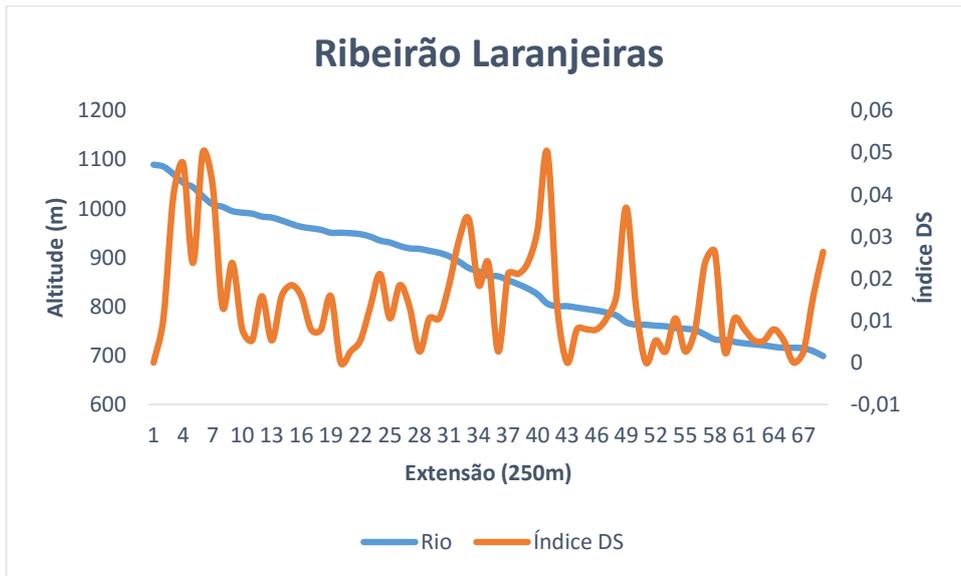
A extração automática da rede drenagem do MDE SRTM permitiu identificar diversos pontos com rupturas de declive (*knickpoints*), que podem ser observados nos perfis longitudinais (Gráficos 6.2). De forma comparativa, tanto o índice RDE quanto o DS foram eficazes em identificar estas rupturas por meio das mesmas variações de valores anômalos para todos os rios. As principais anomalias estão relacionadas na tabela 6.1.

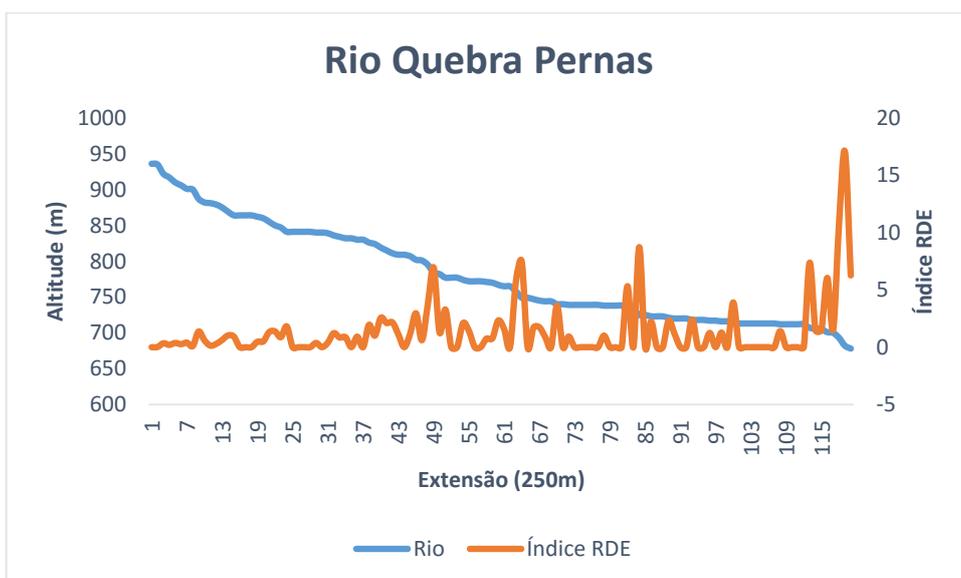
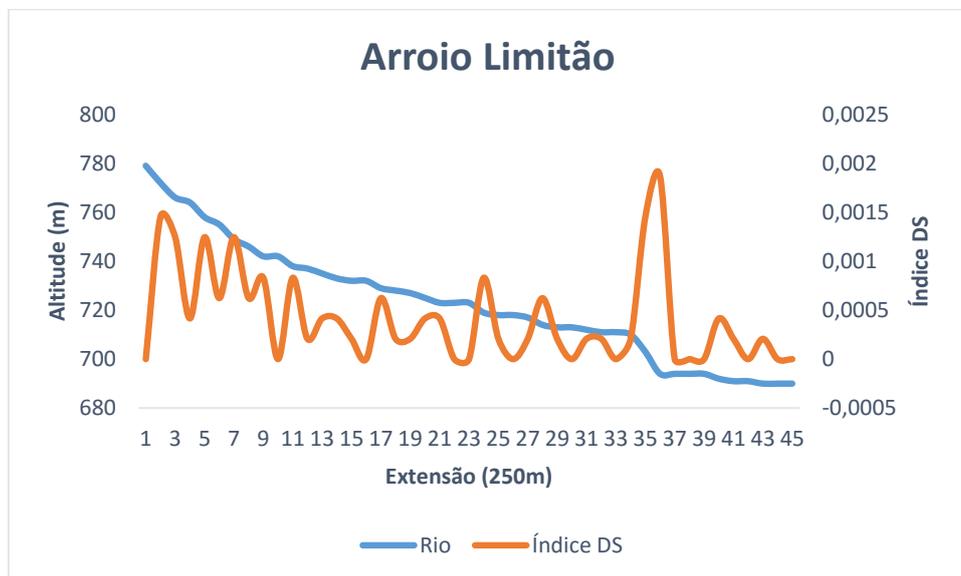
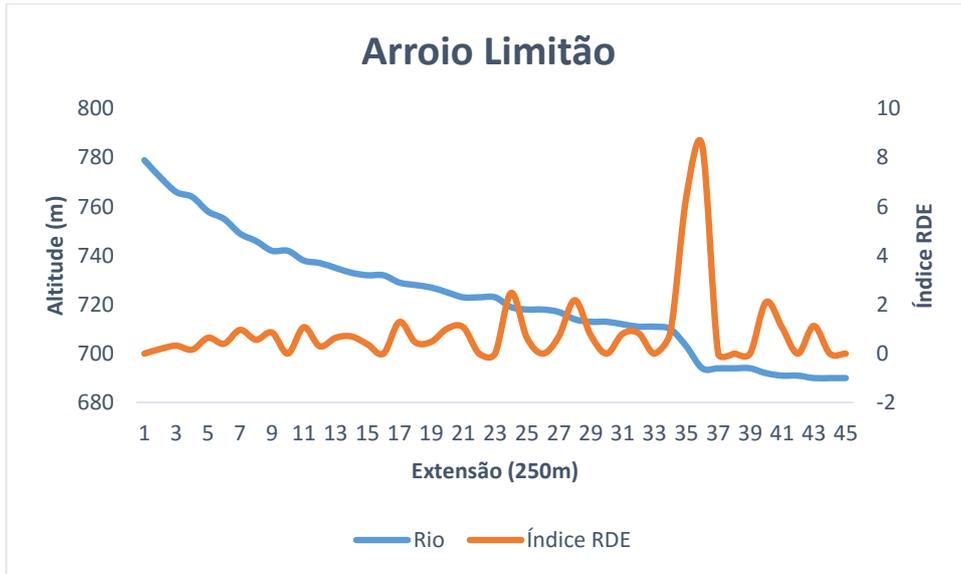
A forma de aplicação da equação de ambos os índices para segmentos de 250m permitiu identificar anomalias com maior precisão, muitas vezes associadas a rupturas em maior escala, que passam despercebidas caso fossem aplicadas para trechos mais longos, como realizado por Andrades Filho (2010) e Fujita *et al* (2011).

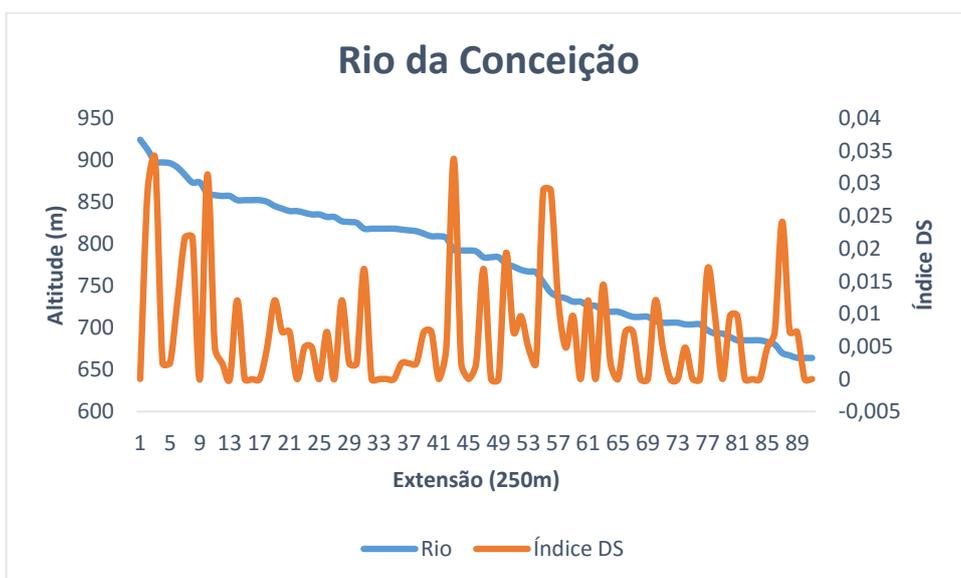
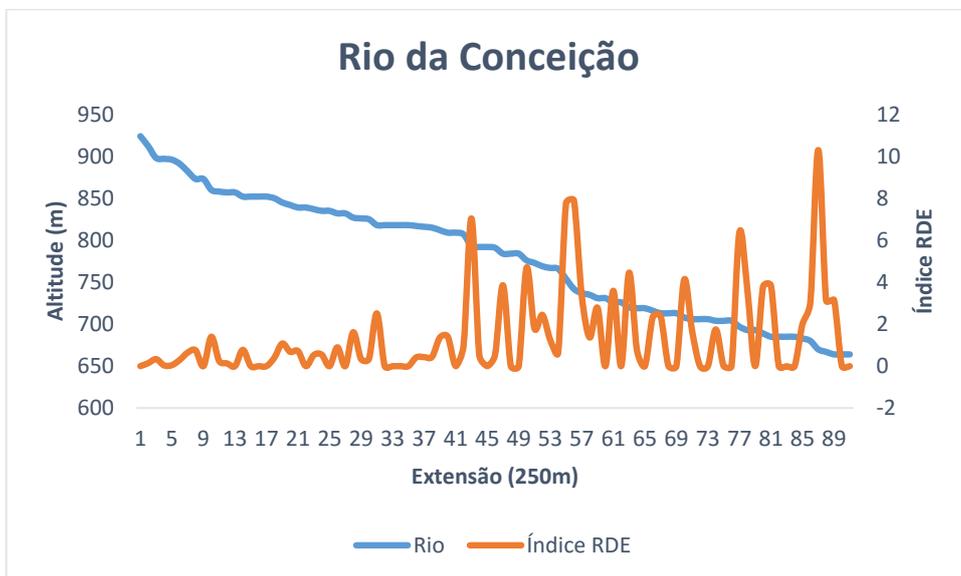
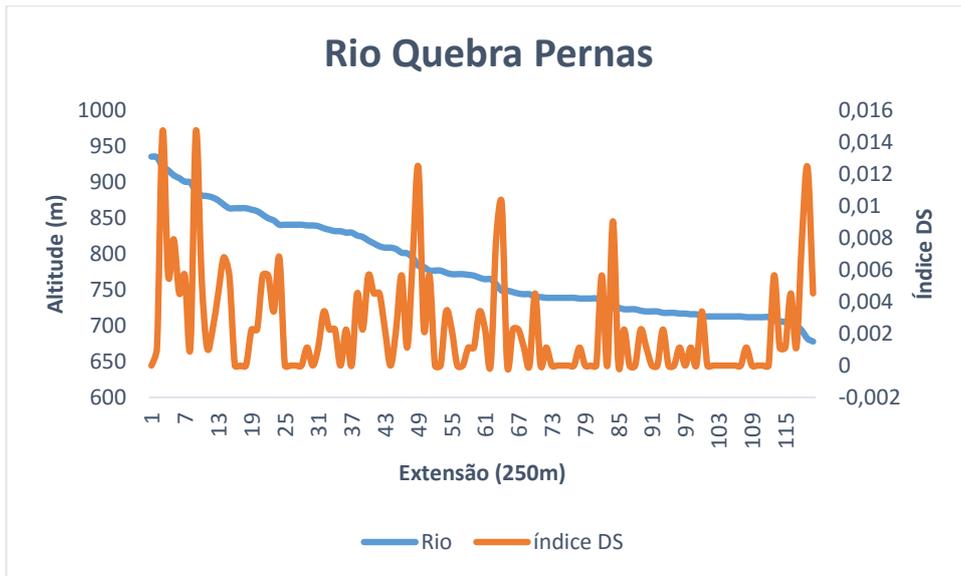


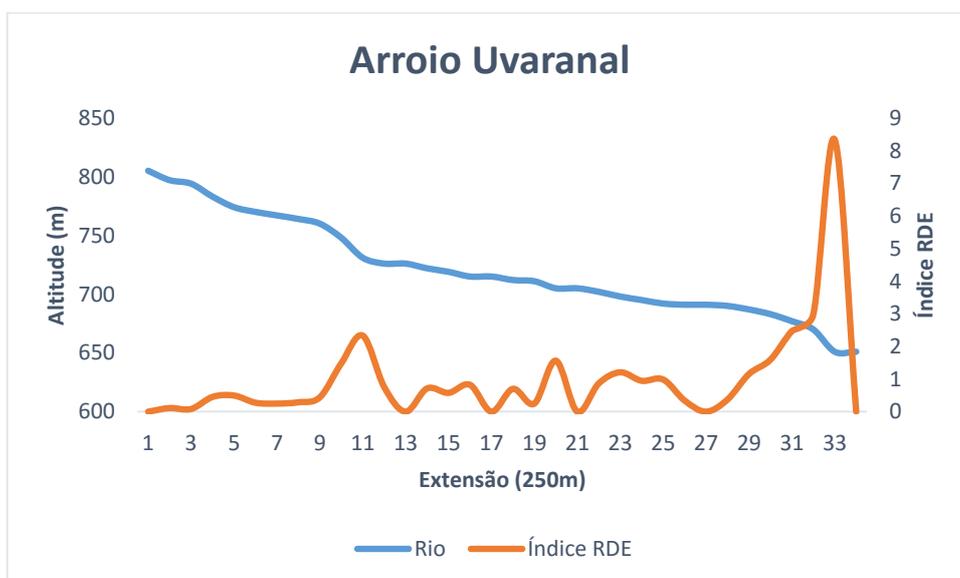
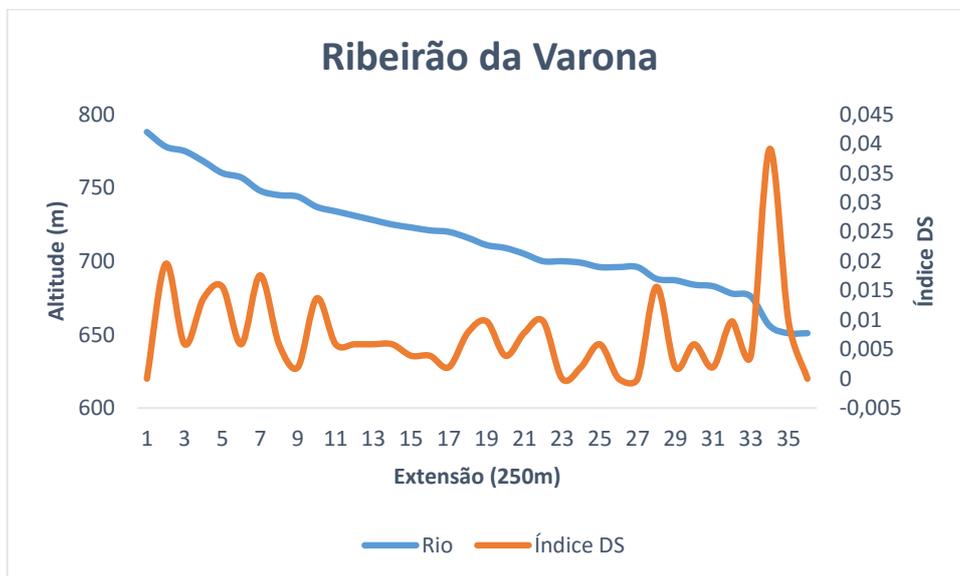
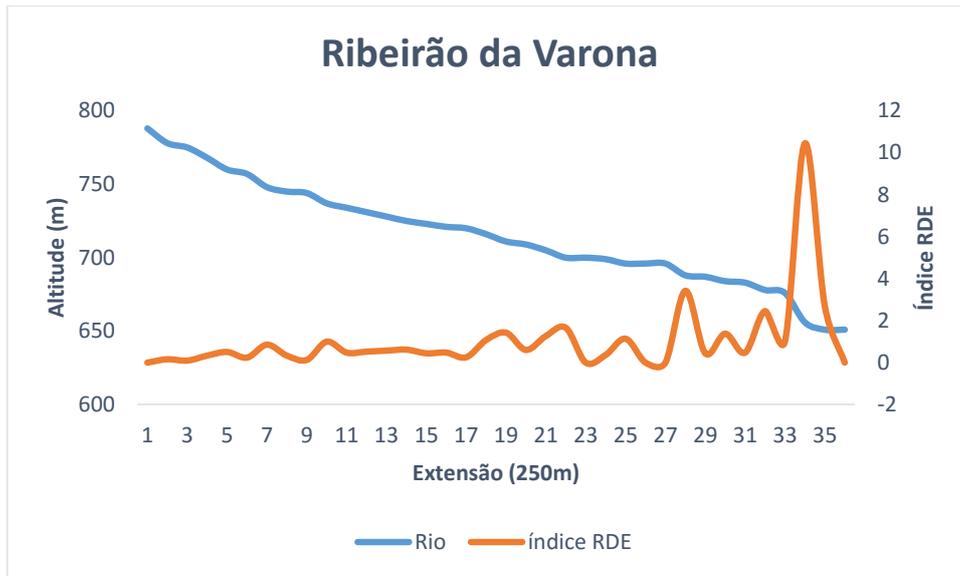


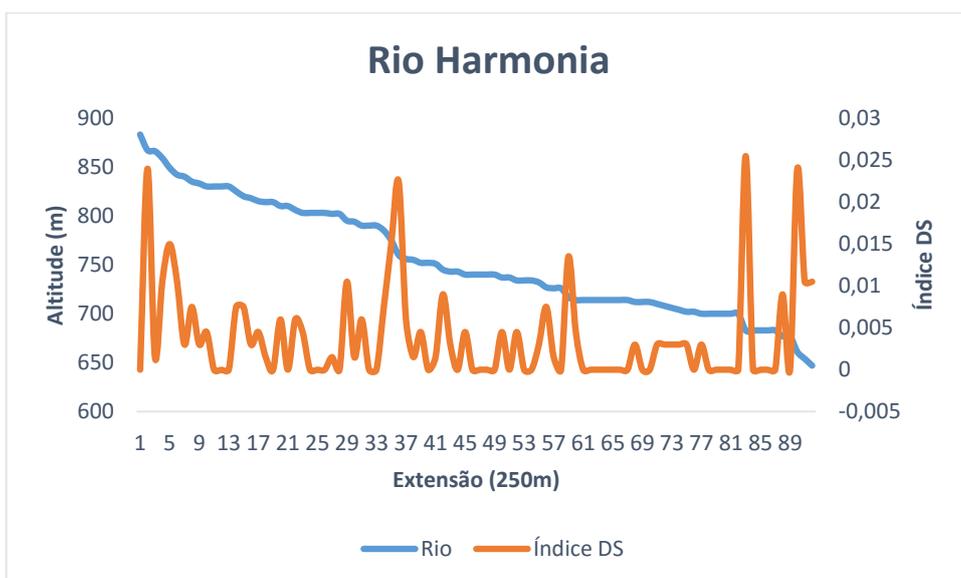
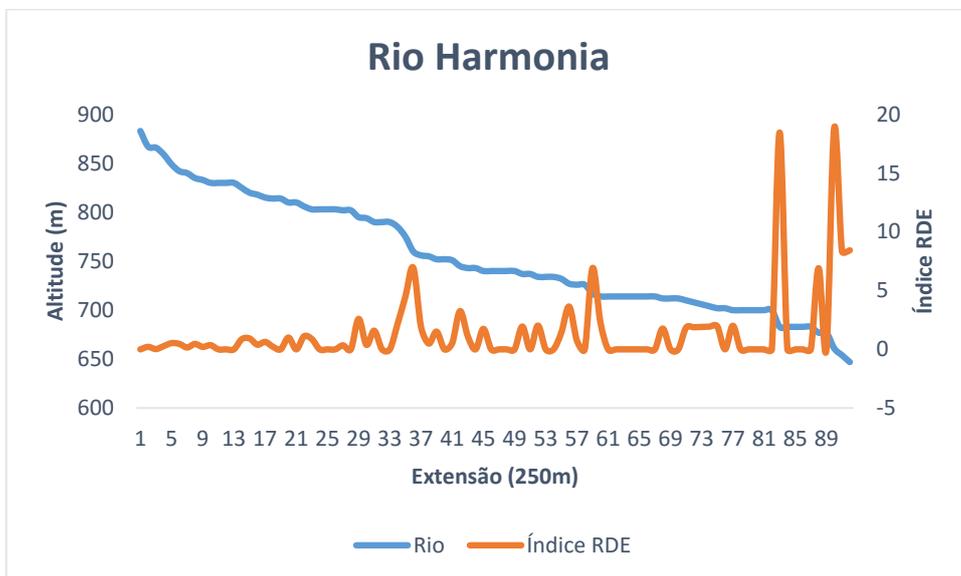
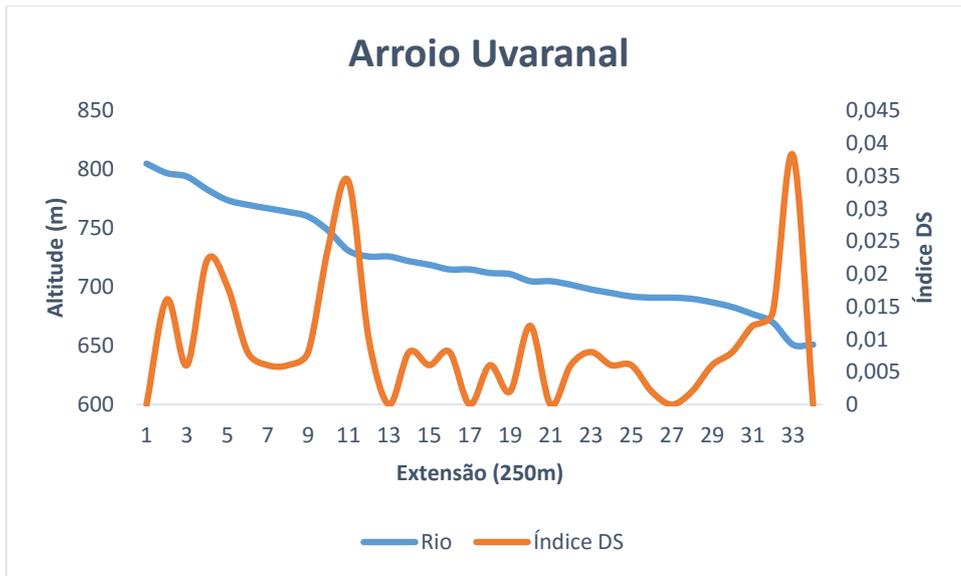


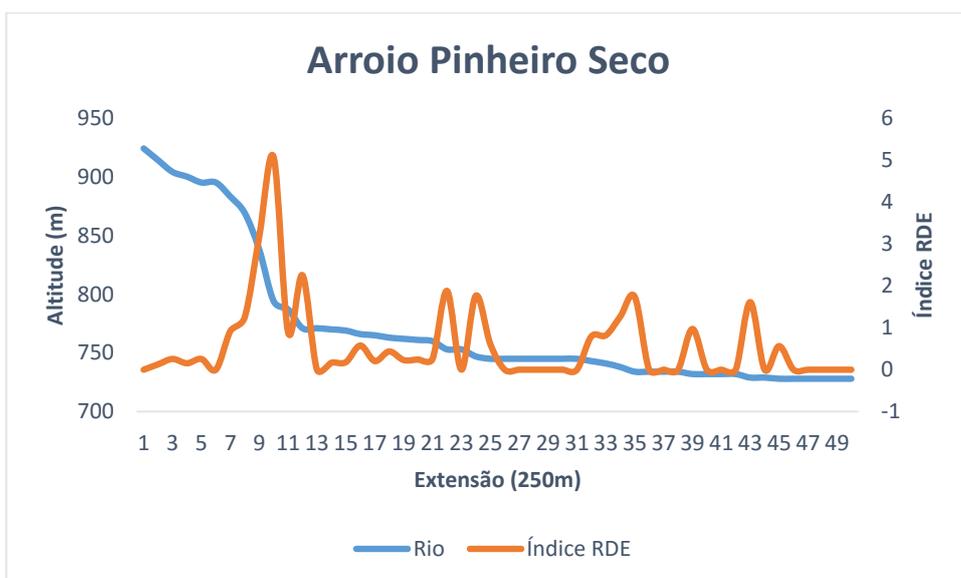
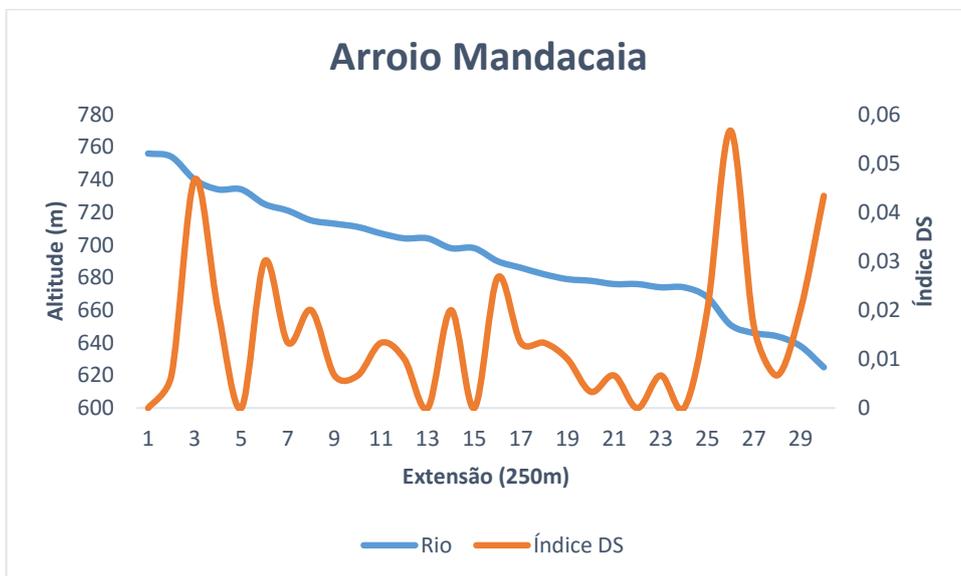
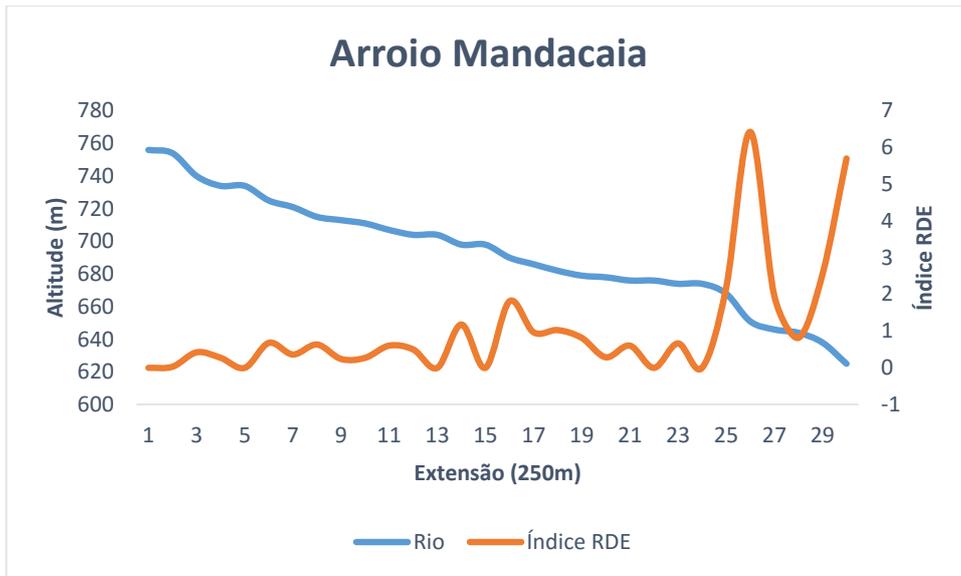


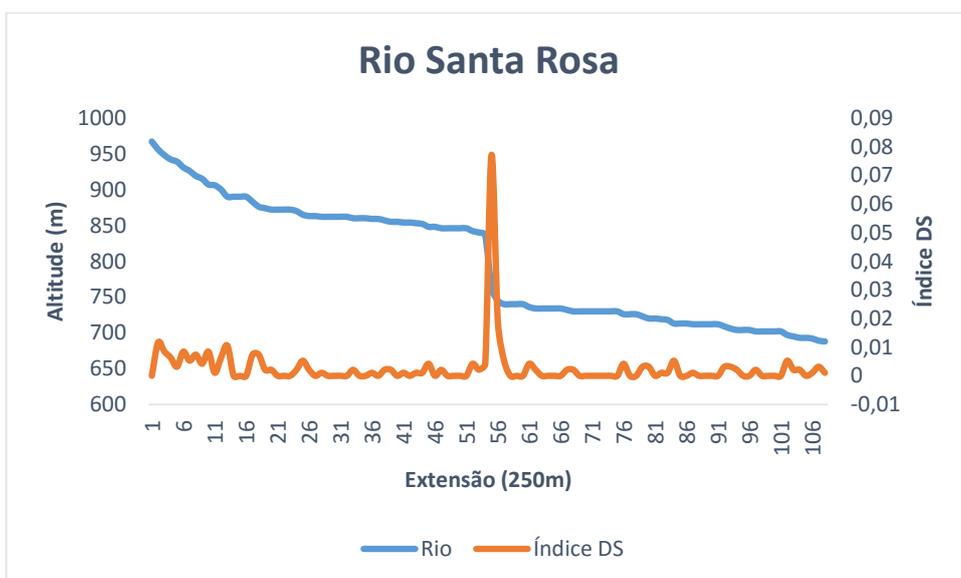
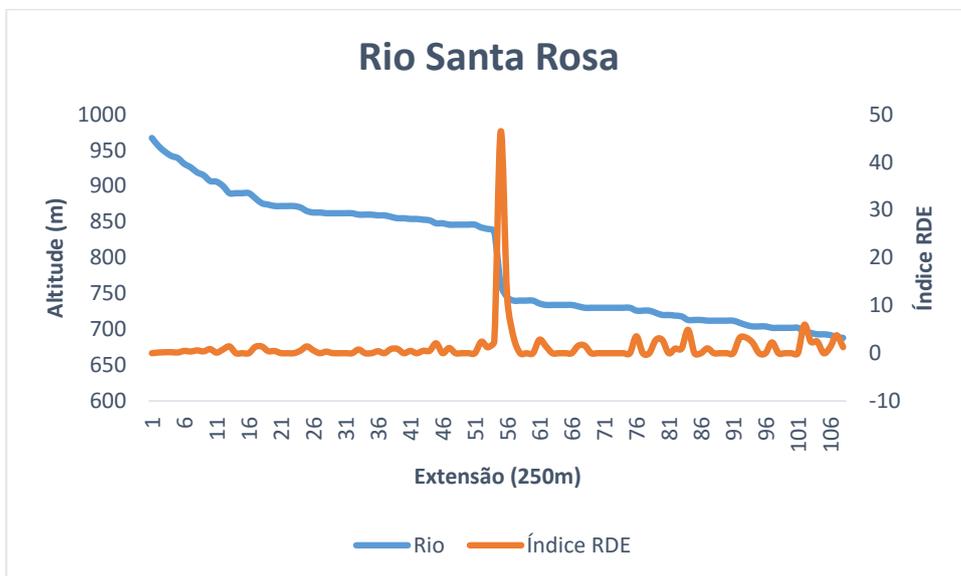
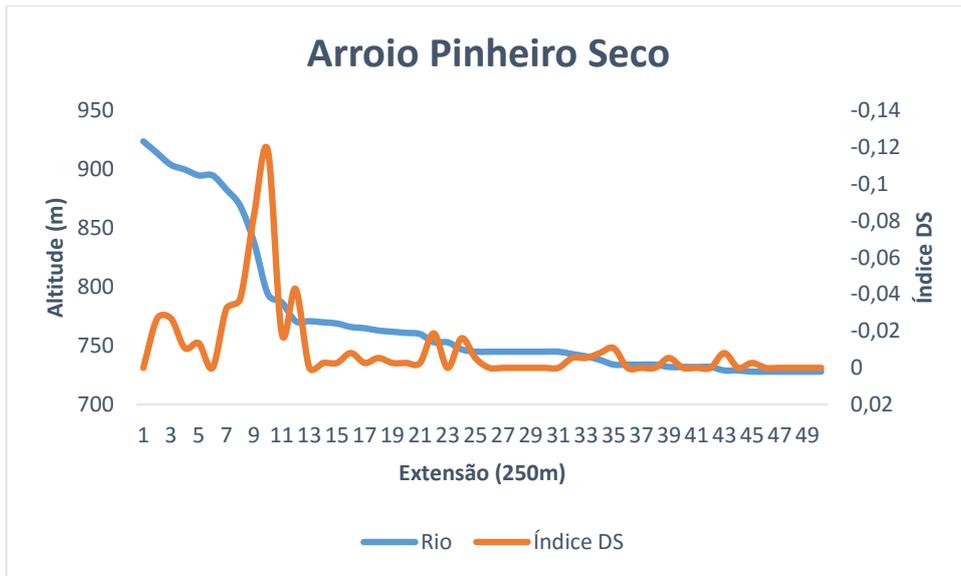


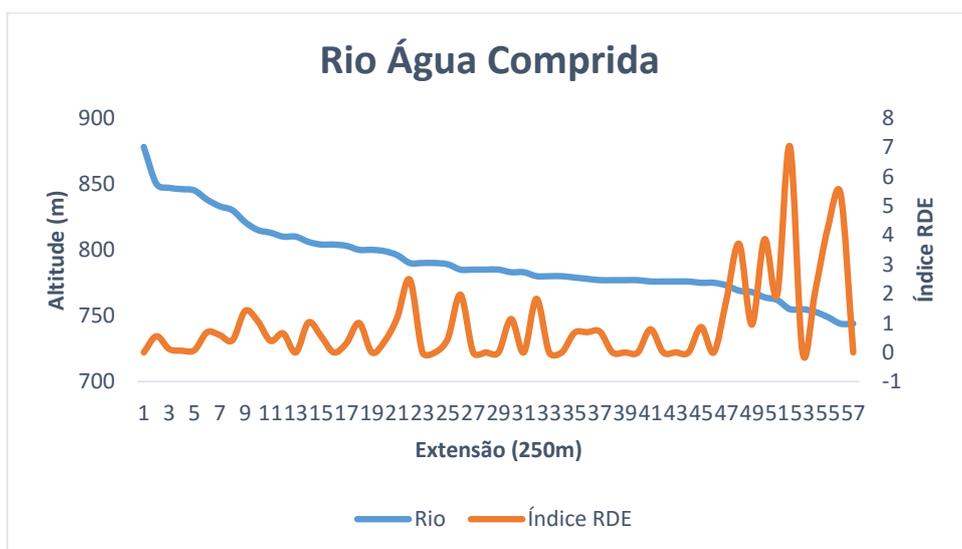
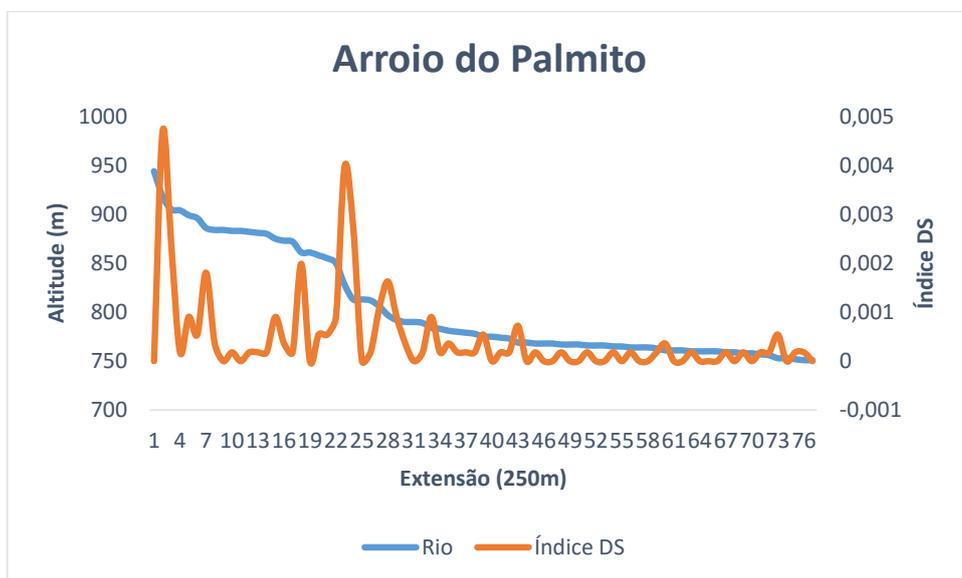
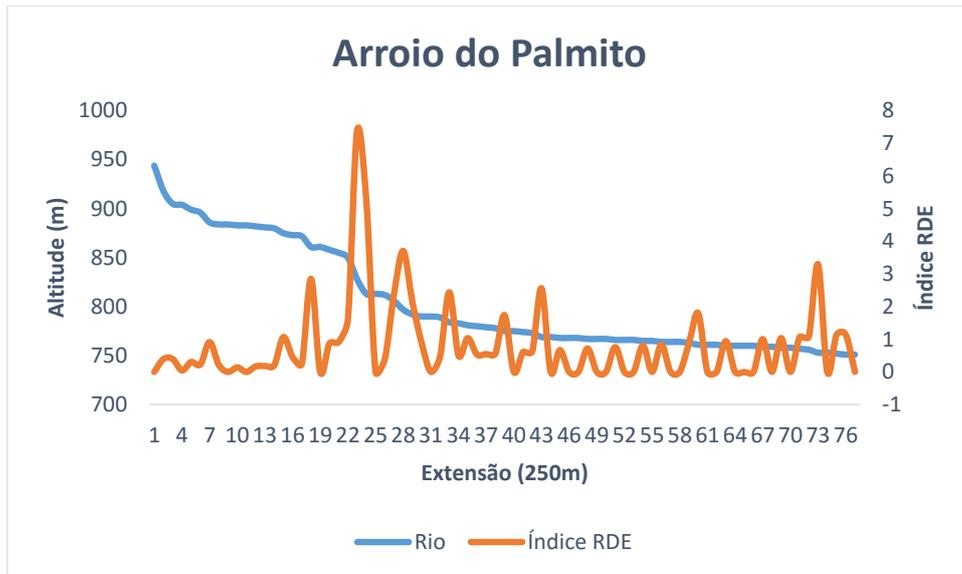


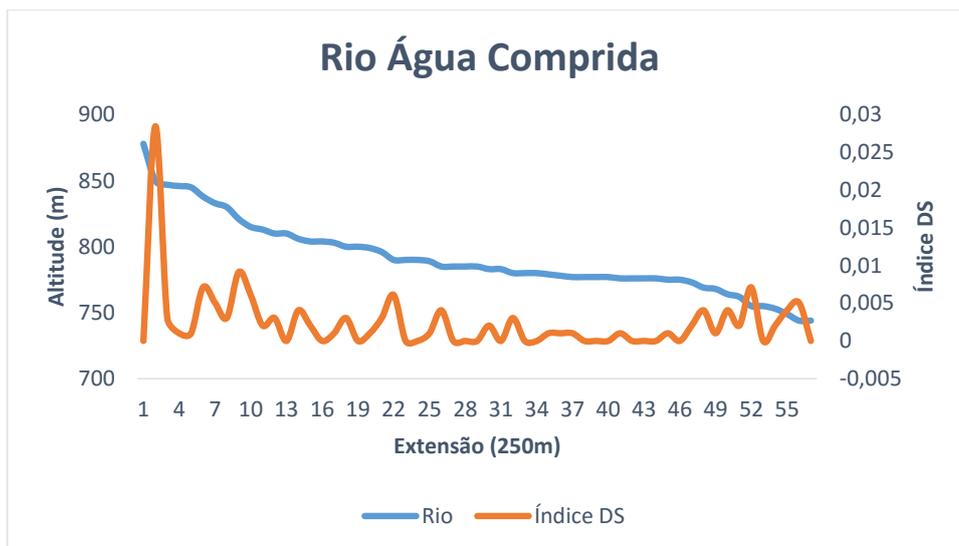












Gráficos 6.2: Perfis longitudinais dos 16 rios estudados mais do rio Tibagi sobrepostos aos resultados dos índices RDE e DS.

#### 6.4.1. Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE)

A aplicação do índice RDE permitiu identificar anomalias de drenagem em todos os canais analisados, como apresentado no mapa da figura 6.11. As anomalias não estão restritas a trechos específicos, sendo que os valores anômalos ocorreram tanto em segmentos do alto curso dos rios, quanto de seus cursos médios e baixos.

Os valores anômalos de RDE variaram de 2 até 50, por isso foram analisados entre limiares de 2 – 6 (anomalias moderadas), 6 – 10 (altas), 10 – 20 (muito altas) e 20 – 50 (altíssimas). No geral, foram identificados pelo menos 20 trechos fluviais com anomalias altas, classificadas como de segunda ordem, e 7 trechos com anomalias de primeira ordem, das quais 6 são muito altas e 1 altíssima.

As classes de anomalias moderadas estão bem distribuídas em todos os canais analisados. A maior parte das anomalias altas e muito altas está restrita aos rios que correm sobre as rochas do Grupo Itararé. No total 7 trechos com anomalias altas e 1 com anomalia muito alta foram identificados nos canais da Formação Furnas.

Os rios da Formação Ponta Grossa foram os que apresentaram o maior número de trechos em equilíbrio, exibindo apenas 2 segmentos com anomalias altas.

<b>Nº</b>	<b>Rio, Arroio, Ribeirão ou Córrego</b>	<b>RDEtot</b>	<b>RDE (média)</b>	<b>Valor de <math>\lambda</math></b>	<b>DS (média)</b>	<b>Substrato</b>
1	Arr. Do Bugre	161,73	1,35	0,2656	0,021092931	Fm Furnas
2	Rio do Sabão	140,88	1,14	0,8369	0,002598727	
3	Rib. Lajeadinho	110,05	0,91	0,887	0,002005352	
4	Rib. Laranjeiras	138	1,21	0,3405	0,014948667	
5	Arr. São Domingos	45,64	0,75	0,7084	0,0032076	Fm Ponta Grossa
6	Arr. Limitão	37,11	0,89	0,9481	0,000410587	
7	Rio Quebra Pernas	76,04	1,35	0,7168	0,00243552	Gr Itararé Indiviso
8	Rio da Conceição	83,5	1,38	0,3974	0,006886857	
9	Rib. Da Varona	63,16	1,02	0,511	0,007443667	
10	Arr. Uvaranal	72,97	0,96	0,4972	0,009109553	
11	Rio Harmonia	75,53	1,42	0,6257	0,003840643	
12	Arr. Mandacaia	66,12	1,03	0,1663	0,01456196	
13	Arr. Pinheiro Seco	78,22	0,57	1,6718	0,010533824	Gr Itararé e Fm Ponta Grossa
14	Rio Santa Rosa	84,89	1,29	0,7361	0,002726967	
15	Arr. Do Palmito	65,54	0,80	0,9548	0,000453174	Gr Itararé, Fm Ponta Grossa e Fm Furnas
16	Rio Água Comprida	50,77	0,93	0,7458	0,002390372	
	Rio Tibagi	120,76 (canal inteiro)	2,77 (trecho)	0,7135 (trecho)	0,000414179 (trecho)	

Tabela 6.1: Valores de RDEtot, RDE (média),  $\lambda$  e DS (média) para cada rio estudado

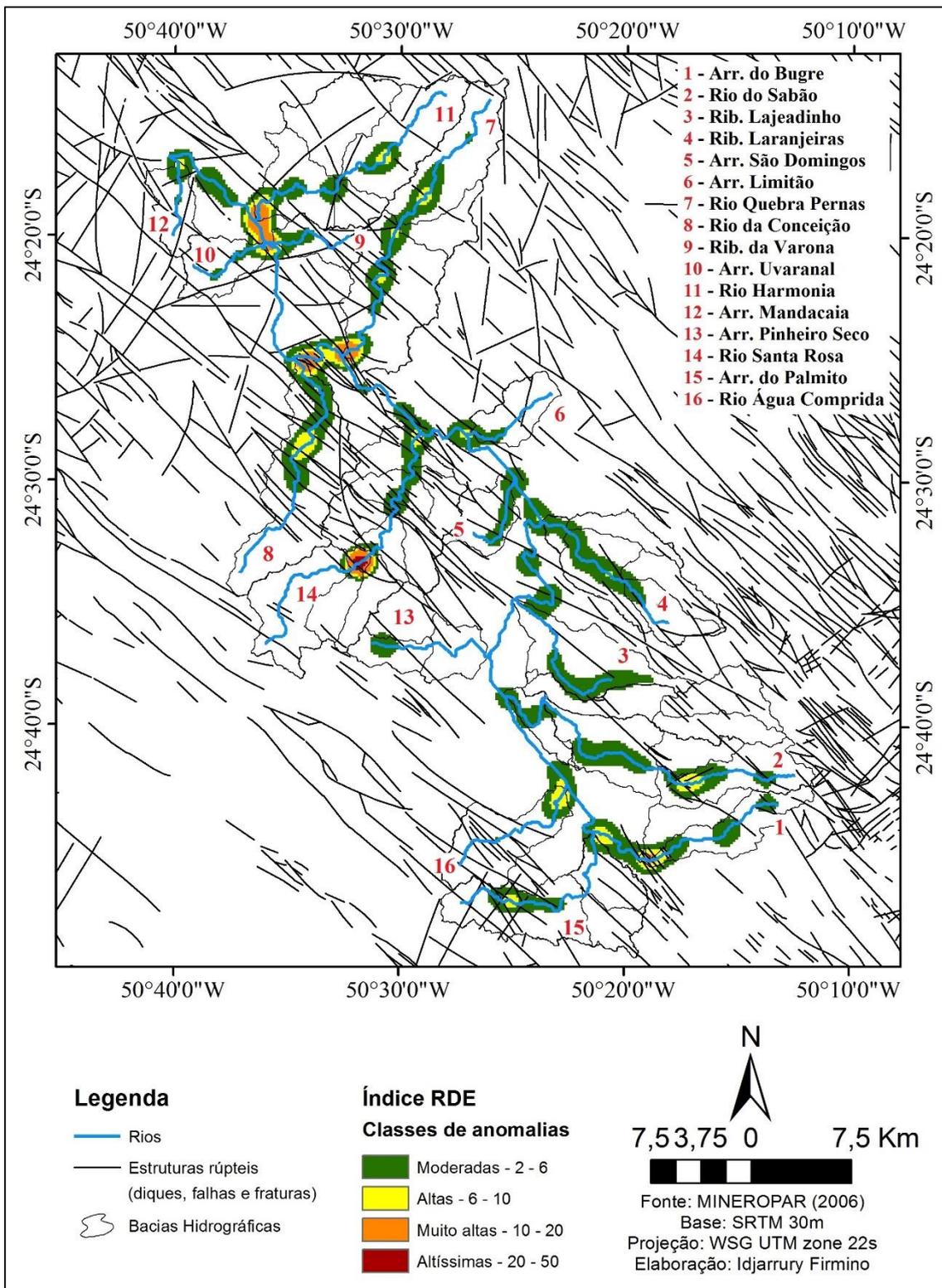


Figura 6.11: Mapa de localização dos trechos com anomalias de drenagem do Índice RDE

O segmento com a maior anomalia identificada, de classe altíssima, está localizado no rio Santa Rosa, na passagem entre as rochas do Grupo Itararé e da Formação Ponta Grossa. Os outros trechos com anomalias muito altas foram identificados nos rios

Quebra Pernas, Harmonia, da Conceição, no ribeirão da Varona e no trecho analisado do rio Tibagi, tanto em segmentos à montante como à jusante.

Os rios que apresentaram as maiores médias de anomalias identificadas (Tabela 6.1), com valores acima de 1, são o arroio do Bugre, rio do Sabão e ribeirão Laranjeiras (Formação Furnas), os rios Quebra Pernas, da Conceição e Harmonia, ribeirão da Varona e arroio Mandacaia (Grupo Itararé), o rio Santa Rosa (Grupo Itararé e Formação Ponta Grossa) e o trecho do rio Tibagi analisado, que corta as três unidades geológicas, sendo este o que apresentou a maior média de anomalias, de valor 2,77.

#### **6.4.2. Índice *Distance-Slope* (DS)**

Os dados obtidos por meio da aplicação do índice DS permitiu identificar anomalias de drenagem em quase todos os percursos fluviais (Figura 6.12), a não ser nos arroios Limitão (Formação Ponta Grossa) e do Palmito (Formações Ponta Grossa e Furnas e Grupo Itararé).

Os valores anômalos de DS variaram de 0,01 até 0,12, e, da mesma forma que para o índice RDE, foram estabelecidas 4 classes de valores, com limiares entre 0,01 – 0,02 (moderadas), 0,02 – 0,04 (altas), 0,04 – 0,06 (muito altas) e 0,06 – 0,12 (altíssimas). Ao todo, foram identificados 16 trechos com anomalias altas, 9 trechos com anomalias muito altas e 5 trechos com anomalias altíssimas.

O número proporcional de anomalias identificadas pelo índice DS é bem menor que pelo índice RDE. As classes de anomalias altas estão bem distribuídas entre os rios que correm sobre as rochas da Formação Furnas e do Grupo Itararé. De forma semelhante ao índice RDE, os trechos fluviais que correm sobre a Formação Ponta Grossa são os que apresentaram maior equilíbrio, com a identificação de apenas 4 trechos com anomalias moderadas.

Curiosamente, o trecho com a maior anomalia identificada, de classe altíssima, também está localizado na passagem entre as rochas do Grupo Itararé e da Formação Ponta Grossa, assim como para o índice RDE, entretanto, no alto curso do arroio Pinheiro Seco.

Dos outros 4 trechos de anomalias altíssimas identificadas, 3 estão restritos ao arroio do Bugre e 1 ao ribeirão Laranjeiras, que correm sobre a Formação Furnas. As anomalias identificadas no arroio do Bugre estão bem distribuídas, sendo que uma ocorre no alto curso, uma no médio curso e a terceira no baixo curso.

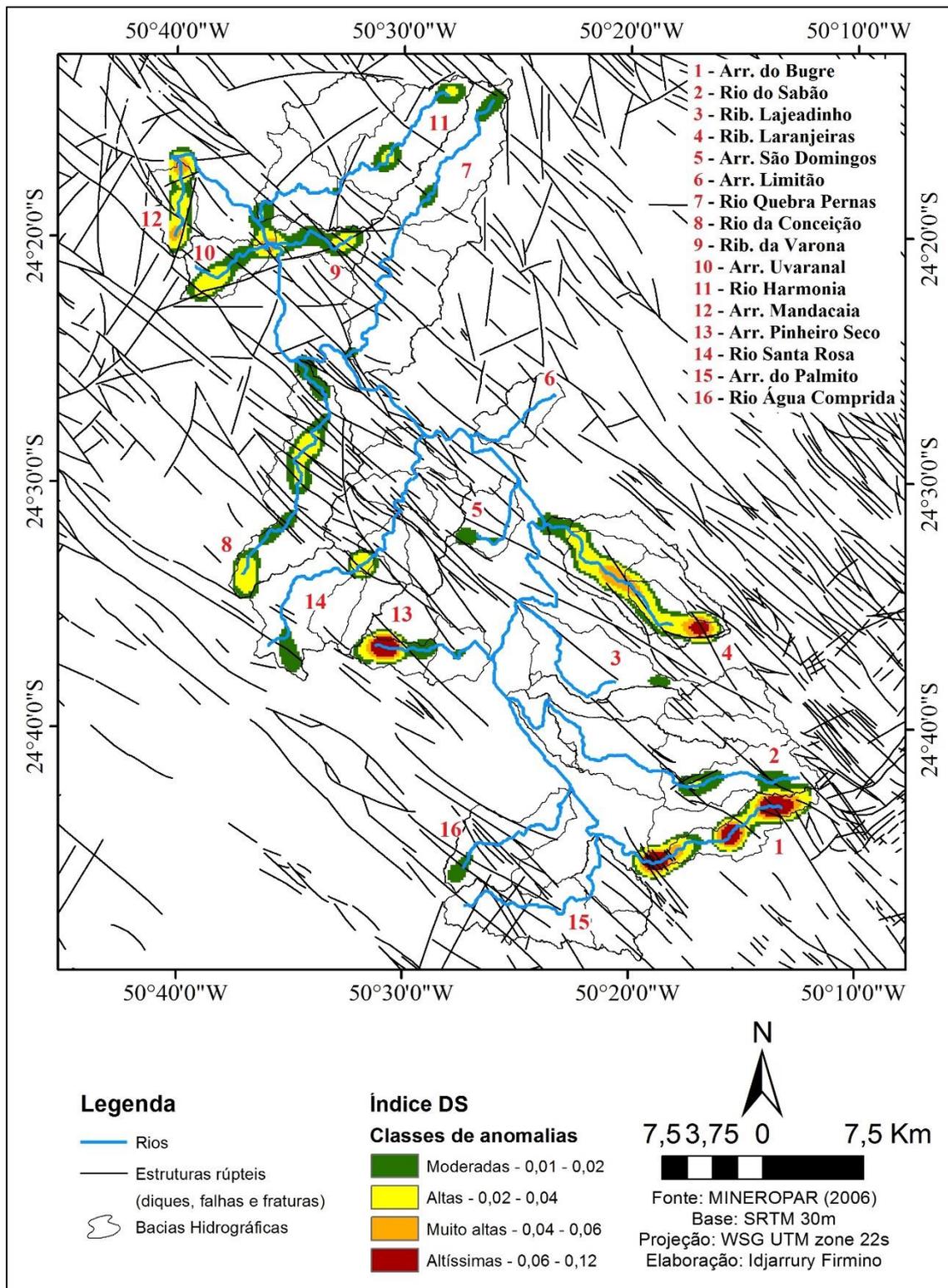


Figura 6.12: Mapa de localização dos trechos com anomalias de drenagem do Índice DS

Os trechos com anomalias muito altas foram identificados no arroio do Bugre e ribeirão Laranjeiras (Formação Furnas), no ribeirão da Varona e nos arroios Uvaranal e Mandacaia (Grupo Itararé) e no arroio Pinheiro Seco (Grupo Itararé e Formação Ponta Grossa).

Para o índice DS, alguns rios se destacaram por apresentarem todos os trechos anômalos, como o ribeirão Laranjeiras (Formação Furnas), o ribeirão da Varona e os arroios Uvaranal e Mandacaia (Grupo Itararé).

## **6.5. Índices de Basculamento de Bacias e Blocos**

A extração automática das bacias de drenagem por meio de dados SRTM demonstrou ser eficiente quando comparadas as linhas de seus limites. Por meio dessa extração, puderam ser calculadas as áreas das bacias selecionadas e o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT).

O Fator de Simetria do Vale (FSV) também pôde ser calculado através dos perfis transversais gerados ao longo dos vales fluviais selecionados pelos mesmos transectos utilizados para se calcular o FSTT. Os perfis se mostraram bem detalhados graças ao exagero vertical que o *software* Global Mapper 15 permitiu gerar.

### **6.5.1. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e Fator de Simetria do Vale (FSV): Média de deslocamento geral**

As médias e direções de deslocamentos gerais obtidas para cada rio por meio dos índices FSTT e FSV podem ser visualizadas na tabela 6.2 e nas figuras 6.13 e 6.14.

Por meio destes resultados, foi possível observar dois aspectos diferenciais para cada índice aplicado: os valores obtidos e a direção dos deslocamentos.

Com relação aos valores obtidos, em nenhum dos rios houve valores médios de deslocamento semelhantes do FSTT e FSV.

Foram considerados valores entre 0 e 0,4 como de baixo nível de basculamento, entre 0,41 e 0,8 de médio nível de basculamento e entre 0,81 e 1 de alto nível de basculamento para os dois índices, entretanto, como não há exemplos de classificações de valores obtidos para o índice FSV na literatura, para a área de pesquisa, deve-se levar em consideração aqueles valores médios obtidos como sugestivos de basculamento.

Os valores gerais do FSTT variaram em média de 0 a 0,5, enquanto os valores do FSV foram de menor expressão, variando de 0 a 0,2.

Nº	Rio, Arroio, Ribeirão ou Córrego	FSTT (geral) e direção do deslocamento em relação à bacia	FSV (geral) e direção do deslocamento em relação ao vale	Substrato
1	Arr. Do Bugre	0,191446026 Esquerda	0,029396007 Esquerda	Fm Furnas
2	Rio do Sabão	0,408442181 Esquerda	0,027213843 Direita	
3	Rib. Lajeadozinho	0,161909683 Esquerda	0,103039923 Direita	
4	Rib. Laranjeiras	0,296663951 Esquerda	0,015266411 Esquerda	
5	Arr. São Domingos	0,338585626 Direita	0,086842491 Esquerda	Fm Ponta Grossa
6	Arr. Limitão	0,308659387 Esquerda	0,150188925 Direita	
7	Rio Quebra Pernas	0,336656873 Direita	0,023918129 Esquerda	Gr Itararé Indiviso
8	Rio da Conceição	0,235714618 Esquerda	0,008956931 Esquerda	
9	Rib. Da Varona	0,058232261 Direita	0,010594323 Esquerda	
10	Arr. Uvaranal	0,137704027 Direita	0,067612134 Esquerda	
11	Rio Harmonia	0,062440552 Esquerda	0,080729533 Direita	
12	Arr. Mandacaia	0,04667491 Direita	0,005461416 Direita	
13	Arr. Pinheiro Seco	0,085379121 Direita	0,013207429 Direita	Gr Itararé e Fm Ponta Grossa
14	Rio Santa Rosa	0,112275373 Esquerda	0,021951428 Esquerda	
15	Arr. Do Palmito	0,439214409 Esquerda	0,111439745 Esquerda	Gr Itararé, Fm Ponta Grossa e Fm Furnas
16	Rio Água Comprida	0,063602004 Esquerda	0,031119288 Esquerda	

Tabela 6.2: Resultados das médias de deslocamentos gerais do FSTT e FSV para cada rio estudado

Os rios que apresentaram os maiores valores de FSTT foram o arroio do Palmito e o rio do Sabão, com valores entre 0,4 e 0,5. Os arroios São Domingos e Limitão e o rio Quebra Pernas apresentaram valores expressivos entre 0,3 e 0,4, os outros rios apresentaram valores menores. Para estes rios, os valores de FSV foram bem baixos, sendo entre 0,1 e 0,2 para os arroios do Palmito e Limitão e entre 0 e 0,1 para os outros rios.

A respeito das direções de deslocamento gerais identificadas pelos índices aplicados, que podem estar relacionadas a basculamento, 8 dos 16 rios analisados apresentaram direções distintas de FSTT e FSV, dentre eles o rio do Sabão, que demonstrou possuir valores de FSTT consideráveis e que, por consequência desta discrepância, podem ser duvidosos.

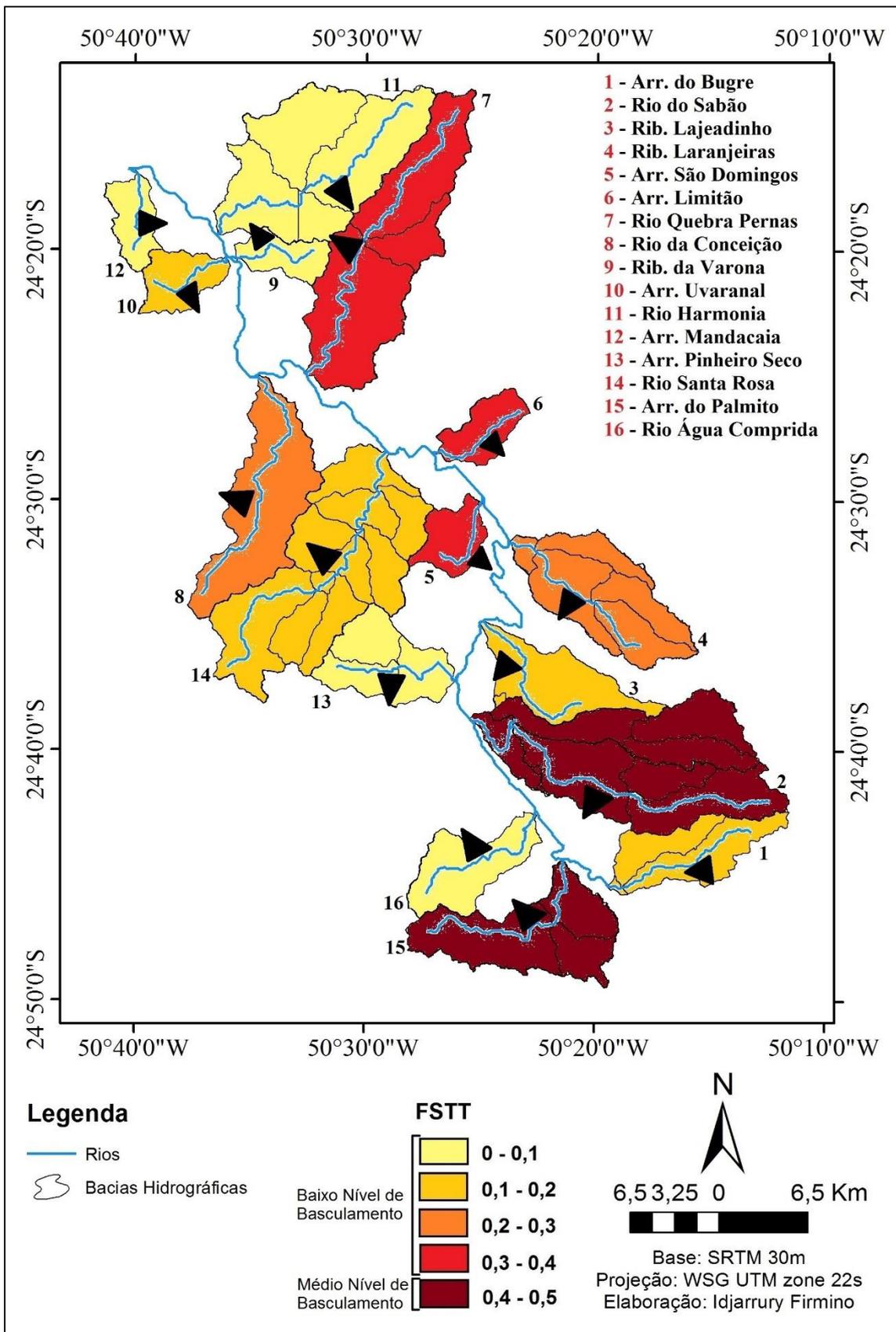


Figura 6.13: Valores e direções gerais de deslocamento da drenagem em relação à bacia obtidos pelo FSTT para cada bacia

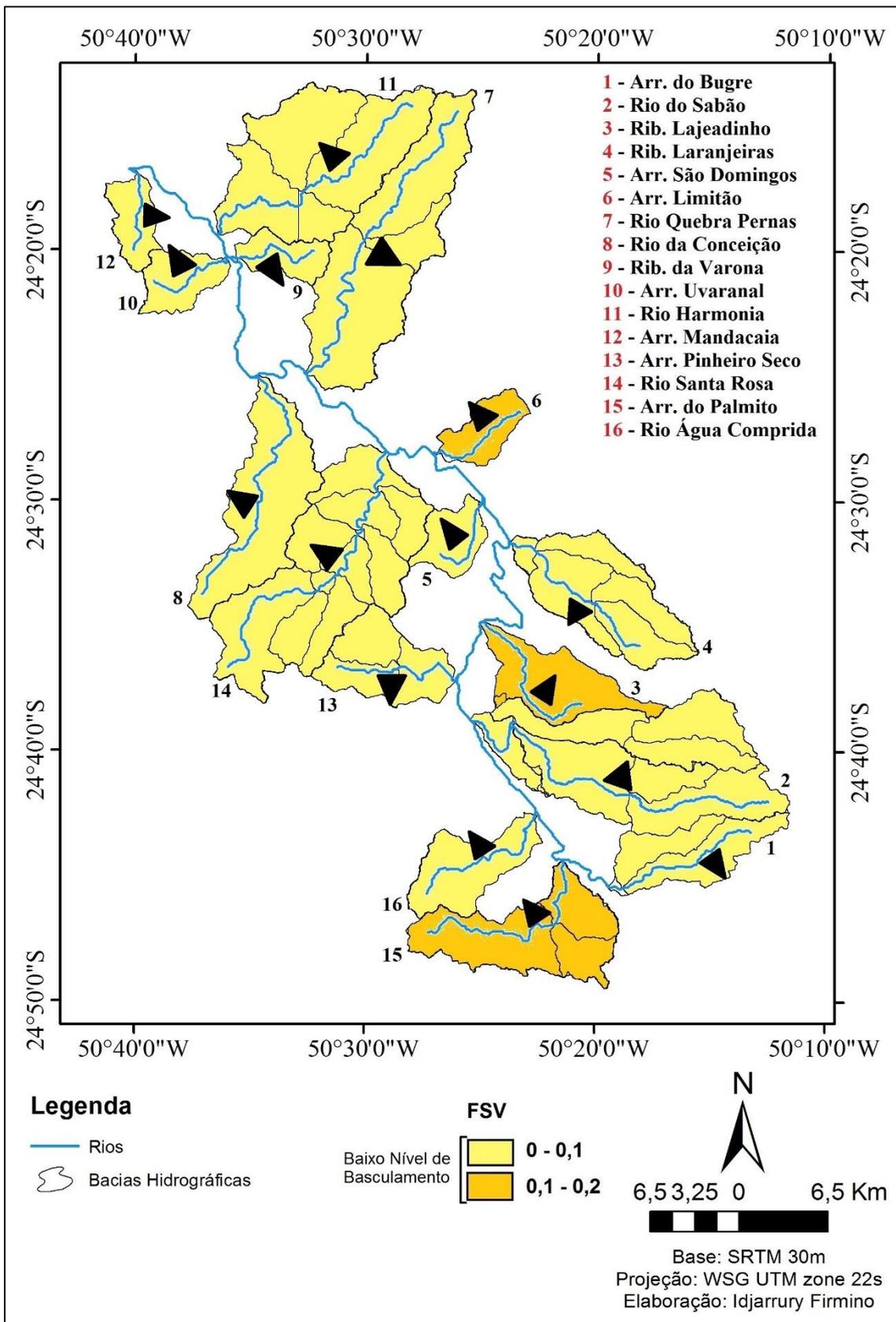


Figura 6.14: Valores e direções gerais de deslocamento da drenagem em relação ao vale obtidos pelo FSV para cada bacia

### **6.5.2. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e Fator de Simetria do Vale (FSV): resultados por transecto**

No geral, a média de valores obtidos pelo FSTT foi bem maior que aquelas obtidas pelo FSV. Os valores de FSTT variaram de 0 a 0,9, já os valores obtidos pelo FSV, nenhum ultrapassou a margem de 0,6. De modo diferente do método de classificação da análise geral, os valores de  $T$  e  $S_v$  foram ordenados em 5 classes, considerados os valores entre 0 – 0,2 como muito baixos, entre 0,21 – 0,4 como baixos, entre 0,41 – 0,6 como médios, entre 0,61 – 0,8 como altos e entre 0,81 – 1 como altíssimos.

Ao todo, foram obtidos 5 valores altíssimos de  $T$ : 2 no arroio do Palmito, 1 no rio do Sabão, 1 no ribeirão Lajeado e 1 no arroio Limitão.

A respeito das direções observadas pelos resultados por transecto, os valores obtidos pelo FSTT apresentaram possuir grupos de deslocamento preferenciais unidirecionais, que podem ser visualizados pela assimetria dos canais ao longo das bacias. De forma contrária, os resultados obtidos pelo FSV foram mais aleatórios, em muitos casos, não possuindo direções de deslocamento preferenciais. Na maioria dos casos, a margem de alternância de direção de deslocamento do rio em relação ao vale obtida pelo FSV foi de apenas 2 transectos.

Os resultados do FSTT e FSV obtidos por transecto podem ser visualizados nos mapas das figuras 6.15 e 6.16.

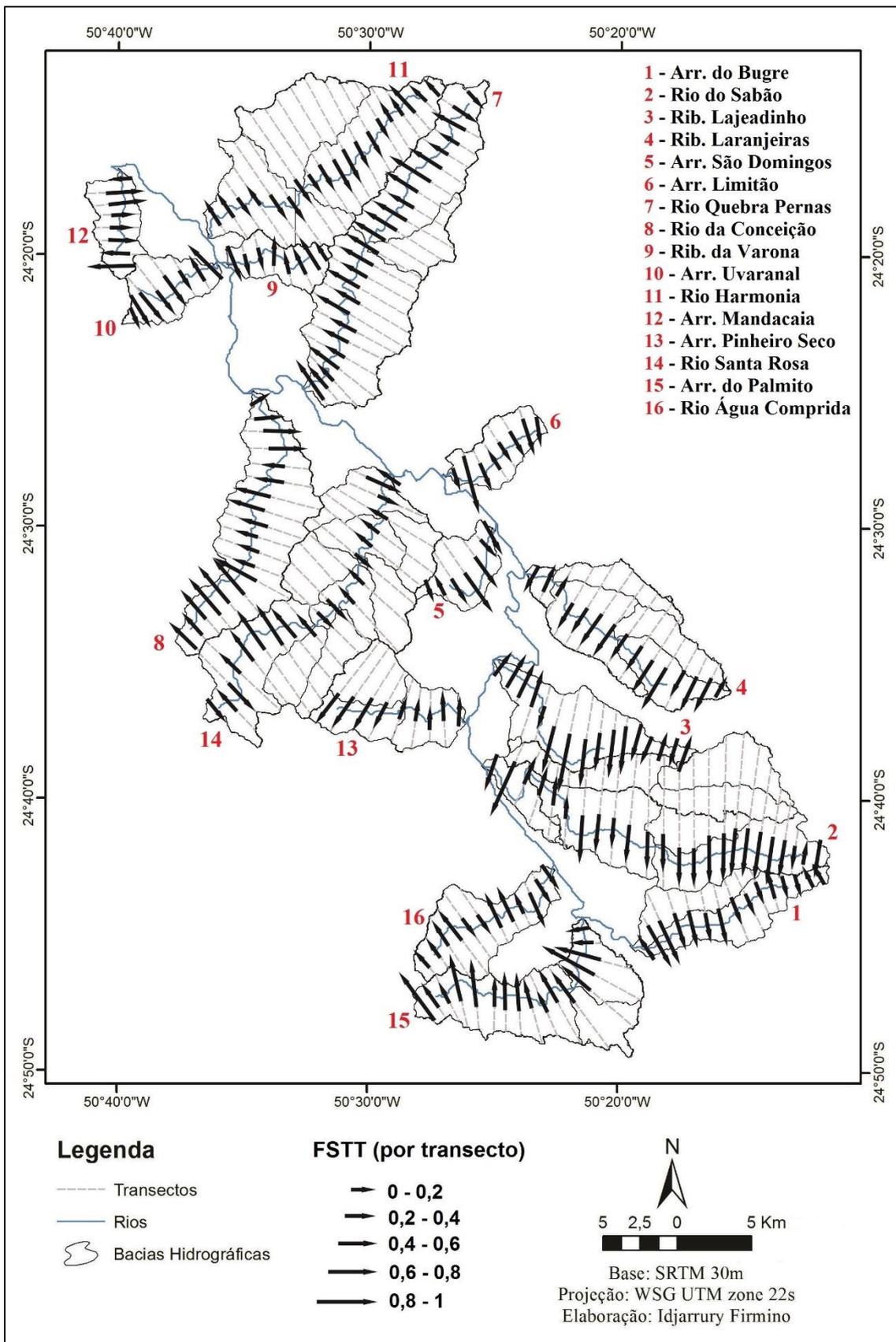


Figura 6.15: Valores e direções de deslocamento da drenagem em relação à bacia obtidos por transecto pelo FSTT

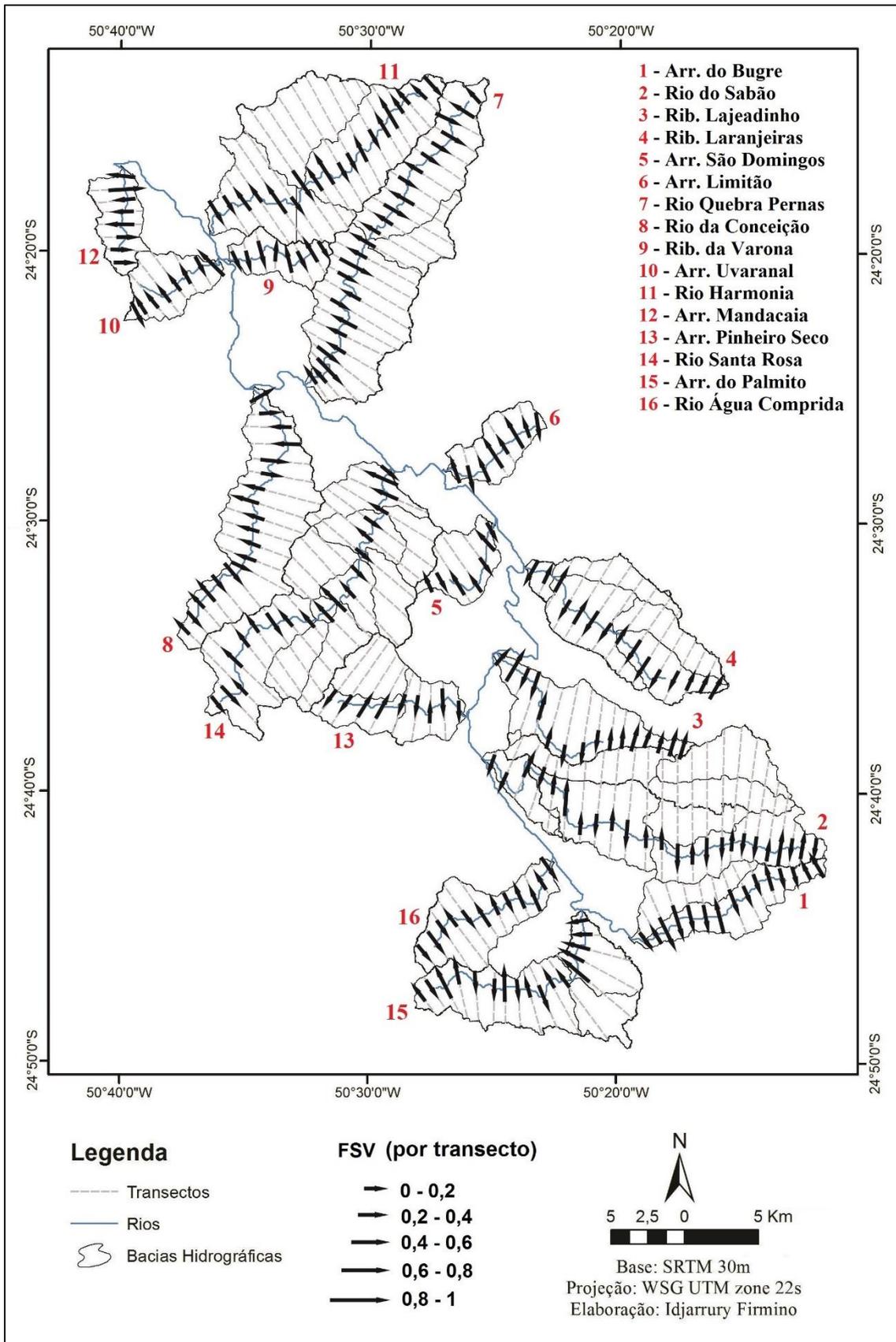


Figura 6.16: Valores e direções de deslocamento da drenagem em relação ao vale obtidos por transecto pelo FSV

## 6.6. Índice razão largura/profundidade do vale (Vf)

Os resultados obtidos pela aplicação do índice razão largura/profundidade do vale podem ser visualizados nas tabelas 6.3, 6.4 e na figura 6.17.

Nº	Rio, Arroio, Ribeirão ou Córrego	Vf (Média por rio)	Substrato
1	Arr. Do Bugre	0,996899986	Fm Furnas
2	Rio do Sabão	1,039170917	
3	Rib. Lajeado	1,302167142	
4	Rib. Laranjeiras	0,997814468	
5	Arr. São Domingos	1,342714901	Fm Ponta Grossa
6	Arr. Limitão	1,001608564	
7	Rio Quebra Pernas	1,52086306	Gr Itararé Indiviso
8	Rio da Conceição	0,968108228	
9	Rib. Da Varona	1,009960714	
10	Arr. Uvaranal	0,768050099	
11	Rio Harmonia	1,145008304	
12	Arr. Mandacaia	1,060561971	
13	Arr. Pinheiro Seco	1,090951401	Gr Itararé e Fm Ponta Grossa
14	Rio Santa Rosa	1,230568108	
15	Arr. Do Palmito	0,973312726	Gr Itararé, Fm Ponta Grossa e Fm Furnas
16	Rio Água Comprida	1,014299707	

Tabela 6.3: Média dos resultados por transecto do índice Vf obtido para cada rio analisado

Os resultados por transecto do índice Vf foram separados em 3 classes, sendo considerados aqueles entre 0 e 1 como vales em “V” fechado, como sendo ocasionados por potencial soerguimento tectônico, entre 1 e 2 como vales em “V” aberto, podendo terem sido causados por soerguimento tectônico menos recente ou processos inativos e entre 2 e 4,2 como vales em “U”, sem nenhuma causa tectônica aparente, podendo terem sido trabalhados principalmente por processos exógenos. Ao todo, os resultados por transecto variaram de 0,313714563 (no rio Santa Rosa) para vales em “V” fechado, e 4,135379593 (rio Quebra Pernas) para vales em “U”.

A respeito da média dos valores por transecto obtidos para cada rio, o arroio Uvaranal (Grupo Itararé) foi o que apresentou os menores índices, com uma média de 0,768050099, seguido pelo rio da Conceição (Grupo Itararé; 0,968108228) e pelo arroio do Palmito (Grupo Itararé, Formações Ponta Grossa e Furnas; 0,973312726).

Aqueles que apresentaram os maiores índices foram o rio Quebra Pernas (Grupo Itararé; 1,52086306), arroio São Domingos (Formação Ponta Grossa; 1,342714901) e ribeirão Lajeado (Formação Furnas; 1,302167142).

Substrato geológico	Índice Vf (Média por substrato geológico)
Formação Furnas	1,092552605
Formação Ponta Grossa	1,071657325
Grupo Itararé	1,16168397

Tabela 6.4: Média dos resultados por transecto do índice Vf obtido para cada unidade geológica

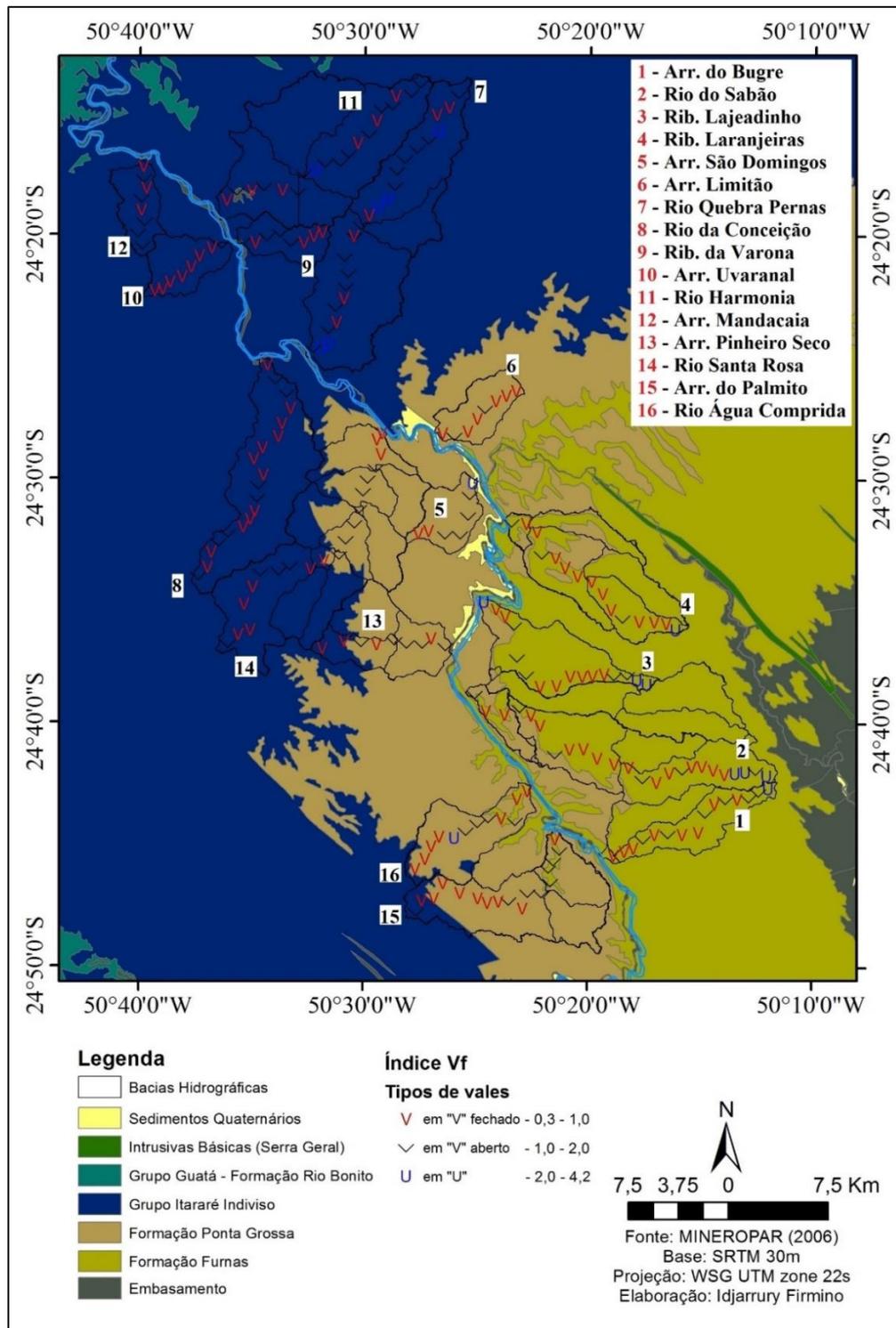


Figura 6.17: Tipos de vales fluviais identificados pelo índice Vf ao longo dos rios estudados

Os baixos valores obtidos são uma evidência que a área encontra-se em soerguimento.

### 6.7. Lineamentos fotogeológicos

Os lineamentos extraídos para a área de pesquisa podem ser visualizados no mapa da figura 6.18.

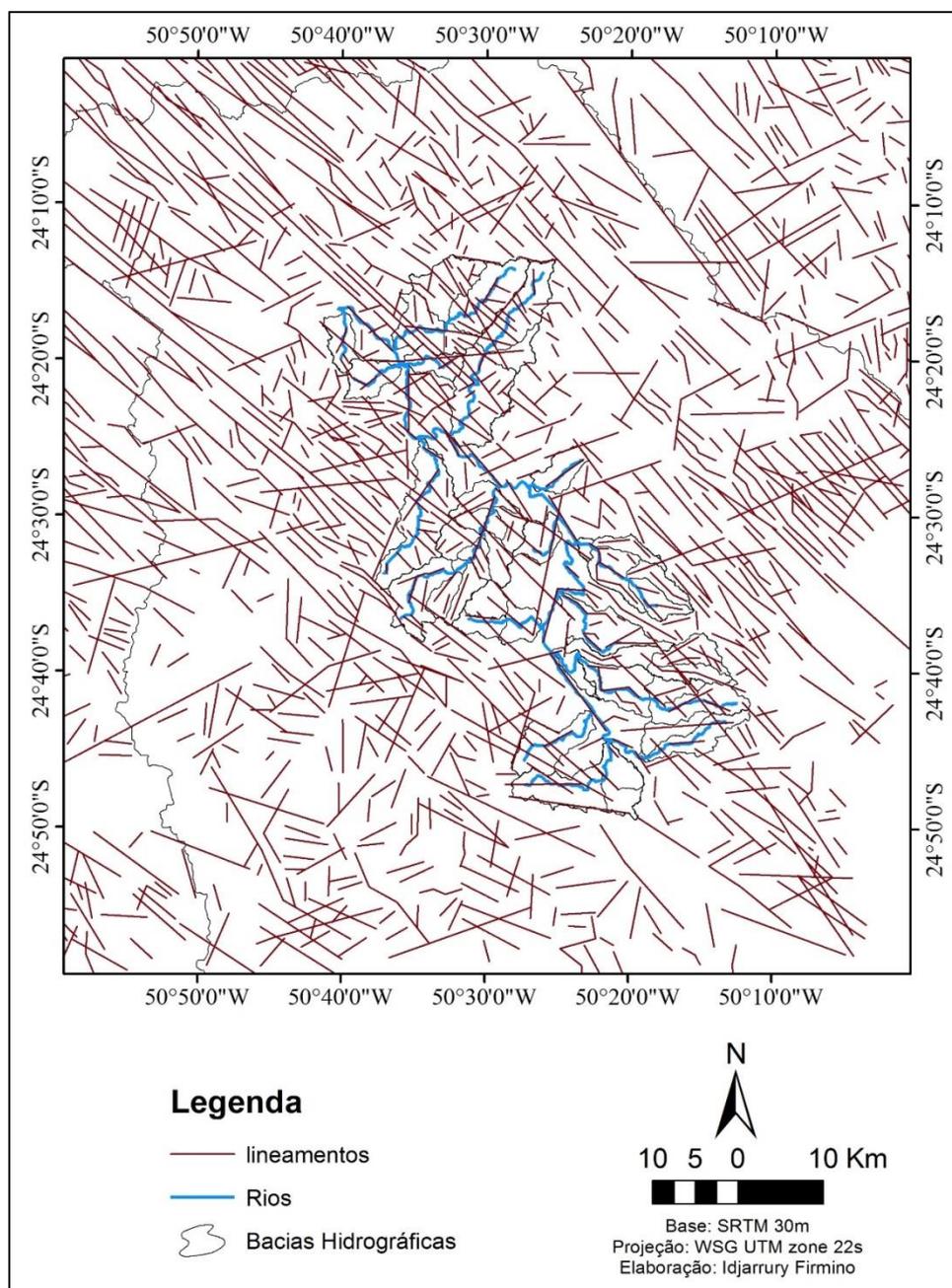


Figura 6.18: Mapa de localização dos lineamentos identificados na área de pesquisa

Ao todo, foram identificados 1036 lineamentos em uma área aproximada de 11000km<sup>2</sup>. No total, 21,62% dos lineamentos estão orientados no sentido NW-SE (40°-50°) (Gráfico 6.3), compondo a maioria das feições identificadas no quadrante. Outros dois principais grupos de lineamentos NW-SE estão orientados em 30°-40° e 50°-60°. Este grupo de lineamentos permite estabelecer um sistema de *trends* estruturais NW-SE associados à zona de falha Curitiba-Maringá.

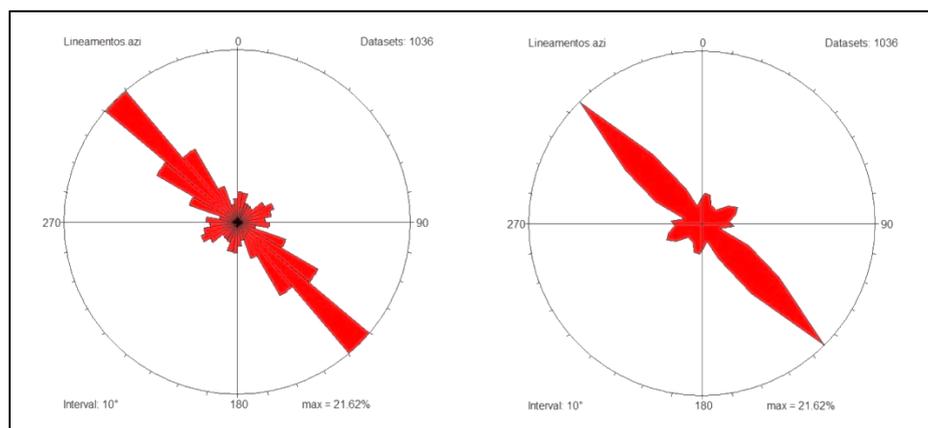


Gráfico 6.3: Diagramas de roseta com frequências absolutas dos lineamentos identificados na área de pesquisa

Além destes, é possível verificar mais 2 sistemas de lineamentos de menor expressão, orientados no sentido ENE-WSW (50°-90°) e NNE-SSW (0°-20°).

Para a área correspondente à Formação Furnas, foram identificados 228 lineamentos, dos quais 29,39% estão orientados para NW-SE (40°-50°), compondo a maioria (Gráfico 6.4).

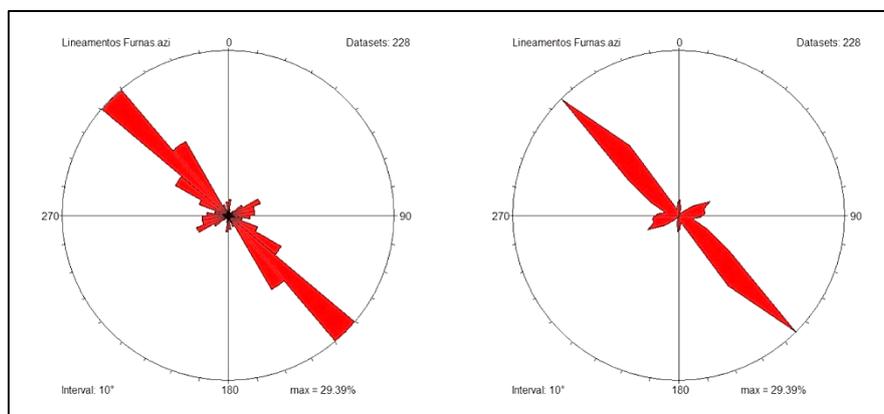


Gráfico 6.4: Diagramas de roseta com frequências absolutas dos lineamentos identificados na Formação Furnas para a área de pesquisa

Para a área correspondente à Formação Ponta Grossa, foram identificados apenas 124 lineamentos. Este pequeno número talvez esteja associado a menor extensão da área de ocorrência desta formação ou por consequência destas estruturas serem menos presentes ao longo dela.

Ao todo, 20,97% destes lineamentos também estão orientados para NW-SE ( $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ). De modo distinto para a Formação Furnas e para a área geral, a proporção de lineamentos para os grupos com direções distintas foi semelhante, permitindo destacar 4 grupos principais: um de direção NNW-SSE ( $20^{\circ}$ - $40^{\circ}$ ), um WNW-ESE ( $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ), um N-S ( $0^{\circ}$ - $20^{\circ}$ ) e um ENE-WSW ( $60^{\circ}$ - $80^{\circ}$ ).

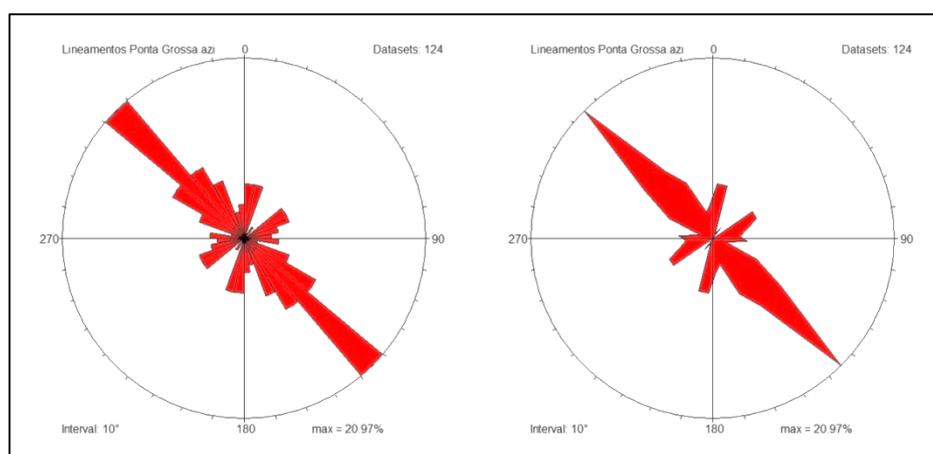


Gráfico 6.5: Diagramas de roseta com frequências absolutas dos lineamentos identificados na Formação Ponta Grossa para a área de pesquisa

Para o Grupo Itararé, foram identificados 509 lineamentos, dos quais 16,31% estão direcionados para NW-SE ( $40^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ). Os outros principais grupos de lineamentos também estão dispostos nesta direção, indo de  $20^{\circ}$ - $40^{\circ}$  e  $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$ .

Os outros lineamentos mostraram possuir direções distintas, em uma dispersão radial indo de N-S para E-W no sentido NE-SW, não permitindo agrupá-las como nas outras ocasiões, demonstrando a diversidade de estruturas influenciadas por regimes distintos que existem nesta formação.

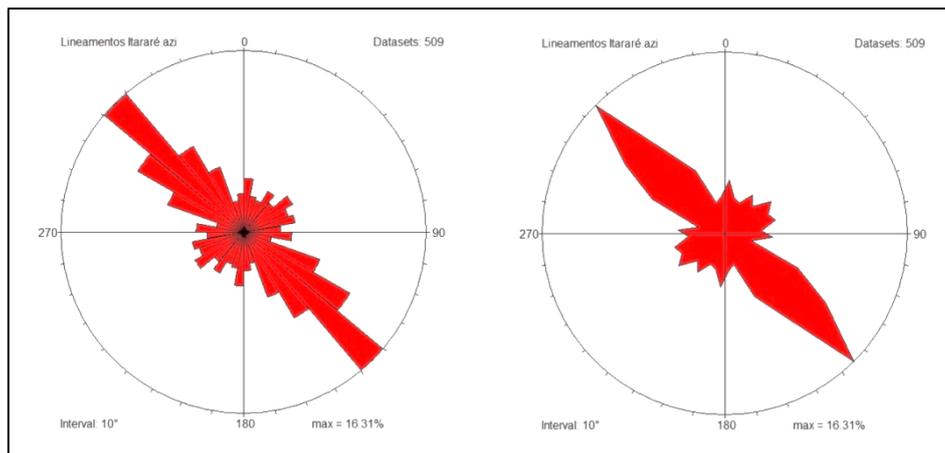


Gráfico 6.6: Diagramas de roseta com frequências absolutas dos lineamentos identificados no Grupo Itararé para a área de pesquisa

O mapa de densidade de lineamentos (Figura 6.19) permitiu identificar duas áreas principais de concentrações destas estruturas: uma na Formação Furnas, ao longo do reverso da escarpa devoniana, associada principalmente a uma concentração principal de lineamentos NW-SE e um sistema secundário de lineamentos NE-SW, outra no Grupo Itararé, entre as bacias dos rios Quebra Pernas e Harmonia, com um eixo que se estende para a vertente esquerda do rio Tibagi, associada a estruturas maiores de direção NW-SE e estruturas menores de direções NE-SW, E-W e ENE-WSW.

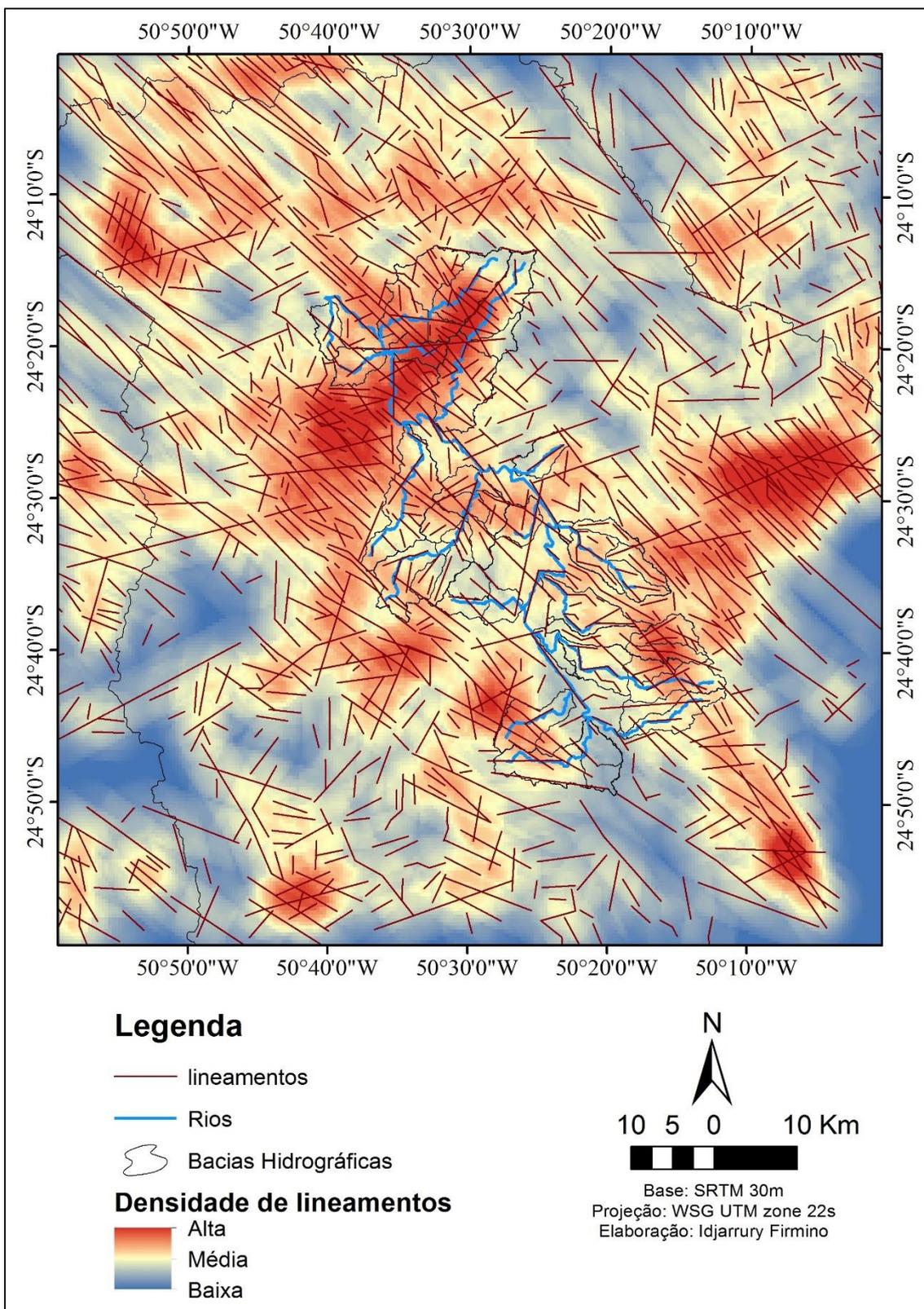


Figura 6.19: Mapa de densidade de lineamentos fotogeológicos identificados na área de pesquisa

## 6.8. Tipos de fraturas

Ao longo da PR-340 foram identificadas diversas fraturas em rochas do Grupo Itararé, da Formação Ponta Grossa e em diques de Diabásio.

Todas as fraturas identificadas se comportam de forma extensional, sem planos de cisalhamento aparente e por isso podem ser classificadas como juntas.

No Grupo Itararé, foram identificados três principais sistemas de fraturas extensionais: um vertical a subvertical de direção NW, um vertical a subvertical de direção ENE e outro subhorizontal.

Os sistemas de fraturas verticais a subverticais (Figura 6.20) formam um conjunto truncado de juntas paralelas e oblíquas entre si, com mergulhos entre  $79^\circ$  e  $90^\circ$ , de densidade regular, muitas vezes com direções distintas, sem uma ordem aparente, direcionados principalmente para NNW e ENE.



Figura 6.20: Sistemas de fraturas verticais a subverticais NNW e ENE e subhorizontais no Grupo Itararé / Fonte: autor

O arranjo em sistema de fraturas pode ser observado na figura 6.20c, onde ocorre um sistema de fraturas verticais, com  $89^\circ$  de mergulho e de direção  $NNW340^\circ$ , assim como para o ponto da figura 6.20d, que revela um sistema de fraturas verticais, com  $90^\circ$  de mergulho e de direção  $ENE85^\circ$ .

Para o ponto da figura 6.20b, o afloramento revela um sistema complexo de fraturas subverticais entre as direções  $NNW340^\circ$  a  $350^\circ$  e  $ENE70^\circ$  a  $80^\circ$ .

Em outro afloramento mais complexo do Grupo Itararé, foram identificados 4 sistemas principais de fraturas verticais (Figura 6.21), mesmo sobre rocha alterada, sendo 2 de direção  $ENE$  ( $65^\circ$  e  $80^\circ$ ), 1 de direção  $N$  e 1 de direção  $NW$ .

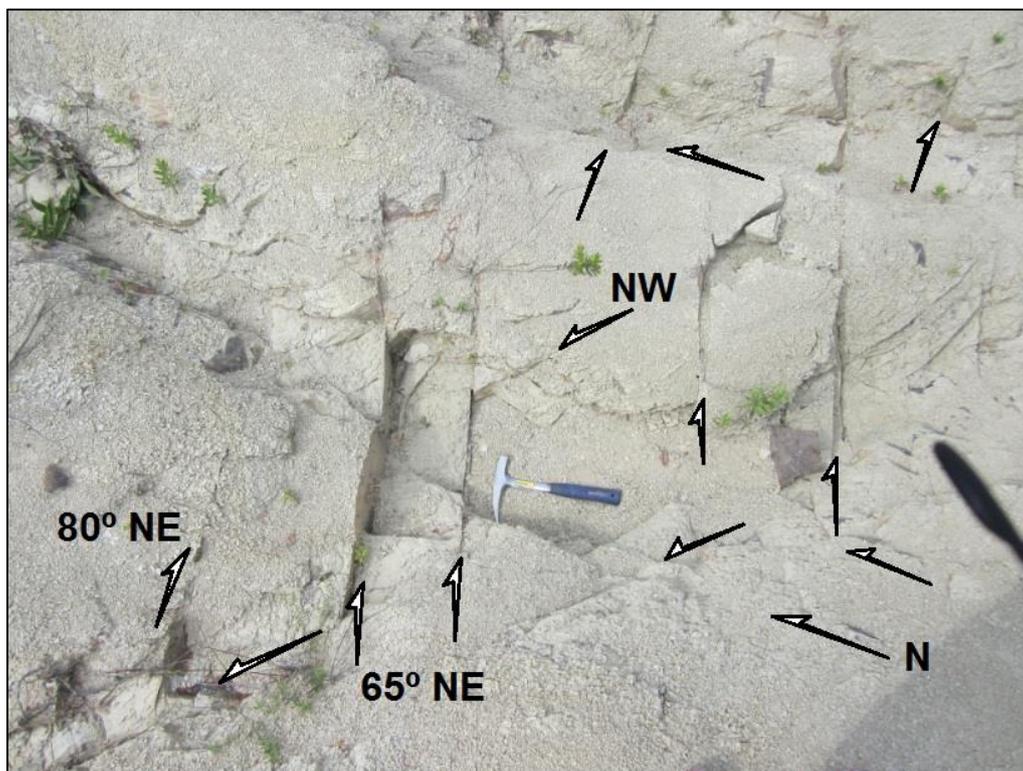


Figura 6.21: Sistema truncado de fraturas verticais a subverticais com direções  $NE 65^\circ$  e  $80^\circ$ ,  $N$  e  $NW$  no Grupo Itararé

Fonte: Autor

O sistema de fraturas subhorizontais ocorre em menor proporção, sendo que, nos cortes analisados (Figura 6.20a, b e c) foram identificadas entre uma e duas fraturas com este tipo de mergulho variando entre  $0^\circ$  e  $5^\circ$ , de densidade regular.

Nos afloramentos da Formação Ponta Grossa, foram visualizados basicamente o mesmo sistema de fraturas descrito nos afloramentos do Grupo Itararé, ocorrendo em

grande densidade com mergulhos verticais a subverticais, porém, com direções diferentes entre WNW e NE.

Em um dos cortes de estrada (Figura 6.22) foi possível visualizar duas fraturas extensionais com  $89^\circ$  de mergulho de direção WNW $280^\circ$ , de densidade regular e paralelas entre si. Em outro corte, houve um sistema de fraturas com maior densidade, compondo de forma proporcional fraturas verticais a subverticais de direções entre W $270^\circ$  e WNW $290^\circ$  e principalmente NE entre  $40^\circ$  e  $45^\circ$ , com densidade regular.



Figura 6.22: Sistema de fraturas verticais a subverticais de direções NW e NE na Formação Ponta Grossa

Fonte: autor

Ao longo dessa Formação, não foram identificadas fraturas subhorizontais, como no Grupo Itararé, talvez, por consequência da estratificação desta rocha paralela à estas estruturas não permitir visualiza-las.

## **7. DISCUSSÕES**

### **7.1. Análise da rede de drenagem e anomalias de drenagem**

A forma predominante do padrão de drenagem em treliça (Figura 6.4) evidencia o que já era esperado: um forte grau de controle estrutural exercido pela alta incidência de diques de diabásio ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa e áreas próximas.

A direção preferencial de NW-SE da rede de canais de 2ª e 3ª ordens e do rio Tibagi coincidem com a direção da disposição dos diques e do arqueamento, mostrando que estes canais se estabeleceram sob este controle. Em algumas áreas é possível observar verdadeiros corredores de interflúvios NW-SE formados pelos diques e separando paralelamente extensas redes de canais.

Os outros canais se dispõem na direção NE-SW, orientados pela topografia geral exercida pelo vale do rio Tibagi para os tributários principais de 4ª e 5ª ordem e por zonas de falhas e fraturas, principalmente para os rios de 1ª ordem.

As áreas em que a rede foi classificada como subdendrítica (Figura 6.4) revelam um menor grau de controle estrutural exercido pelos diques, por consequência da pequena proporção de intrusões presentes nesta área (Figura 3.3) ocasionada pela distância maior do eixo do arqueamento. Mesmo para as áreas das bacias do rio Santa Rosa e arroios São Domingos e Pinheiro Seco, que se encontram próximas deste eixo, o grau de controle foi muito baixo, provavelmente em resposta à pequena influência que os diques exercem sobre a rede de drenagem ao longo da Formação Ponta Grossa nesta área, em específico.

De certa forma, este controle exercido pelos diques nesta área ainda é evidente, levando-se em conta a direção preferencial dos canais de 2ª ordem e de alguns canais de 1ª ordem no sentido NW-SE.

A rede de canais de padrão paralelo também está intimamente ligada ao controle estrutural dos diques, porém, são canais retilíneos mais extensos e com menor índice de bifurcação e incidência de canais de ordens inferiores. O controle é efetuado por falhas na direção NW-SE.

A área identificada por uma rede de canais de padrão treliça junta ocorre entre a testa da escarpa e ao longo do reverso da *cuesta*. O que a diferencia da rede de canais paralelos é a ocorrência de falhas e fraturas na Formação Furnas de direção NE-SW que controlam diversos canais de 1ª ordem e até mesmo canais de 3ª e 4ª ordem.

Enfim, a rede de drenagem subtreliça a radial também ocorre por consequência do controle estrutural dos diques e da reentrância do Arco de Ponta Grossa. Este último controle fica evidente pela dispersão dos canais de 3ª e 4ª ordens, onde estes adquirem direções NW-SE no flanco norte, E-W no flanco oeste e NE-SW no flanco sul, em uma dispersão radial (Figura 7.1).

Por meio da análise da tropia dos canais de 1ª ordem e ordens superiores, foi possível identificar uma área com um padrão tridirecional, com a direção preferencial de canais NW-SE e direções anômalas N-S e E-W (Figura 7.2) que fogem totalmente do padrão de controle exercido pelos diques. O lineamento N-S exerce controle até mesmo para um longo trecho do rio Tibagi, evidenciando ser mais antigo. De certa forma, como não ocorrem diques nestas direções, provavelmente estes trechos fluviais são controlados por estruturas tectônicas mais recentes.

Os lineamentos de direção E-W são descontinuidades mais difíceis de se identificar, pois comportam rios de 1ª, 2ª e até 3ª ordens. É possivelmente mais recente que o lineamento N-S, por encaixar rios de ordens inferiores e deve comportar estruturas como fraturas por onde estes rios percorrem.

As outras evidências geradas por controle tectônico são representadas pelas anomalias de drenagem do rio Tibagi identificadas pelas imagens de satélite. A extensa retilinearidade identificada no percurso inicial do rio evidencia o intenso controle estrutural exercido pelos diques de diabásio.

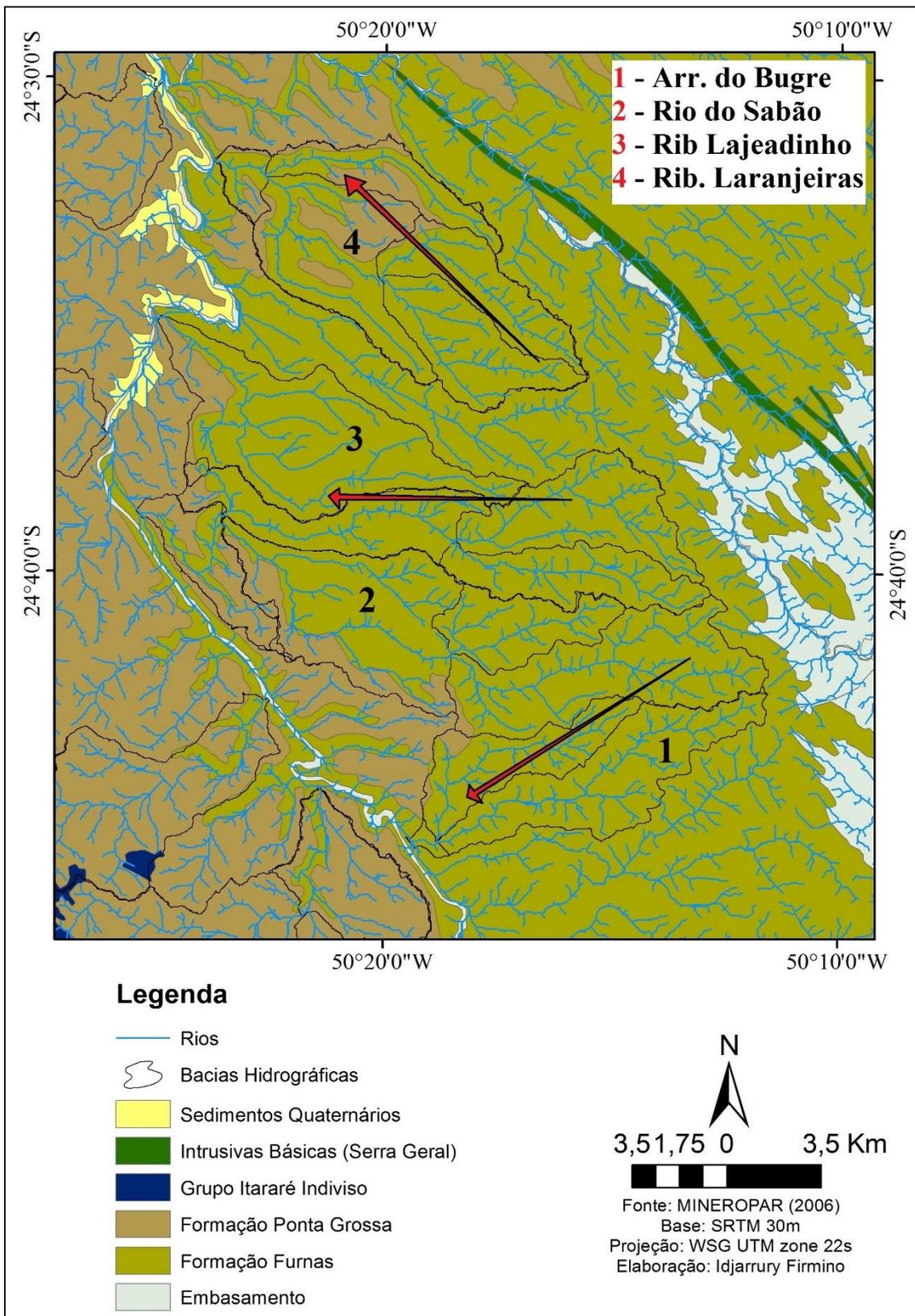


Figura 7.1: Dispersão radial dos canais principais influenciados pelo eixo do Arco de Ponta Grossa na Formação Furnas

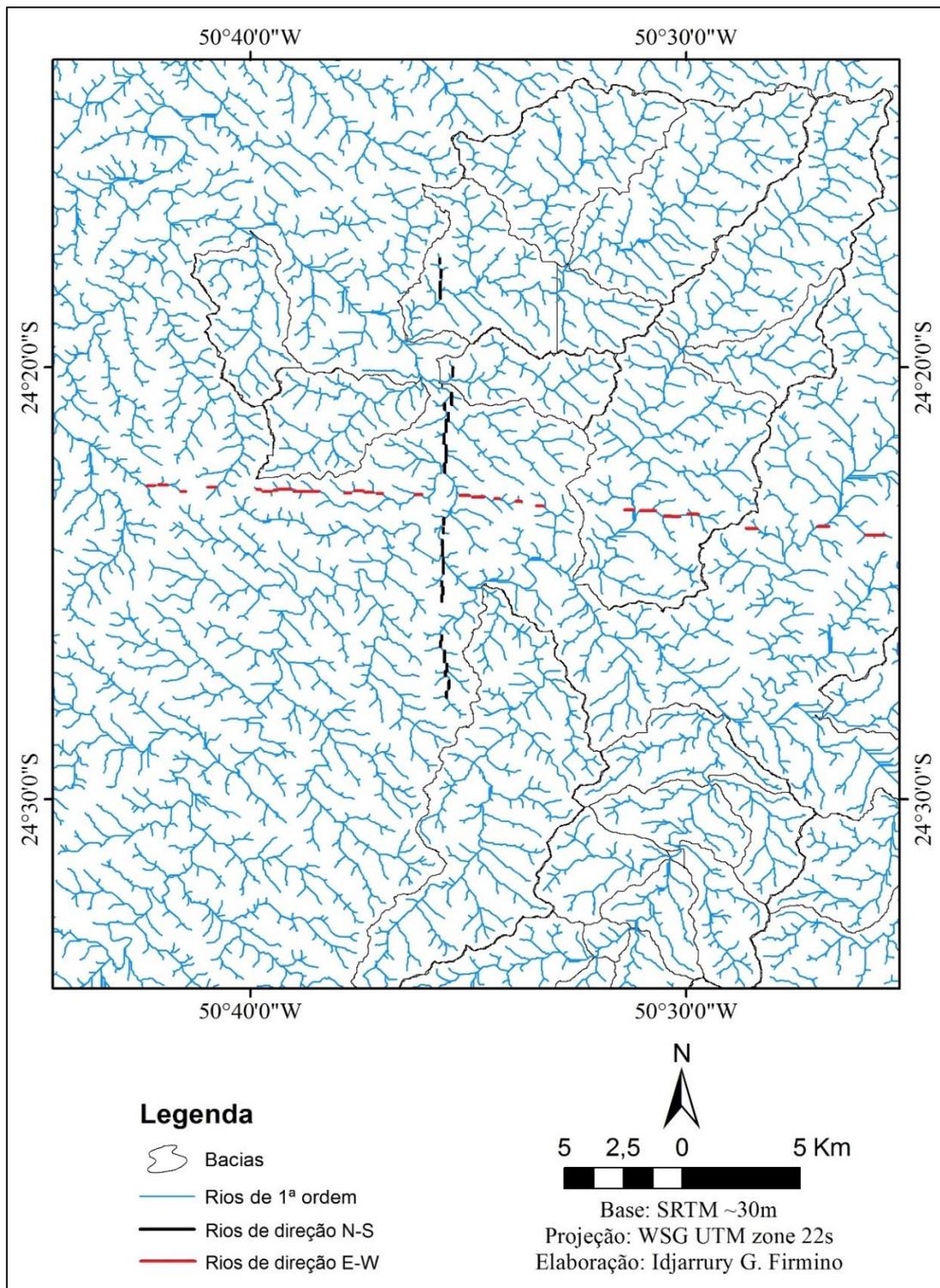


Figura 7.2: Tropa tridirecional em trecho do rio Tibagi, com lineamentos de rios em direções NW-SE, N-S e E-W

As inflexões identificadas ao longo do percurso do rio entre as Formações Furnas e Ponta Grossa parecem ser semelhantes, todas com ângulos oblíquos direcionados para SE. Estas inflexões demonstram forte relação com uma sequência de estruturas que se desenvolvem neste sentido, compostas pelos diques de diabásio e zonas de falhas, ainda

que muitas omitidas pela carta geológica da MINEROPAR (2006). Seus deslocamentos para SE refletem um segundo tipo de controle em exercício sobre a área. Este controle pode se caracterizar por um sistema de falhas transcorrentes dextrais de sentido NW-SE, que movimentam os blocos delimitados pelos diques, ou também pode estar relacionado a um sistema de falhas normais de sentido NE-SW, controlado por um regime distensivo, exercendo basculamento sobre estes blocos para NW ou SE.

As retilinearidades e curvaturas identificadas ao longo do percurso do Grupo Itararé demonstram um controle diferente daquele identificado nas Formações Furnas e Ponta Grossa. Aparentemente existe uma falha de sentido N-S que controla parte do rio Tibagi e um conjunto de afluentes, porém, inativa, e uma outra perpendicular a esta, também inativa. De modo geral, nesta área o rio também é controlado pelos diques, muitas vezes se superimpondo transversalmente a estas estruturas, graças a fraturas ou falhas de direção NE-SW.

A respeito dos sedimentos quaternários e dos níveis de terraços em margens distintas, é muito importante verificar principalmente a gênese dos paleocanais identificados. Ao longo do trecho do rio Tibagi nas proximidades da foz do rio do Sabão, ocorre uma das feições sedimentares mais interessantes. A área é marcada pela presença de níveis de terraço na margem direita do rio, onde também é possível identificar um alinhamento relacionado a um paleocanal do rio naquele local e o desenvolvimento de meandros comprimidos nos trechos finais do rio do Sabão (Figura 7.3).

O desenvolvimento deste paleocanal (Figura 7.3) e da planície fluvial em que ele se encontra é um indício de que houve um processo de basculamento com soerguimento da vertente direita e subsidência da vertente esquerda do rio Tibagi. Tais movimentos teriam proporcionado o deslocamento do canal para a margem esquerda, criando níveis de terraço na margem direita e o desenvolvimento de meandros mais recentes na foz do rio do Sabão.

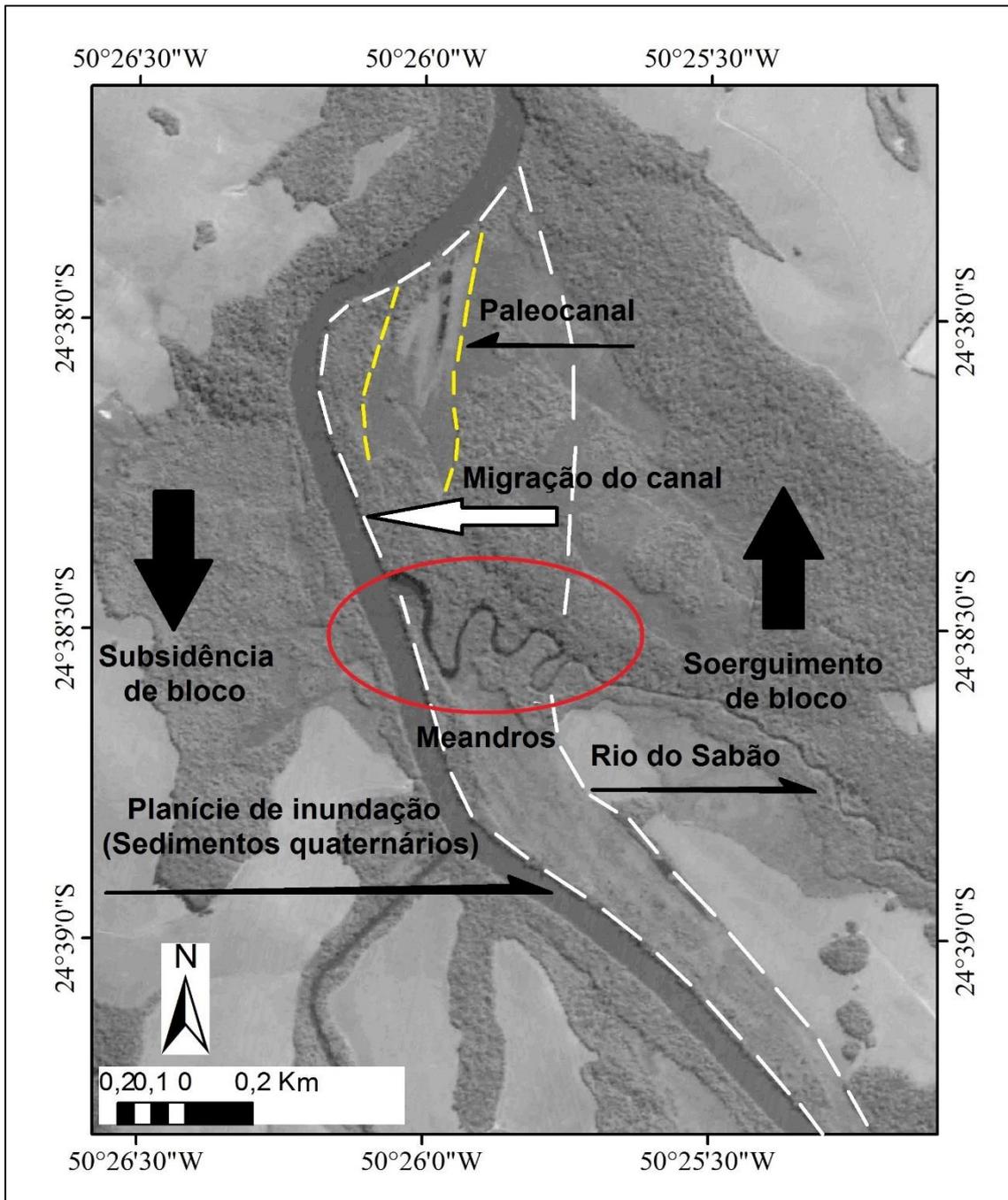


Figura 7.3: Paleocanal do rio Tibagi identificado nas proximidades da foz do rio do Sabão por sobre sedimentos quaternários, controlado tectonicamente  
 Fonte: Satélite CBERS 2B

O paleocanal da figura 7.4 está localizado em uma pequena curvatura do rio para a margem direita, representando um deslocamento contrário àquele identificado nas proximidades do rio do Sabão.

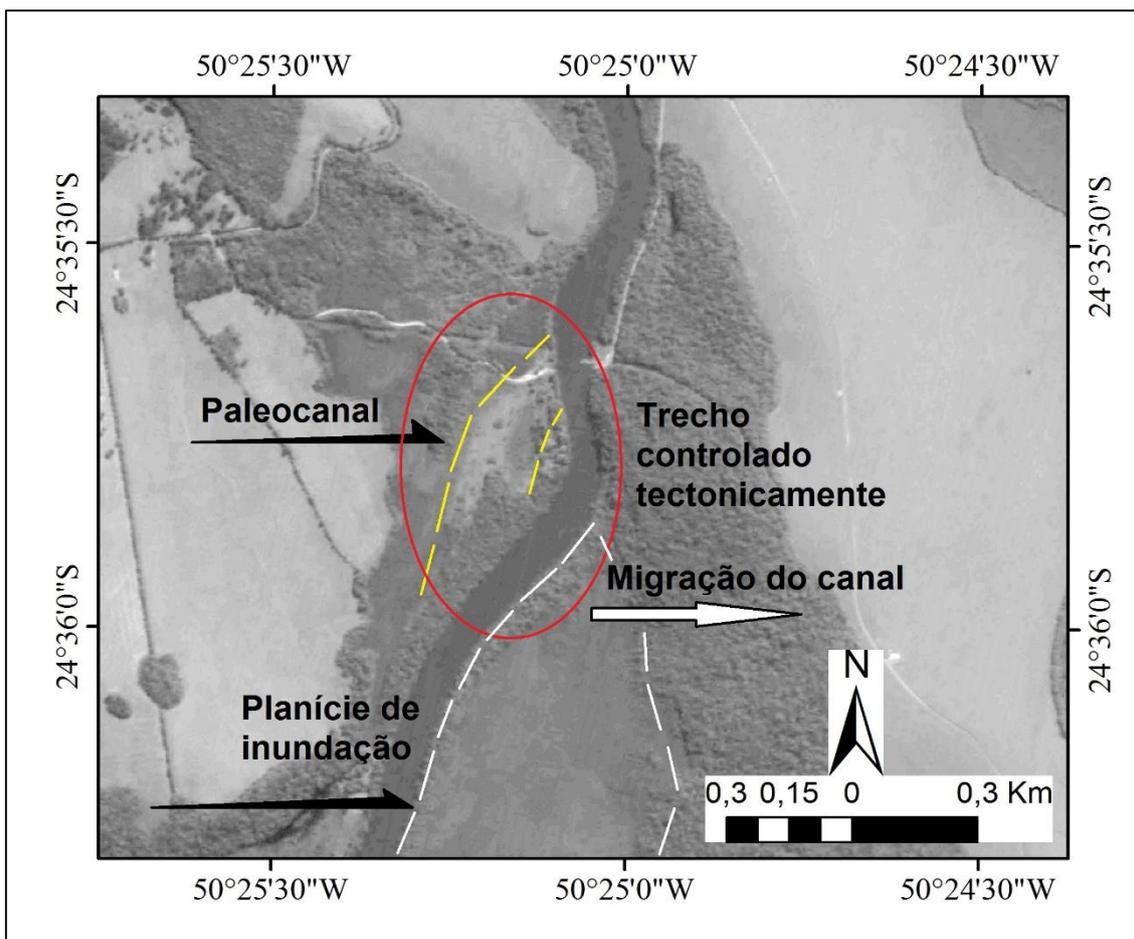


Figura 7.4: Paleocanal do rio Tibagi entre ambas as foz do rio do Sabão e do ribeirão Lajeadinho por sobre sedimentos quaternários, controlado tectonicamente  
 Fonte: Satélite CBERS 2B

Aparentemente, por consequência da proximidade dos dois locais, ambos estão relacionados ao mesmo processo, o que pode ser um soerguimento geral deste bloco controlado por um regime distensivo de sentido NW-SE, com consequente soerguimento e rebaixamento de blocos divididos pelos sistemas de falhas preenchidas por diques de diabásio.

## 7.2. Densidade de Drenagem

Os resultados obtidos para a extração da densidade de drenagem permitiram identificar dois fatores condicionantes principais: a hierarquia fluvial e o controle litológico.

A respeito do fator hierarquia fluvial, a bacia do rio Tibagi apresenta alta densidade de drenagem na área de pesquisa. Esta densidade ocorre em virtude deste rio ser o alinhamento de menor altitude da bacia hidrográfica regional, marcando um nível

de base para onde todas as águas desta bacia convergem. O mesmo pode ser observado nos tributários principais, onde a densidade registrada variou de média a alta para as vertentes proximais e de baixa a média para os interflúvios.

A respeito do controle litológico, este fator foi responsável pelo contraste de densidade de drenagem entre as passagens da Formação Furnas para a Formação Ponta Grossa.

Os rios da Formação Furnas, no geral, apresentaram de baixa a média densidade de drenagem. Caracterizados principalmente por serem rios encaixados, o alto desnível topográfico por onde estes rios correm e o controle por falhas proporcionaram rios com retilinearidades mais extensas e baixo índice de bifurcação, resultando em uma área com poucos rios e com vertentes pouco dissecadas de baixa declividade (Figura 6.1), a não ser nas paredes das gargantas e dos cânions.

O baixo desnível topográfico registrado nas áreas da Formação Ponta Grossa e do Grupo Itararé proporcionaram rios com uma dinâmica diferente daqueles da Formação Furnas. Nestas áreas os rios possuem densidades baixas, médias e altas associadas principalmente ao controle da hierarquia fluvial. É evidente que a declividade das vertentes dos vales do Grupo Itararé (Figura 6.1) é maior que as das outras unidades geológicas, o que permite a ocorrência de densidade de drenagem ligeiramente mais elevada.

A área restrita em que há sedimentos quaternários ao longo das margens do rio Tibagi ocorre no segmento em que o rio corta os alinhamentos dos diques de diabásio. Os sedimentos ocorrem por consequência do controle estrutural dos diques, que formam níveis de base em diferentes trajetos. A alta densidade ocorre por consequência da baixa declividade do percurso, da alta disponibilidade hídrica, alta permeabilidade do solo e pela acumulação hídrica associada aos níveis de base local.

### **7.3. Índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e *Distance-Slope* (DS)**

Os resultados obtidos a partir da aplicação dos índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e *Distance-Slope* (DS) foram satisfatórios.

Apesar da discrepância espacial dos resultados, é possível interpretar que os valores dos dados obtidos dependem, em primeira instância, da diferença altimétrica da declividade de *knickpoints* para o índice RDE e do valor de  $\lambda$  para o índice DS.

Certamente, este foi um dos motivos principais para os resultados dos valores anômalos muito altos e altíssimos de ambos os índices terem ocorrido em rios diferentes.

Os rios com os maiores resultados de índice RDE com classes de anomalias muito altas e altíssimas apresentaram valores de  $RDE_{tot}$  entre 60 e 90, a não ser o rio Tibagi, com um valor da ordem de 120. De certo modo, estes valores não influenciaram tanto para os resultados de trechos anômalos, sendo que estes resultados estão mais relacionados aos *knickpoints* identificados no perfil. Outra característica importante para a obtenção dos resultados deste índice está relacionada à sua equação, que tende a obter valores maiores para pontos a jusante. Por isso os trechos de anomalias muito altas identificadas nos rios do Grupo Itararé estão restritos a *knickpoints* dos baixos cursos.

De modo distinto, os valores de  $\lambda$  para os rios que apresentaram os resultados de índice DS com anomalias muito altas e altíssimas foram bem baixos, sendo eles o arroio do Bugre ( $\lambda = 0,2656$ ), o ribeirão Laranjeiras ( $\lambda = 0,3405$ ) e o arroio Mandacaia ( $\lambda = 0,1663$ ), implicando que estes valores influenciaram diretamente nos resultados do índice DS. A equação deste índice também permitiu aferir valores altos para os pontos iniciais de todas as drenagens, porque a equação final (Eq. 06) não leva em consideração a distância acumulada dos percursos, gerando resultados duvidosos.

### 7.2.1. Estruturas, contatos litológicos e lineamentos

Os resultados de RDE e DS obtidos em segmentos fluviais que atravessam áreas de contatos litológicos mostraram-se diversificados, mas significantes. Os dois intervalos mais interessantes estão relacionados às passagens das rochas do Grupo Itararé para as rochas da Formação Ponta Grossa, no rio Santa Rosa e no arroio Pinheiro Seco. Nestes dois locais as anomalias foram muito altas e altíssimas. Para o rio Santa Rosa, o resultado do RDE foi da ordem de 46 e do DS, da ordem de 0,07. Para o arroio Pinheiro Seco, o resultado do RDE foi da ordem de 5, porém o DS foi da ordem de 0,11. Estes resultados demonstram a diversidade litológica entre as duas Formações (apesar de ambas serem compostas por pelitos) em resposta aos processos de erosão, mais intensos nas rochas do Grupo Itararé, e pedimentação, mais intensa nas rochas da Formação Ponta Grossa.

Ambos os trechos estão associados a rupturas de declive, marcada por um *knickpoint* da ordem de 100m de altura no rio Santa Rosa (salto Santa Rosa) e um elevado desnível topográfico da ordem de 130m em apenas um quilômetro no arroio Pinheiro Seco. Estes intervalos apresentam quedas d'água em patamares (Figura 7.6). No salto

Santo Rosa (Figura 7.5), a queda d'água é controlada por um dique transversal ao fluxo do rio, exibindo um interessante controle litológico, conforme mostrado no mapa da figura 6.11. Já para o trecho do arroio Pinheiro Seco, este é aparentemente controlado apenas pelo contato litológico.



Figura 7.5: Salto Santa Rosa. Queda d'água controlado por um dique de diabásio que atravessa as rochas da Formação Ponta Grossa na base e do Grupo Itararé no topo  
Fonte: autor

Para os outros segmentos que atravessam áreas de contatos litológicos, os resultados de RDE e DS foram muito baixos. Nem mesmo no rio Tibagi houve valores com anomalias consideráveis.



Figura 7.6: Parte superior do salto Santa Rosa, evidenciando o controle estrutural exercido pelo dique sobre o trecho do rio e um sistema de quedas d'água em patamares  
Fonte: autor

Quase todas as anomalias identificadas tanto pelo índice RDE quanto DS estão diretamente relacionadas ao controle exercido pelas desembocaduras de tributários ou às estruturas rúpteis presentes na área de estudo (Figuras 6.11 e 6.12). De modo geral, todos os rios analisados (a não ser o rio Tibagi) são rios subsequentes que atravessam de forma transversal estas estruturas, revelando, por meio de rupturas, o alto grau de controle exercido por elas. O controle exercido pelos diques é marcante em quase todos os *knickpoints* identificados, causando agradação à montante dos trechos fluviais e erosão à jusante.

Entretanto, algumas anomalias não estão associadas às estruturas aparentes, como o trecho de anomalia RDE muito alta presente nas desembocaduras do ribeirão da Varona e do rio Harmonia (Figura 6.11). Estes trechos são marcados por desníveis que variam da ordem de 20m a 30m, e podem estar relacionados à forte incisão fluvial provocada pelo rio Tibagi nas rochas do Grupo Itararé, atrelado, provavelmente, a sua baixa resistência litológica e alta capacidade de erosão do rio, somado a um processo de soerguimento local restrito, proporcionando declividades mais altas nos vales (Figura 6.1). Não se descarta

contudo, a presença de estruturas omitidas pela carta geológica da MINEROPAR (2006) e sua possível influência na formação de níveis de base local, como os dois diques de diabásio presentes no baixo curso do rio Quebra Pernas (Figuras 6.11 e 6.12). Seus elevados valores também podem estar associados a processos tectônicos ativos causados por um sistema de falhas normais. As altas declividades nestes trechos destes rios refletem um total desequilíbrio fluvial dos rios que cortam o Grupo Itararé.

Os outros trechos sem associação com estruturas rúpteis aparentes foram identificados pelo índice DS e estão relacionados aos trechos anômalos do ribeirão Laranjeiras e do arroio Mandacaia (Figura 6.12). Ambos os rios possuem todos os trechos anômalos, porém, pouca ou quase nenhuma presença de estruturas.

O ribeirão Laranjeiras é pouco desenvolvido, sendo que seu perfil se mostra quase retilíneo, com pouca concavidade. O rio se desenvolve em posição adjacente a um dique de diabásio que condiciona um intervalo de anomalia muita alta. Além disso, um de seus afluentes é controlado por falha.

As anomalias identificadas no arroio Mandacaia estão presentes em seu alto e baixo curso e não possuem motivos aparentes, sendo que ambos os rios possuem anomalias com fortes chances de estarem relacionadas à movimentação recente.

As anomalias identificadas no rio Tibagi também foram bastante expressivas, uma vez que o rio apresentou a maior média de anomalias no índice RDE. Ao todo foram 3 anomalias muito altas e 1 altíssima. Como o rio é consequente, o sistema de controle sobre ele é diferente do sistema exercido sobre a maior parte dos 16 tributários. Muitos dos *knickpoints* identificados neste rio são condicionados pelos sistemas de diques de diabásio, entretanto, o segmento mais interessante pode estar sendo controlado tectonicamente por um possível sistema de falhas normais ou transcorrentes, entre as fozes do ribeirão da Varona, arroio Uvaranal e rio Harmonia, onde as anomalias são muito altas.

Outra forma de análise foi feita por meio da comparação dos dados obtidos a partir dos lineamentos extraídos, como pode ser visualizado nas figuras 7.7 e 7.8.

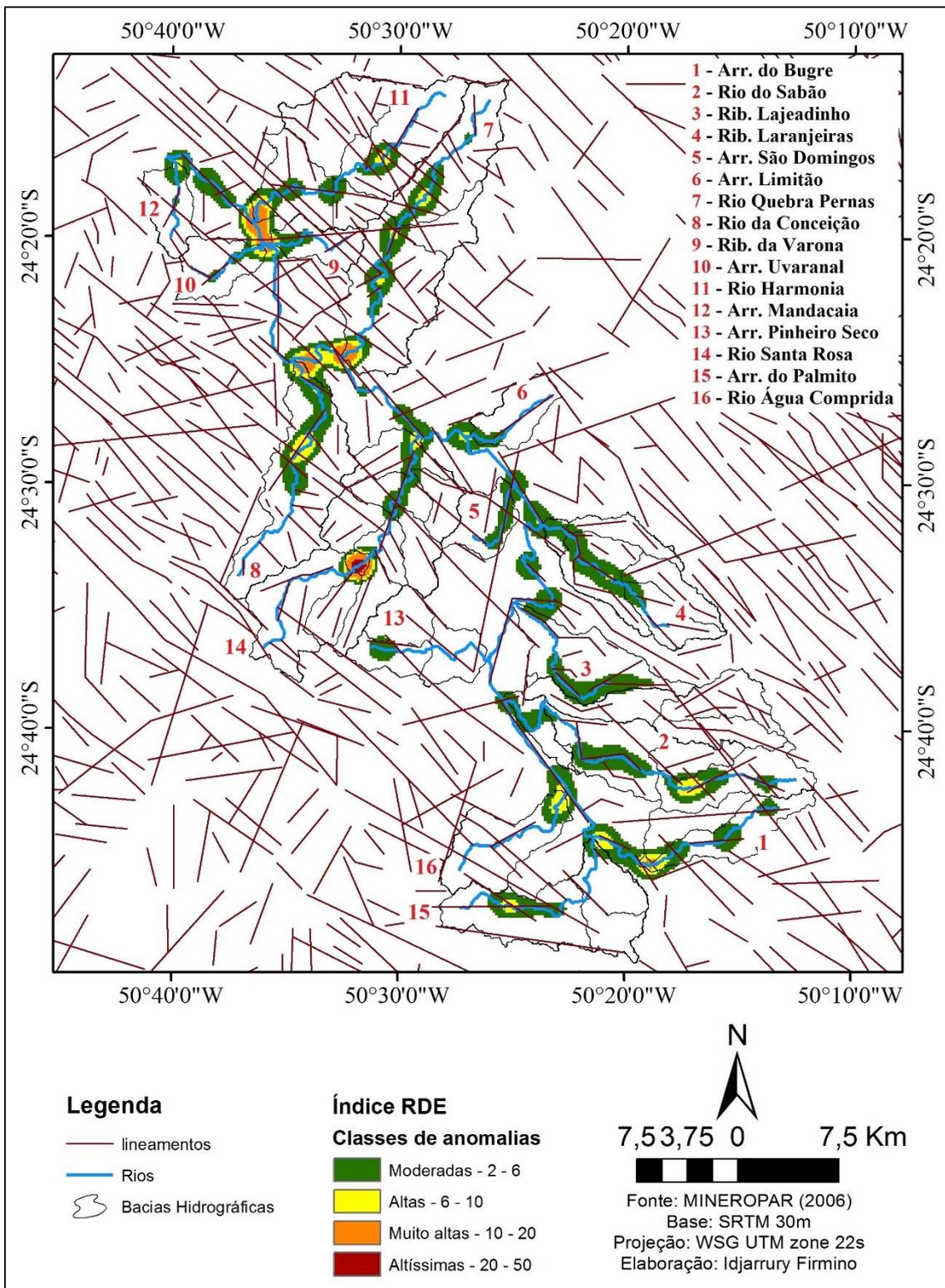


Figura 7.7: Mapa de localização dos trechos com anomalias de drenagem do Índice RDE comparados com os dados de lineamentos

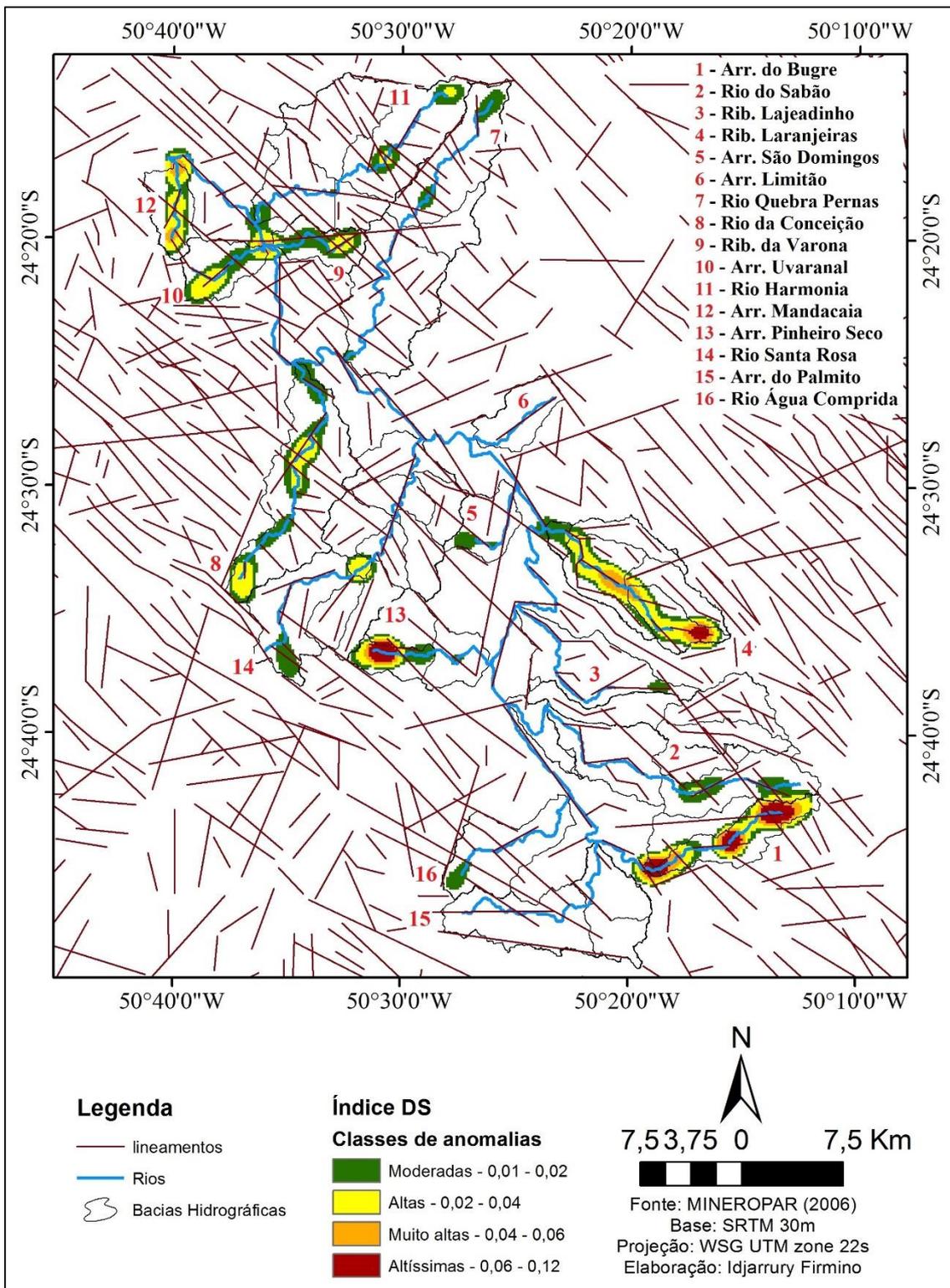


Figura 7.8: Mapa de localização dos trechos com anomalias de drenagem do Índice DS comparados com os dados de lineamentos

Como os lineamentos representam, em sua maioria, a projeção de feições resultantes da geologia estrutural, por meio desta análise foi possível dar um maior significado ao controle exercido sobre a área de concentração de anomalias RDE muito

altas entre as foz do ribeirão da Varona, arroio Uvaranal e rio Harmonia. Apesar de um lineamento de direção NW-SE mais evidente ser o possível responsável pelo controle da drenagem do rio Tibagi a jusante deste ponto, os *knickpoints* identificados nesta área sugerem serem controlados por estruturas rúpteis ativas, como o lineamento de direção E-W, recortando o eixo da bacia do ribeirão da Varona, também evidente.

Para o índice DS, é possível que a anomalia muito alta identificada na porção média no ribeirão Laranjeiras seja controlada por uma falha de direção NE-SW, que engloba um sistema de falhas de mesma direção identificadas ao longo da Formação Furnas. É evidente que o leito deste rio não respeita nenhuma forma de equilíbrio, por se desenvolver ao longo de falhas e fraturas e por isso o seu trajeto inteiro foi discriminado pelo índice DS como anômalo.

As anomalias do arroio Mandacaia ainda sugerem serem controladas por um dique e possíveis falhas normais, mas os baixos valores de  $\lambda$  indicam baixo controle estrutural. O *knickpoint* na proximidade da sua foz pode estar relacionado ao entalhe vertical do rio Tibagi.

#### **7.4. Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e Fator de Simetria do Vale (FSV)**

O que se constatou ao serem aplicados o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e o Fator de Simetria do Vale (FSV) ao longo das bacias da área de pesquisa foi o que se propôs ao ser sugerido o FSV: os resultados do FSTT se mostram extremamente duvidosos ao serem aplicados em rios encaixados.

Dentre as duas hipóteses levantadas a respeito dos resultados obtidos para o FSTT, uma delas se relaciona à questão da presença de sub-bacias de drenagem presentes na bacia em que o FSTT está sendo aplicado. Os mapas das figuras 6.13, 6.14, 6.15 e 6.16 mostram estas subdivisões e os resultados duvidosos do FSTT podem ser observados nas bacias do arroio do Bugre, rio do Sabão, ribeirão Laranjeiras e nos altos cursos dos rios Harmonia e Santa Rosa e arroio Pinheiro Seco.

Com relação às outras bacias, seus resultados podem estar relacionados à segunda hipótese levantada: a questão do controle estrutural e litológico. Este controle pode ser observado principalmente no arroio do Bugre, rio do Sabão e nos ribeirões Lajeado e Laranjeiras, os 4 primeiros rios analisados e identificados ao longo da Formação Furnas. O trajeto destes rios e seus afluentes são influenciados principalmente por estruturas

paralelas como diques de diabásio e linhas de falhas e fraturas, como é possível observar em áreas destacadas na figura 7.9, como os trechos iniciais e médios do ribeirão Laranjeiras e os trechos finais do ribeirão Lajeadinho.

O controle litológico pode ser observado pelos trechos finais do rio do Sabão e dos ribeirões Lajeadinho e Laranjeiras (Figura 7.10), onde, preferivelmente, estes rios buscam fluir para as áreas mais baixas da Formação Furnas. Neste trecho, o rio do Sabão forma um cotovelo e os valores de  $T$  são muito altos, porém, por consequência deste controle, este não deve ser considerado como um trecho basculado.

Os resultados do FSTT das outras bacias estudadas podem ser analisados de forma geral de acordo com a direção de seus deslocamentos. Como estes rios correm em sentidos perpendiculares às estruturas identificadas pelo mapa geológico, não é possível associar a direção de seus trajetos a estas estruturas e nem ao controle litológico, já que em muitos rios a litologia é homogênea e as transições são abruptas, não formando ilhas de afloramento como entre as Formações Furnas e Ponta Grossa.

Três grupos de deslocamentos principais podem ser observados pelo FSTT: um de sentido NW nas bacias dos rios Quebra Pernas e da Conceição no Grupo Itararé (Figura 7.11), onde os valores gerais variaram entre 0,2 e 0,4; um de sentido SE nas bacias dos arroios São Domingos e Limitão na Formação Ponta Grossa (Figura 7.12) e um último no sentido NW nas bacias do arroio do Palmito e rio Água Comprida (Figura 7.13). Estes rios nascem no Grupo Itararé e em sua maior parte correm por sobre os pelitos da Formação Ponta Grossa, mas seus baixos cursos estão sob controle litológico da Formação Furnas, e apresentam valores entre 0 e 0,5.

Os três grupos podem estar associados a basculamento de blocos ocorridos no Quaternário e cujas assimetrias são marcadas até hoje, porém, não é possível afirmar que estejam associados a movimentos recentes (pleistoceno tardio - holoceno), já que, como são rios encaixados, não sofreriam deslocamentos de trajetos em relação às suas bacias. Um provável regime de esforço distensivo de sentido NW-SE sugere ser o controle tectônico responsável pelo basculamento dos blocos identificados.

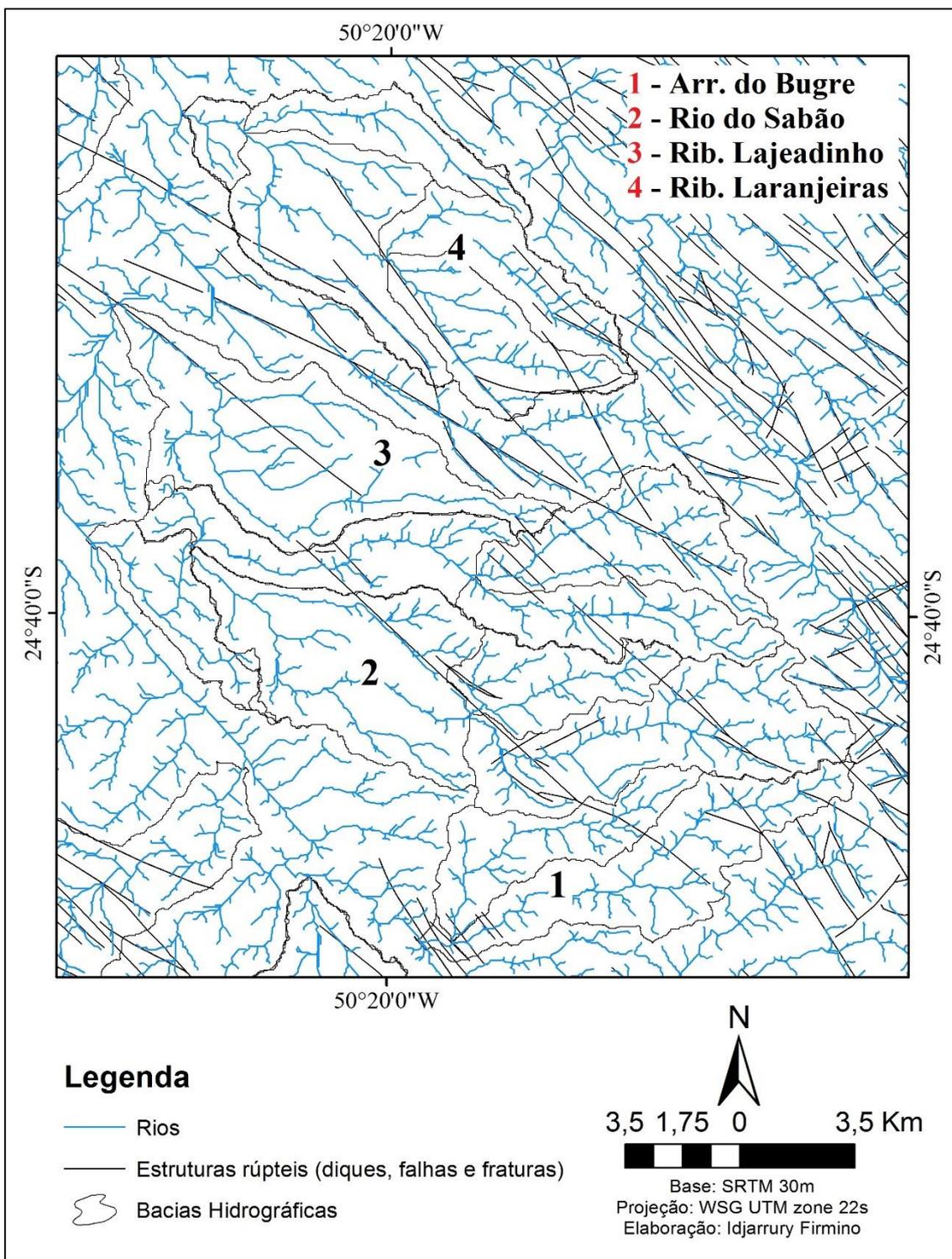


Figura 7.9: Controle estrutural exercido sobre os afluentes e trechos dos 4 rios indicados

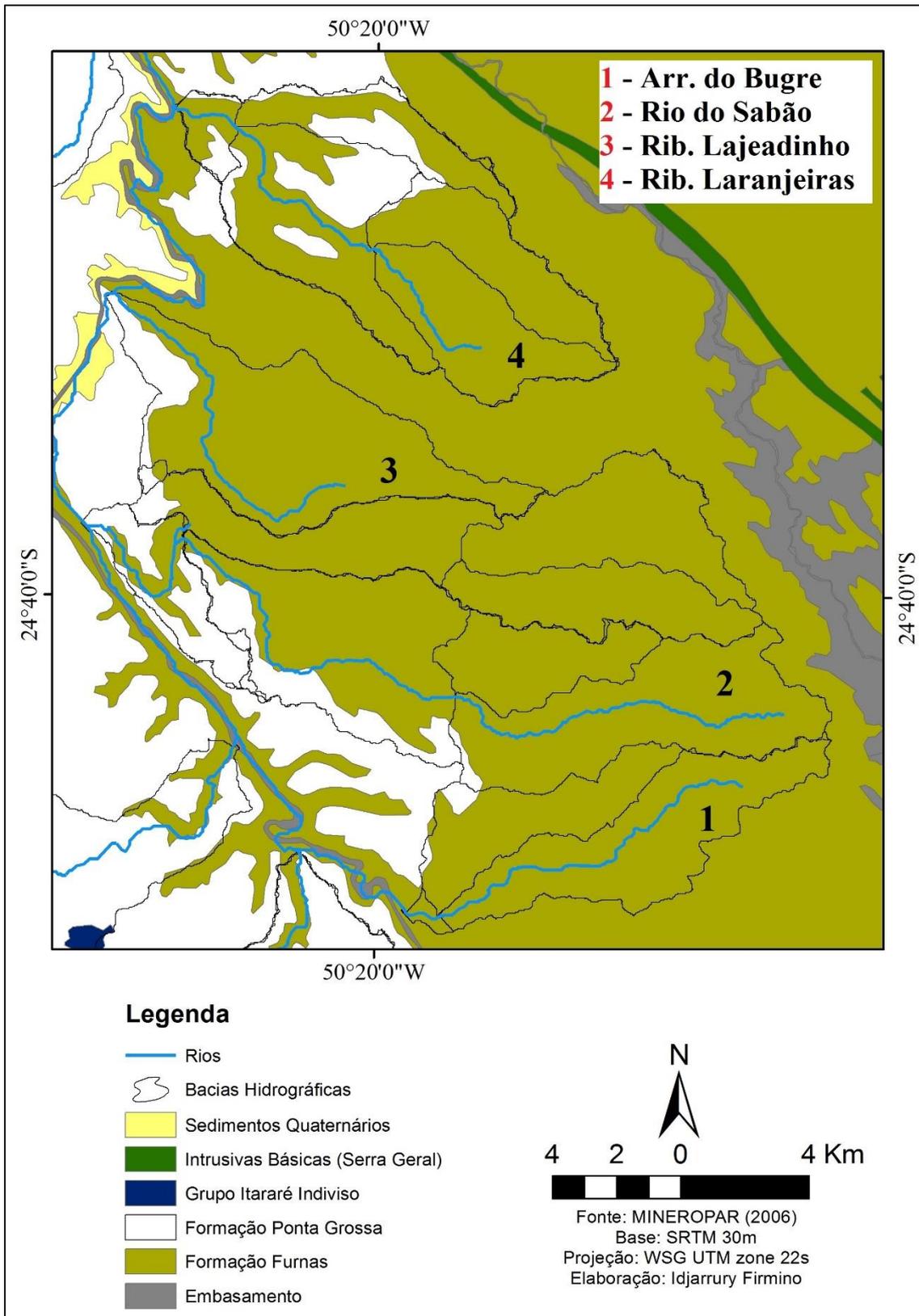


Figura 7.10: Controle litológico exercido sobre os trechos finais do rio do Sabão e dos ribeirões Lajeado e Laranjeiras, que buscam fluir preferivelmente para as áreas mais baixas da Formação Furnas

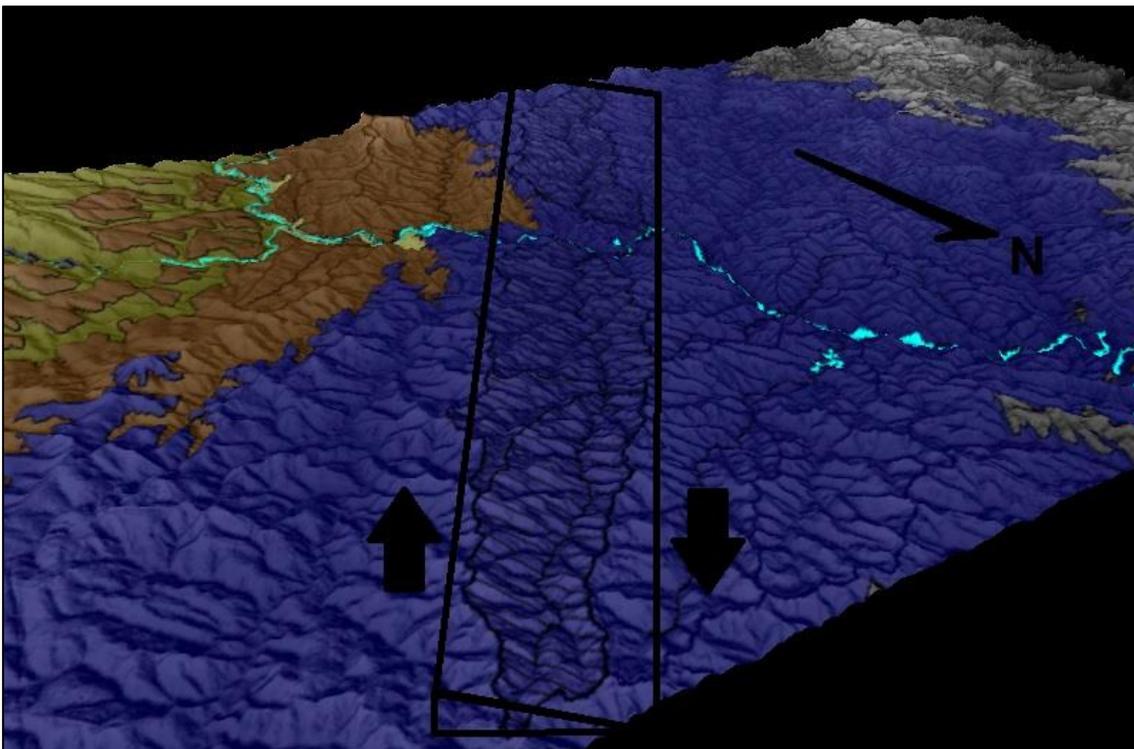


Figura 7.11: Basculamento de bloco sugerido pelo FSTT entre as bacias dos rios Quebra Pernas e da Conceição, no Grupo Itararé

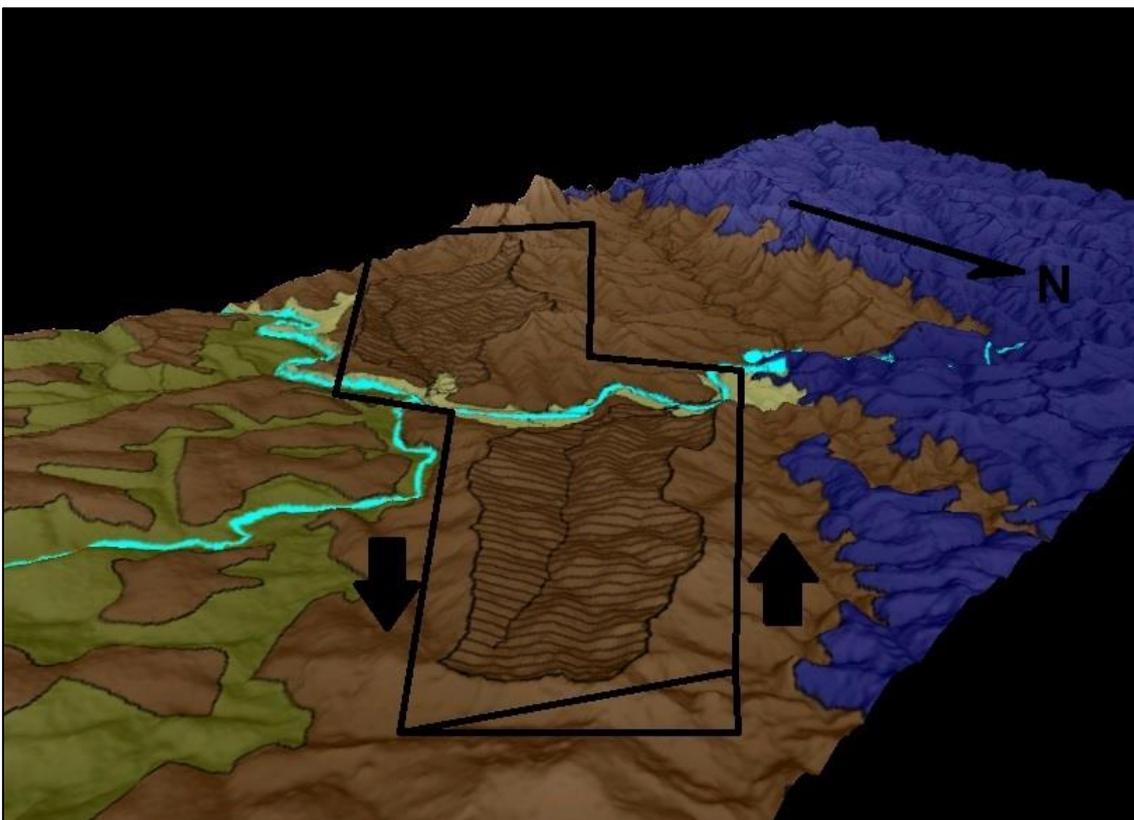


Figura 7.12: Basculamento de bloco sugerido pelo FSTT entre as bacias dos arroios São Domingos e Limitão, na Formação Ponta Grossa

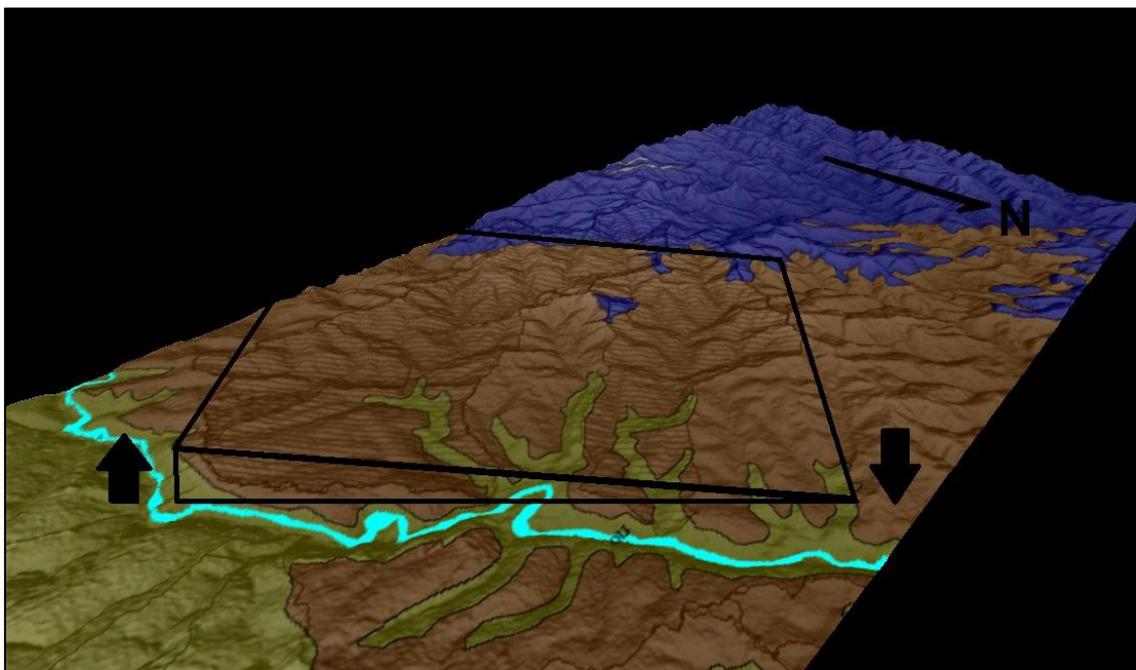


Figura 7.13: Basculamento de bloco sugerido pelo FSTT entre as bacias do arroio do Palmito e do rio Água Comprida, no Grupo Itararé e nas Formações Ponta Grossa e Furnas.

Os resultados obtidos pelo FSV por transecto permitiram observar que existem outros fatores que interferem na assimetria e disposição dos rios em relação ao vale. Dentre eles, os trechos com curvaturas muito comuns em áreas de forte controle estrutural. Ao longo destes segmentos, os rios tendem a entalhar a sua margem côncava, migrando lentamente para este lado da vertente.

Em alguns segmentos, foi possível observar que outras variáveis influenciaram a assimetria. Como em muitos rios a aleatoriedade dos resultados foi muito alta, não foi possível constatar se as variáveis que geraram a assimetria dos vales foram tectônicas, a não ser que se considerasse um quadro bastante complexo de blocos basculados em várias direções diferentes. Contudo, os rios que apresentaram direções gerais de  $T$  semelhantes às de  $S_v$ , poderiam ser considerados sob influência de basculamento (arroyos do Bugre, Mandacaia, Pinheiro Seco e do Palmito, rios da Conceição, Santa Rosa e Água Comprida e o ribeirão Laranjeiras), mas alguns de seus segmentos não corroboram tal situação.

Ao todo, 7 intervalos fluviais mostraram possuir até 5 transectos sequenciais de resultados unidirecionais de  $S_v$  (Figura 7.14). Apenas 3 deles possuem a mesma direção de deslocamento que os resultados gerais de  $T$ .

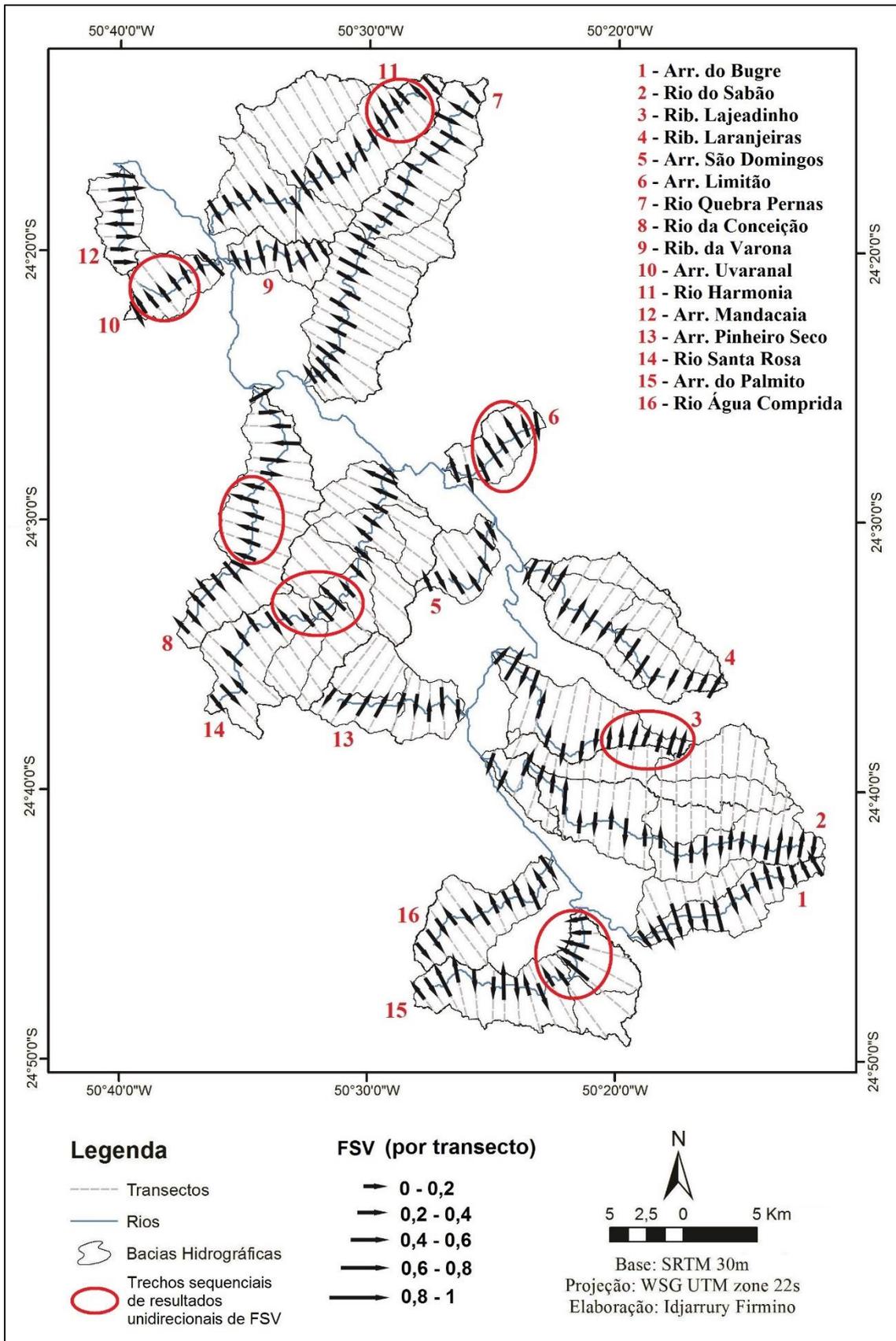


Figura 7.14: Segmentos em que os resultados de  $S_v$  foram sequenciais (com mais de 5 transectos)

Apesar do arroio do Palmito ser o que apresentou os resultados mais expressivos para os dois métodos, o controle exercido sobre seus transectos finais podem estar relacionados diretamente a questão topográfica da bacia, que aparenta ser controlada por um caimento da vertente direita para a esquerda, também exercido pelo reverso da escarpa da bacia sedimentar (Figura 3.8). Porém, seu deslocamento preferencial para NW corresponde ao deslocamento das outras bacias, por isso não deve ser descartado um possível controle tectônico na bacia.

O controle direcional dos transectos iniciais do ribeirão Lajeadozinho pode estar relacionado a fatores não tectônicos, por conta da reentrância do Arco de Ponta Grossa, sendo mais provável o controle litológico e estrutural, como nos demais cursos instalados sobre a Formação Furnas. Os intervalos mais interessantes são aqueles dos arroios Limitão e Uvaranal e dos rios da Conceição, Santa Rosa e Harmonia.

No geral, os 5 intervalos sofrem deslocamentos com sentidos para NW. Dentre eles, apenas os transectos dos rios da Conceição e Santa Rosa correspondem a direção geral obtida pelo FSTT. Todos estes 5 trechos, se desconsideradas as forças distintas, podem estar relacionados a um recente processo de basculamento tectônico de blocos (Figuras 7.15, 7.16, 7.17 e 7.18), ainda que seus valores tenham sido baixos. Como o basculamento dos rios da Conceição e Santa Rosa possuem a mesma direção e estão alinhados, talvez sejam controlados pela mesma linha de falha (Figura 7.16). Vale ressaltar que nestas áreas não existem estruturas paralelas ou desníveis topográficos acentuados, que podem influenciar nos resultados.

De um modo geral, o basculamento unidirecional de blocos nesta área de pesquisa pode estar relacionado ao já citado processo de soerguimento geral da borda leste da bacia sedimentar do Paraná, ou mesmo estarem sendo controlados por um regime distensivo de sentido NW-SE.

De certa forma, são fortes evidências de controle tectônico que correspondem às informações adquiridas por Bjornberg (1969), Bjornberg *et al* (1971) e Bjornberg e Gandolfi (1974), que apontaram a ocorrência de basculamentos para NW, de blocos com dimensões variando de km<sup>2</sup> a milhares de km<sup>2</sup>, bem como predominância de falhas transcorrentes, além de falhas normais e reversas (SAADI, 1993).

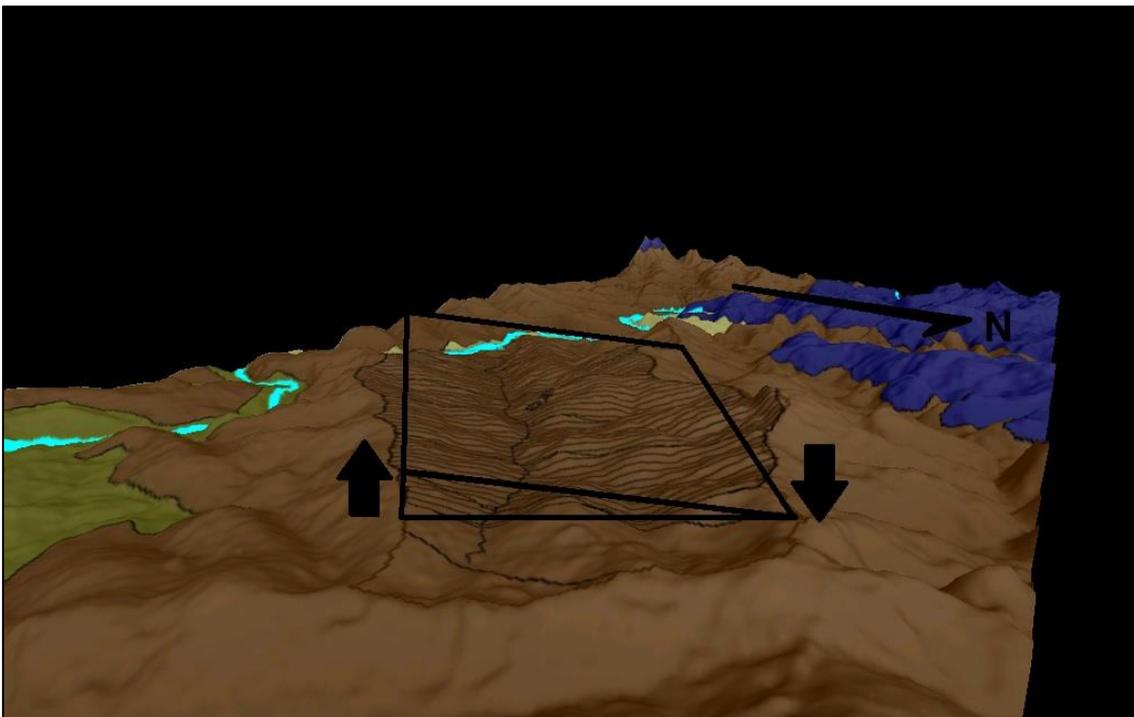


Figura 7.15: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV em trecho do arroio Limitão.

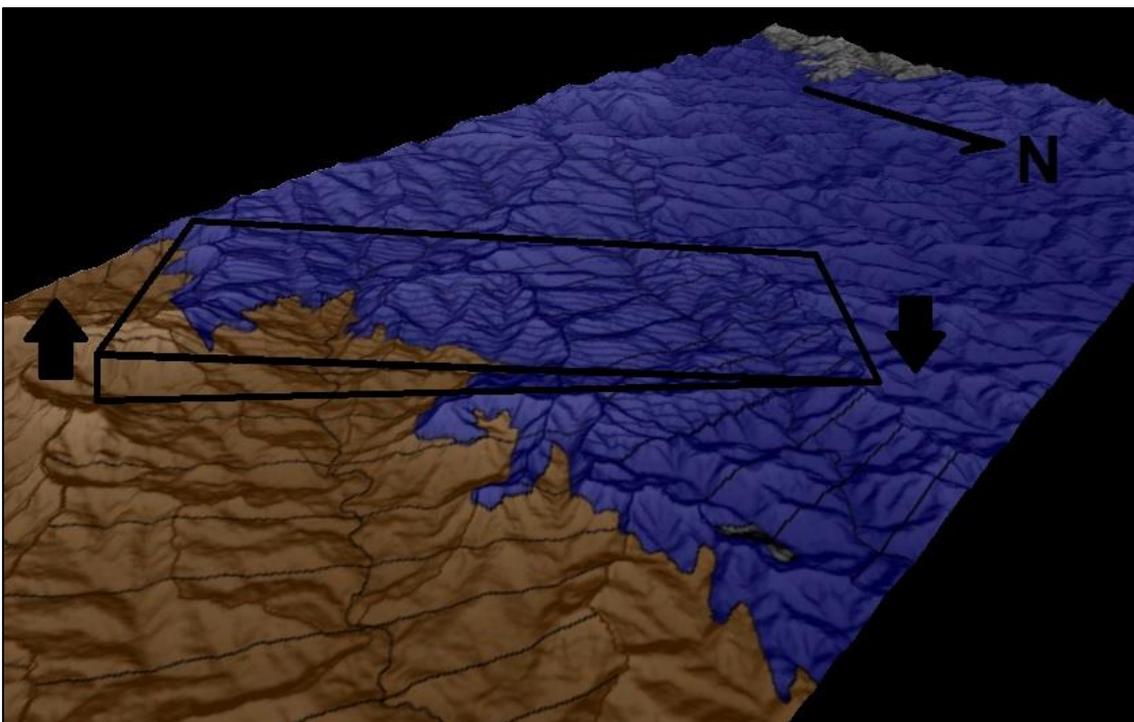


Figura 7.16: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV em trechos dos rios da Conceição e Santa Rosa.

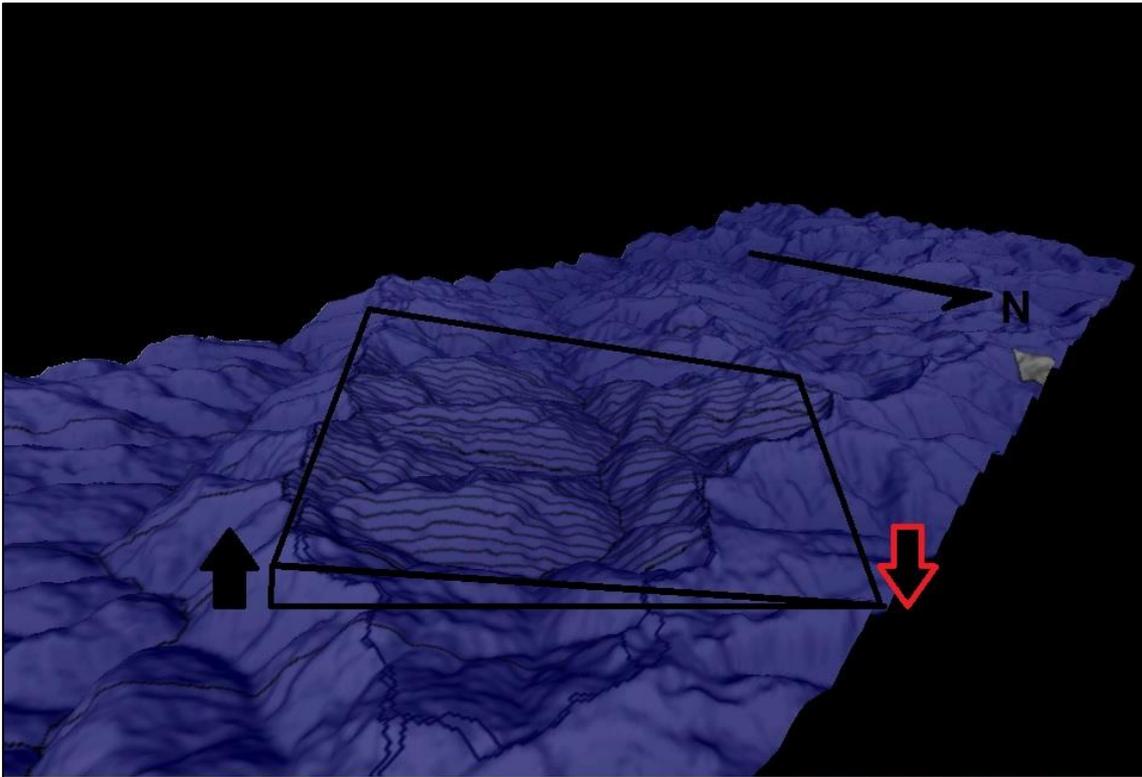


Figura 7.17: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV em trecho do rio Harmonia.

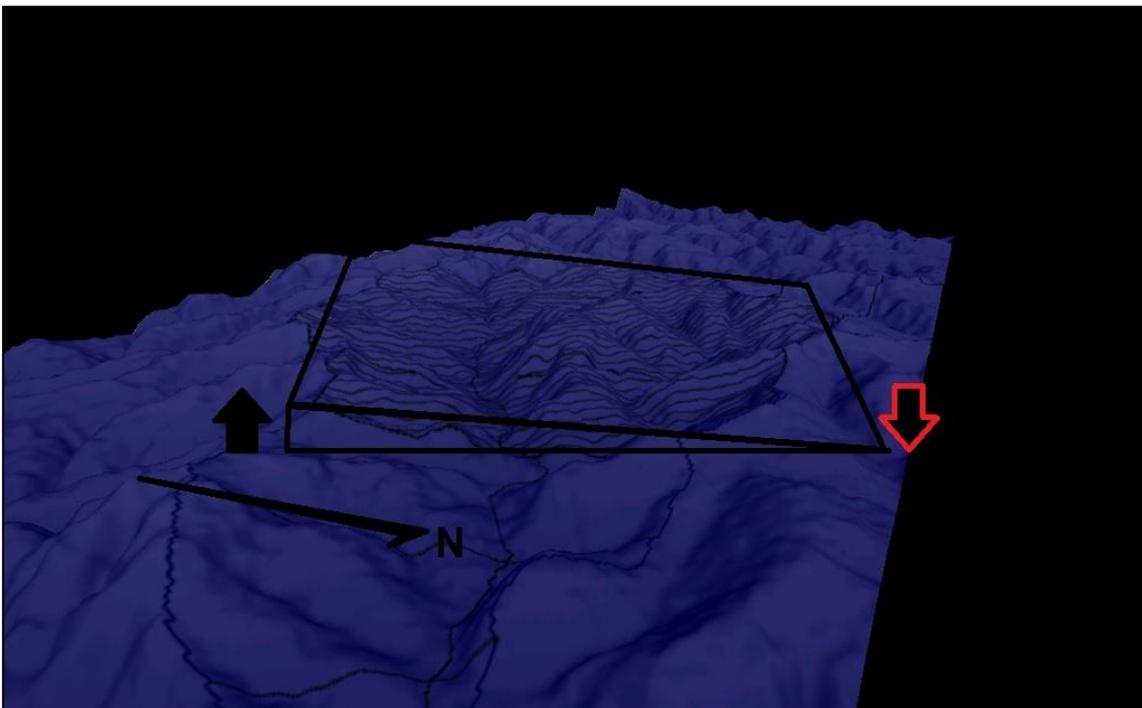


Figura 7.18: Basculamento de bloco sugerido pelo FSV em trecho do arroio Uvaranal.

### 7.5. Índice razão largura/profundida do vale (Vf)

Os resultados obtidos pelo índice Vf entram em concordância com a hipótese sugerida pela análise dos resultados do FSTT e do FSV: a de que possa estar ocorrendo um processo de basculamento de blocos estruturais para NW ao longo do eixo do Arco de Ponta Grossa ocasionado por um soerguimento estrutural ativo da borda da Bacia Sedimentar do Paraná. Esta hipótese é reforçada levando em consideração os resultados bem baixos de Vf obtidos para os 16 rios analisados.

De modo geral, a relação de vales em “V” fechado foi de quase 1 para cada 2 vales, o que representa uma grande proporção. Tanto o mapa da figura 6.17 quanto os resultados por substrato geológico (Tabela 6.4) mostram uma proporção maior destes vales principalmente nos rios da Formação Furnas, onde a média geral foi próxima a 0,1. Isto ocorre por conta da resistência litológica deste arenito em resposta a soma deste processo de soerguimento e à intensa erosão dos rios. Vale lembrar que esta área engloba o reverso da escarpa e que este possui uma declividade maior em relação às outras unidades geológicas.

O equilíbrio entre vales em “V” fechado e aberto pode ser observado para os rios das outras duas unidades geológicas, mostrando que o processo ainda é ativo, mas menos intenso.

O menor resultado obtido no rio Santa Rosa corresponde ao segmento situado à jusante do Salto Santa Rosa, onde foi registrado o maior índice RDE de toda a área. Ao longo deste intervalo, o rio forma um vale aprofundado por um intenso processo de erosão ocasionado pelo controle gerado por um dique de diabásio que resulta em um nível de base à montante. Por consequência, a partir deste local, o rio perde energia e os vales passam a apresentar valores superiores a 1.

O mesmo processo pode ser visualizado a partir do segundo ponto analisado no arroio Pinheiro Seco, onde uma queda d’água situada no contato entre as rochas do Grupo Itararé e da Formação Furnas marca o início de um vale profundo seguido de vales em “V” aberto.

### 7.6. Análise estrutural

A análise estrutural foi feita baseada nos dados obtidos pela extração de lineamentos e pelo o que foi registrado em campo.

É evidente que o grupo de lineamentos NW-SE 45° corresponde à direção dos diques de diabásio. É muito provável que os outros grupos de lineamentos com este mesmo sentido, mas direcionados entre 30°-40° e 50°-60° também estejam relacionados às intrusões básicas em falhas mais antigas.

Conforme sugerido por Strugale *et al* (2007), a maior parte destas estruturas tem origem no período Eocretácico, por consequência do controle exercido por um regime de esforço distensivo de sentido NE-SW. Até mesmo o sistema de fraturas verticais de sentido WNW e NNW identificados em campo devem ter sido originados por este regime.

Por meio da extração de lineamentos, ficou evidente também a existência de 2 principais grupos de lineamentos NE-SW, um de sentido ENE-WSW (50°-90°) e outro NNE-SSW (0°-20°). O grupo de lineamentos NNE-SSW (0°-20°) é praticamente inexistente na Formação Furnas, aparecendo mais ao longo da Formação Ponta Grossa e do Grupo Itararé, enquanto o outro grupo de lineamentos aparece ao longo das três Formações.

Estes dois grupos de lineamentos podem estar intimamente relacionados com o outro grupo de fraturas verticais identificadas em campo, de direção NE e ENE, aparentemente mais recente, ocasionado por um campo de deformação máxima ( $\sigma_3$ ) originado também por um processo de regime distensivo de sentido NW-SE.

Este mesmo regime sugere estar relacionado a um lento processo de soerguimento da borda leste da Bacia Sedimentar do Paraná, que seria responsável pelo basculamento de blocos estruturais da ordem de quilômetros de extensão para NW.

Tais basculamentos seriam responsáveis pelo aprofundamento dos vales fluviais de rios de 5ª ordem e ordens superiores, consequentes e obsequentes, pelos deslocamentos de trechos fluviais e paleocanais do rio Tibagi em percursos que atravessam transversalmente o eixo do Arco de Ponta Grossa, pelo aumento do controle estrutural exercido pelos diques sobre os rios subseqüentes e pela origem dos *knickpoints* associados a blocos altos e baixos alternados. Talvez até seja a causa das atividades sísmicas em toda a região.

O que tem originado este processo de soerguimento ainda não está claro. Pode estar relacionado ao crescente sobrepeso do interior da bacia sedimentar do Paraná, ocasionado por deslocamentos sazonais de sedimentos, como pode ter relação com a atividade do Arco de Ponta Grossa, ou pode estar relacionado ao deslocamento rotacional da placa Sul Americana, gerando esforços ainda desconhecidos para esta área ao longo da zona de falha Curitiba-Maringá.

Aparentemente, estas fraturas e lineamentos de sentido NE são controladas por este regime e limitam os blocos estruturais em basculamento e formam *knickpoints* identificados ao longo do trecho estudado do rio Tibagi.

Mesmo as fraturas de direção NW podem estar ativas, correspondendo ao campo de tensões médio ( $\sigma_2$ ) exercido sobre os blocos. As fraturas sub-horizontais, como não possuem direções de rejeito, não são úteis para o estabelecimento do regime atuante, mas podem estar relacionadas com este esforço médio ( $\sigma_2$ ).

De modo geral, o que os resultados obtidos pela análise estrutural sugerem é uma atividade neotectônica ainda presente ou ressurgente na porção média da bacia do rio Tibagi.

## 8. CONCLUSÕES

Por meio das análises realizadas foi possível constatar que:

- A rede de drenagem em treliça com direções para NW-SE (rios consequentes) e NE-SW (rios subsequentes) está relacionada com o controle estrutural exercido pelos diques de diabásio de direção NW-SE associados ao Arco de Ponta Grossa e que exercem controle sobre os rios consequentes, obsequentes e ressequentes e com o controle tectônico exercido sobre zonas de falhas e fraturas de direção NE-SW que exercem controle sobre os rios subsequentes.
- A existência de sedimentos quaternários ao longo do segmento do rio Tibagi que atravessa transversalmente o eixo do Arco de Ponta Grossa está relacionado com o controle exercido sobre os diques de diabásio que atravessam este rio, porém, a existência de planícies e terraços em lados alternados das vertentes e paleocanais sugerem um processo de soerguimento deste trecho, com provável basculamento para NW.
- Os índices de Relação Declividade-Extensão (RDE) e *Distance-Slope* (DS) foram eficazes em identificar *knickpoints* controlados pelas estruturas que atravessam os rios de forma perpendicular. Os rios subsequentes são cortados por diques de diabásio, como no caso do controle gerado pela maior anomalia identificada, no rio Santa Rosa. O rio Tibagi (consequente) é cortado principalmente por estruturas como falhas e fraturas, que são responsáveis pelas anomalias ali presentes.

- O Fator de Simetria do Vale (FSV) se mostrou mais eficaz em identificar prováveis basculamentos de blocos para rios encaixados do que o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT). Este índice sugere que a porção inteira da parte média da bacia do rio Tibagi, no alto de Ponta Grossa, está sofrendo basculamento para NW, exercido por um soerguimento ativo da borda leste da bacia sedimentar do Paraná. Este basculamento tem ocorrido principalmente para alguns blocos estruturais da ordem de quilômetros delimitados pelos diques de diabásio e por sistemas de falhas normais de direção NE, que tem ocasionado na erosão preferencial das vertentes voltadas para SE dos rios subsequentes em alguns trechos.
- O índice razão largura/profundidade do vale ( $V_f$ ) sugere um processo de soerguimento para toda a área em questão, com metade dos valores obtidos relacionados a vales em “V” profundo.
- Os principais lineamentos identificados são formados por diques de diabásio de direção NW-SE. Um segundo grupo de lineamentos de direção NE-SW aparentemente estão relacionados a falhas e fraturas existentes em toda a área.
- Os sistemas de fraturas identificados em campo sugerem um regime atual de esforço distensivo de direção NW-SE, que tem gerado fraturas verticais a subverticais com direções diversas ocasionados pelo campo de tensão máximo ( $\sigma_1$ ) para as fraturas de direção NE e pelo campo de tensão médio ( $\sigma_2$ ) para as fraturas de direção NW, outras direções e as fraturas subhorizontais.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB’SÁBER, A. N. O relevo brasileiro e seus problemas. In: AZEVEDO A. (Coord.), **Brasil, a terra e o homem**. São Paulo, Cia. Editora Nacional, v.1, p.135-217. 1968.

AB’SÁBER, A. N. **Topografias ruineformes no Brasil**. São Paulo, USP - Inst. Geografia, Geomorfologia, n.50, 14p. 1977.

ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Boi. Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, 241:36. 1967.

ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. **Rev. Bras. Geoc.**, 13(3):139-158. 1983.

ANDRADES FILHO, C. O. (2010). **Análise morfoestrutural da porção central da bacia do Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 177 pp. 2010.

ANGELIER, J., MELCHER, P. Sur une méthode graphique de recherché des constraints principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode dès dièdres droits. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 7: 1309-1318. 1977.

ASMUS, H.E. & PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Camboriú, 1980. **Anais...** Camboriú, SBG. v. 1, p. 225-239. 1980.

BJORNBERG, A. J. S. **Contribuição ao estudo do Cenozoico Paulista: tectônica e sedimentologia**. São Paulo. (Tese de Livre Docência, Esc. Eng. De São Carlos/USP), 1969.

BJORNBERG, A. J. S., GANDOLFI, N., e PARAGUASSU, A. B. Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, **Anais...** São Paulo, SBG. v. 2, p. 159-174, 1971.

BJORNBERG, A. J. S. e GANDOLFI, N. Falhamentos recentes na região de São Carlos, SP. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, **Anais...** Porto Alegre, SBG. v. 6, p. 241-243, 1974.

BIGARELLA, J.J., MOUSINHO, M. R., SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. **B. Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 16-17, p. 85-116, 1965.

BULL, W.B., and McFADDEN, L.D. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: DOEHRING, D.O. (Ed.) **Geomorphology in arid regions: Proceedings of the Eight Annual Geomorphology Symposium**: Binghamton, State University of New York, p. 115–138, 1977.

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>.

CHRISTOFOLETTI, A. Geometria hidráulica. **Notícia Geomorfológica**, São Paulo, 16 (32): 3-37. 1976.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

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, p. 571-581, 1994.

CREMON, E; ROSSETTI, D. F.; Índices de gradiente e anomalias morfoestruturais em rios extensos: exemplo dos rios Uraricoera-Branco, RR. Manaus, AM, **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, V.10, N.1, p.149 - 154, 2014.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. J. T & CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Bertrand Brasil, 8ª Ed., Rio de Janeiro, RJ; 2008.

DAVIS, W. M. **The Geographical Cycle**. Geogr. Journ., London, v. 14, n. 5, p. 481-504, 1899.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, p. 237-263, 1991.

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

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos**. In: Reunião Técnica de Levantamento de Solos. Rio de Janeiro, 1979. 83p.

ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços neokuaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. 2v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 2000.

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; PERINOTTO, J. A. J.; FULFARO, V. J. Aplicação do Índice "Relação Declividade-Extensão - RDE" na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Revista do Instituto de Geociências - USP - Série Científica**, São Paulo, v. 4, n.2, p. 43-56, 2004.

FERREIRA, F.J.F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa**. São Paulo. 169 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da USP). 1982.

FIRMINO, I. G. Identificação de anomalias de drenagem na bacia do rio do Sabão (PR) por meio do índice RDE e do fator de simetria topográfica transversal (FSTT). **Boletim de Geografia**, v. 33, número especial, p. 61-73, 2015.

FOSSSEN, H. **Geologia Estrutural**. Oficina de Textos, 1ª edição, São Paulo, SP. 584 p. 2012.

FUJITA R.H. **O perfil longitudinal do rio Ivaí e sua relação com a dinâmica de fluxos Maringá**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 118 p. 2009.

FUJITA, R.H. et al. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no Rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, v.41, n.4, p.610-616. 2011.

GARROTE, J., COX, R. T., SWANN, C., ELLIS, M. Tectonic geomorphology of the southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA. *GSA Bulletin*, 1160-1170. 2008.

GOLDRICK, G.; BISHOP, P. Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative the DS form. ***Earth Surface Processes and Landforms***, v. 32, n. 5, p. 649-671, 2007.

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.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; MORALES, N.; STEVAUX, J. C.; SANTONI, G. C. Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluvio-morfométricos e de registros paleossismológicos. ***Geociências***, Rio Claro, v. 28, n. 4, p. 345- 362, 2009.

GUIMARÃES, G. B., MELO, M. S., GIANNINI, P. C. F., MELEK, P. R. Geologia dos Campos Gerais. In.: MELO, M. S., MORO, R. S., GUIMARÃES, G. B. ***Patrimônio Natural dos Campos Gerais do Paraná***. Ponta Grossa, Editora UEPG, 230 p. 2007.

HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid-Temperate Regions. ***Amer. Journ. Sci***, New Haven, Conn. v. 258-A, p. 80-97, 1960.

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

HASUI, Y. (1990). Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: ***Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro***, 1, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte, SBG-MG. Boletim 11, p.1-31.

HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. -1996- Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: ***5º Simpósio de Geologia da Amazônia***, Belém. Notas de curso. Belém: SBG. p.1-20. 1996.

HASUI, Y. e MIOTO, J.A. ***Geologia Estrutural Aplicada***. São Paulo, ABGE/Votorantin, 1992.

HAYAKAWA, E. H. ***Paleoformas e sistemas de drenagem da Bacia do Baixo Rio Madeira, AM: interpretação de dados de sensoriamento remoto***. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, INPE, 167 p., 2011.

HORTON, R. E. ***Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology***. *Geol. Soc. America Bulletin*, 56 (3), p. 275 – 370, 1945.

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

HUGGET, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Ed. Taylor & Francis, London and New York, 2007.

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 - SBSR**, Curitiba, PR, Brasil, 30 de abril a 05 de maio de 2011, INPE, p. 3467-3474, 2011.

IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C. O.; FILHO, R. A. Controle de estruturas do embasamento sobre o relevo da porção central da Bacia do Parnaíba evidenciado pela análise de perfis longitudinais de rios. **Anais XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu, PR, Brasil, 13 a 18 de abril de 2013, INPE, p. 3572-3579. 2013.

JACQUES, P. D. **Tectônica transcorrente mesozoica-cenozoica na borda leste da bacia do Paraná, estado de Santa Catarina**. Tese (Doutorado em Geociências – Recursos Minerais e Hidrogeologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo – SP, 232 p. 2013.

JACQUES, P. D., SALVADOR, E. S., MACHADO, R., GROHMANN, C. H., NUMMER, A. R. Application of morphometry in neotectonic studies at the eastern edge of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Geomorphology**, v. 213, p. 13–23, 2014.

KELLER, E.A.; PINTER, N. **Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape: Upper Saddle River**, NJ, Prentice Hall, 362 p., 2002.

KELLER, E.A.; ROCKWELL, T.K. Tectonic geomorphology, Quaternary chronology and paleoseismicity. In: J. E. Costa (ed.) **Developments and Applications of Geomorphology**, Springer-Verlag, New York, p.203-239, 1984.

KING, L. C. Canons of Landscape Evolution. **Bull. Geolog. Society of America**, Washington, v. 64, n. 7, p. 721-732, 1953.

LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico geomorfológico**. Apostila, 3ª edição, Belém, PA. 194 p. 2002.

MAACK, Reinhard. **Geografia Física do Estado do Paraná**. 2º Ed.. Livraria José Olympio Editora, Rio de Janeiro, RJ. 1981.

McKEOWN F. A., JONE-CECIL M., ASKEW B. L., McGRATH M. B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountain region. **U.S. Geol. Survey Bull.**, 1807:1-39. 1988.

MEDRI, M. E., E. BIANCHINI, O. A. SHIBATTA & J. A. PIMENTA. **A bacia do Rio Tibagi**. Londrina, 595p. 2002.

MELO, M. S. & COIMBRA, A. M. Ruiniform relief in sandstones - the example of Vila Velha, Carboniferous of the Paraná Basin, Southern Brazil. **Acta Geológica Hispanica**, v.31, n.4, p.25-40. 1996 (publicado em 1999).

MILANI, Edison José; MELO, José Henrique Gonçalves de; SOUZA, Paulo Alves de; FERNANDES, Luiz Alberto; FRANÇA, Almério Barros. **Bacia do Paraná**. B. Geoci. Petrobras, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 265-287, maio/nov. 2007.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Atlas Geológico do Paraná. Secretaria da Indústria do Comércio e do Turismo do Estado do Paraná**. Curitiba - PR, 116 p., 2001.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Atlas Geomorfológico do Estado do Paraná: Escala base 1:250.000, modelos reduzidos 1:500.000**. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 63p., 2006.

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Mapa Geológico da Folha de Telêmaco Borba, Folha SF-22-X-A**. Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Escala: 1: 250.000. Curitiba - PR, 2006.

MORALES, N. **Neotectônica em ambiente intraplaca: exemplos da região Sudeste do Brasil**. Rio Claro, 201p. Tese (Livre Docência em Geologia Estrutural e Geotectônica), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. 2005.

MORISAWA, M. Stream, their dynamics and morphology. **McGraw- Hill Boock Company**, New York, 175 p. 1968.

MORISAWA, M. **Rivers: forms and process**. New York: Longman, 222 p. 1985.

MOULIN, M. M., ASLANIAN, D., UNTERNEHR, P. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. **Earth-Science Reviews**. 98: 1-37, 2010.

OBRUCHEV, V. A. **Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik**. Izv. Akad. Nauk, Ser. Geol., 5: 13–24, 1948.

ÖZKAYMAK, Ç; SÖZBILIR, H. Tectonic geomorphology of the Spildağı High Ranges, western Anatolia. **Geomorphology**, v. 173–174, p. 128–140, 2012.

PAVLIDES, S.B. **Looking for a Definition of Neotectonics**. 1989. Citação eletrônica [*on line*] 1999. Disponível: <<http://inqua.nlh.no/>>.

PENCK, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. **J. Engelhorn's Nachf.** Stuttgart, 1924.

PHILLIPS, L.F.; SCHUMM, S.A. Effect of regional slope on drainage networks. **Geology**, v.15, p. 813-816, 1987.

RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. **The Techniques of modern structural geology**. Vol. 1: (Strain Analysis) e Vol. 2 (Folds and Fractures). Academic Press, London. 462 p., 1987.

RAPOSO, Maria Irene Bartolomeu. Episódios intrusivos no arco de ponta grossa, determinados através de um estudo paleomagnético. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(1):3-19, março de 1995.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, IGC/UFMG, Belo Horizonte. vol I, n 1, p.1-15. 1993.

SALAMUNI, E. **Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba (PR)**. Tese (Doutorado em Geociências - Geologia Regional) - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro (SP), UNESP, 211 p., 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT H. D.; HASUI Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 34, p 469-478, 2004.

SANTOS, L.J.C. *et al.* Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Ano 7, nº 2, 03-12, 2006.

SEEBER, L.; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 92, p. 335-367. 1983.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: Geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity: **Geomorphology**, v. 50, p. 203-225, 2003.

SOARES, P. C.; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 16, p. 71-104, 1976.

SOUZA, D. V., MARTINS, A. A., FARIA, A. L. L. Aplicação do índice de Hack (SL) a um trecho do rio Zêzere, Portugal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.12, n.1, p.23-28, 2011.

STRAHLER, A. N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological Society of American Bulletin**, v. 63, p. 923-938, 1952a.

STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**., v. 63, p. 1117-1142, 1952b.

STRUGALE, M., ROSTIROLLA, S. P., MANCINI, F., PORTELA FILHO, C. V., FERREIRA, F. J. F., FREITAS, R. C., Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. 24: 203-227, 2007.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.) **Origem e Evolução das Bacias Sedimentares**. Ed. Gávea, PETROBRÁS, Rio de Janeiro, p. 135-168, 1990.

ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C., ASTOLFI, M. A. M., VIEIRA, I. S., APPI, C.T. ZANOTTO, O. A., MARQUES, A. Tectonics and sedimentations of the Paraná Basin. In.: **Seventh International Gondwana Symposium, Gondwana seven: proceeding.** São Paulo, Brasil, 83 – 117, 1991.