



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



**GEOMORFOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO CÓRREGO MORUMBI, FAXINAL, PARANÁ**

BRUNO AURÉLIO CAMOLEZI

MARINGÁ – PR
Março de 2013

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

**GEOMORFOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DA BACIA
HIDROGRÁFICA DO CÓRREGO MORUMBI, FAXINAL, PARANÁ**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, Curso de Mestrado, sob orientação do Prof. Dr. Edison Fortes como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geografia.

MESTRANDO: Bruno Aurélio Camolezi
ORIENTADOR: Dr. Edison Fortes

MARINGÁ – PR
Março de 2013

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


C185g	<p>Camolezi, Bruno Aurélio</p> <p>Geomorfologia e controle estrutural da bacia hidrográfica do córrego Morumbi, Faxinal, Paraná / Bruno Aurélio Camolezi. -- Maringá, 2013. 122 f. : il. color.</p> <p>Orientador: Prof. Dr. Edison Fortes. Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2013.</p> <p>1. Drenagem - Córrego Morumbi. 2. Análise morfométrica. 3. Análise morfotectônica. 4. Bacia hidrográfica. I. Fortes, Edison, orient. II. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.</p> <p>CDD 22.ed. 910.021</p>
-------	---

GEOMORFOLOGIA E CONTROLE ESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO
CÓRREGO MORUMBI, FAXINAL, PARANÁ


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 Produção
Análise Ambiental

Aprovada em **22 de março de 2013.**

BANCA EXAMINADORA



Prof. Dr. Edison Fortes
Orientador - UEM
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Manoel Luiz dos Santos
Membro convidado
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Adalto Gonçalves de Ilma
(membro convidado)
UNICENTRO

RESUMO

Os métodos de análise morfoestrutural, baseados em índices morfométricos, constituem-se em ferramentas importantes para avaliação do comportamento tectono-estrutural dos sistemas hidrográficos, além de serem métodos baratos e rápidos de levantamento de informações passíveis de correlação com dados levantados em trabalho de campo. Além das análises dos índices morfométricos, foram levantados dados geológicos e geomorfológicos a partir de fotointerpretação. Dessa forma, esta dissertação apresenta resultados como o índice de Relação Declividade-Extensão (RDE), Fator de Assimetria de Bacias (FAB) e Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT). O índice de RDE foi aplicado para toda a área de estudo, nos 125 canais que compõem a bacia hidrográfica do córrego Morumbi. Tanto no canal principal quanto em seu maior afluente, o ribeirão Três Barros, não foram encontradas anomalias de primeira ordem, apenas as de segunda. Contudo, foi possível definir três setores de anomalias no córrego Morumbi e uma no ribeirão Três Barros, que podem estar relacionadas à diferença de resistência litológica, ao recebimento de afluentes de 3ª ordem, bem como a confluência entre o córrego Morumbi e o ribeirão Três Barros. Essa confluência é particularmente importante, pois o paralelismo desses canais ao longo dos seus cursos pode indicar uma importante zona de captura de drenagem do córrego Morumbi pelo ribeirão Três Barros, cujo deslocamento pode estar indicando a presença de movimentos recentes. Tanto o córrego Morumbi quanto o ribeirão Três Barros apresentam-se desajustados em relação à linha de melhor ajuste, indicando provável subsidência de bloco, o que corrobora com dados de outras pesquisas. Tanto o Fator de Assimetria de Bacias e o Fator de Simetria Topográfica Transversal apresentaram valores altos, indicando o deslocamento do canal em relação a sua margem esquerda e o basculamento da margem direita, respectivamente. A análise dos lineamentos apresentou dois grandes *trends* de direções: NW-SE, coincidindo com as grandes falhas e corpos intrusivos presentes na área; E-W, que é um dos principais grupos de lineamentos da Bacia Sedimentar do Paraná e, lineamentos de direção NE-SW, cortando os corpos intrusivos e indicando a superimposição de canais e, possivelmente, influenciando em processos de capturas fluviais. Foram ainda definidos quatro domínios geomorfológicos: Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados, Domínio Intermediário das Colinas Baixas, Domínio das Colinas Exumadas e Domínio dos Fundos de Vale e Baixadas Sedimentares. Dentre os domínios, o mais complexo é o das Escarpas e Patamares Dissecados, que dentre várias formas apresenta um bloco abatido, com mergulho contrário ao de todo o reverso da escarpa, indicando inclusive, desnível altimétrico da Formação Botucatu de mais de 10 metros em relação às áreas adjacentes. A partir dos lineamentos e da rede de drenagem foi possível à identificação de cinco zonas de falhas que influenciaram no desvio da direção do canal do córrego Morumbi e do ribeirão Três Barros. Um desses sistemas de falhas propiciou o desvio do curso do córrego Morumbi, que pode ter proporcionado a captura do córrego Morumbi pelo ribeirão Três Barros. Finalmente, esses cinco sistemas de falhas corresponderam àqueles setores de maiores índices de anomalias de drenagem definidos a partir da aplicação do índice de Relação Declividade-Extensão, atestando a eficiência dos métodos de análise morfométrica para a área de estudo.

Palavras-chave: Rede de drenagem; Análise morfométrica; Análise morfotectônica.

ABSTRACT

Methods of morphostructural analysis, based on morphometric indices constitute important tools for evaluating the tectonic-structural behavior of hydrographic systems, besides being cheap and quick methods of collecting information, passable to correlate with field data. In addition to the morphometric analysis, geological and geomorphological data were obtained through photointerpretation. Thus, this report presents results like Stream-length index (SL index), Asymmetric Factor (AF) and Drainage Basin Symmetry (DBS). The SL index was applied to the entire study area, to the 125 channels that comprise the Morumbi hydrographic basin. In both the main channel and in its largest tributary, Três Barros stream, there were no first order anomalies, only the second order. However it was possible to define three areas of anomalies in Morumbi and in the Três Barros stream, which may induce piracy and an area where the channels are parallel with very slight shift, indicating the presence of recent movements, which agrees with data from other research. Both Asymmetric Factor and Drainage Basin Symmetry showed high values, indicating the displacement of the channel relative to its left bank and tilting of the right bank, respectively. Analysis of the lineaments showed two major trends of directions: NW-SE, coinciding with the major faults and intrusive bodies present in the area; E-W, which is one of the main groups of lineaments of the Paraná Sedimentary Basin and lineaments in the NE-SW, cutting the dykes and indicating the superimposition of channels and possibly influencing processes of stream piracy. Four geomorphological domains were defined: Domain of dissected cliff and levels, Intermediate domain of low hills, Domain of exhumed hills and Domain of valley bottoms and sedimentary lowlands. Among the domains, the more complex is the Domain of dissected cliffs and levels, which among various forms presents a block down, contrary to dip with the hole side of the escarpment, indicating even altimetric Botucatu Formation gap of more than 20 meters above adjacent areas. From the lineaments and drainage network was possible to identify five fault zones that influenced the shift in the direction of the Morumbi and Três Barros stream. One such system fault caused the diversion of the course of the stream Morumbi, which might have allowed the capture of Morumbi stream by Três Barros stream. Finally, these five fault systems correspond to those sectors of the highest rates of drainage anomalies defined from the application of the SL index, attesting the efficiency of morphometrical methods for the study area.

Key-words: Drainage network evolution; Morphometric analysis; Morphotectonic analysis

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo (em azul) no município de Faxinal, no Estado do Paraná e no Brasil.....	2
Figura 2: Área de estudo com destaque para o córrego Morumbi e o ribeirão Três Barros	4
Figura 3: Parâmetros utilizados para cálculo do RDE em segmentos de drenagem	9
Figura 4: Variáveis utilizadas para cálculo do fator de assimetria da bacia (a) e fator de simetria topográfica transversal (b).	10
Figura 5: Modelo de relevo idealizado mostrando a expressão atual devido à disposição dos blocos morfotectônicos. A área de estudo situa-se entre a zona de falhas de Mauá da Serra e a zona de falhas do rio Pereira.....	13
Figura 6: Escarpa presente na bacia do rio Bufadeira. As linhas brancas indicam as possíveis falhas e indicam o desnivelamento dos blocos. Desconsiderar as letras B e D. Fonte: Santos, F. (2011)	16
Figura 7: Afloramento da Formação Rio do Rasto com falhas normais (em estilo dominó) afetando depósitos cenozóicos. Fonte: Santos, F. (2011)	16
Figura 8: Escarpa presente na bacia do ribeirão São Pedro. As linhas pontilhadas indicam as paleo-extensões das superfícies erosivas, correlacionadas com as superfícies de aplanamento Pd3 e Pd2.....	18
Figura 9: Escarpa presente na bacia do ribeirão São Pedro mostrando as superfícies descritas acima.....	18
Figura 10: Modelo esquemático do comportamento morfoestrutural da bacia do rio Alonzo	19
Figura 11: (1) Arenito Botucatu avermelhado com estratificação cruzada; (2) no front da escarpa aflora arenito Pirambóia sotoposto pelo arenito Botucatu; (3) na baixa vertente afloramento de siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto; (4) linha de falha na escarpa, com indicação de movimentação normal e componente transcorrente sinistral.	20
Figura 12: Vista do domo, onde se percebe junto a sua base, facetas triangulares, que evidenciam falhamentos.	21
Figura 13: Mapa de anomalias de drenagem da bacia do ribeirão Água das Antas	22
Figura 14: Classificação de padrões de canais quanto à sua forma: retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado. Quanto ao tipo de carga: carga de fundo, carga mista e carga suspensa.	24

Figura 15: Principais padrões da rede de drenagem, sua representação tridimensional e bidimensional.....	26 e 27
Figura 16: Propriedades da rede de drenagem.....	29
Figura 17: Representação das anomalias de drenagem	32 a 34
Figura 18: Coluna estratigráfica da área de estudo.....	36
Figura 19: Perfil topográfico esquemático do Estado do Paraná. A área de estudo encontra-se entre o 3° e o 2° Planalto, próximo à serra do Cadeado.	38
Figura 20: Média da precipitação mensal entre os anos de 1975 e 2004	41
Figura 21: Dique de diabásio controlando o interflúvio noroeste da bacia do córrego Morumbi.	44
Figura 22: Detalhe do diabásio. Grande quantidade de sílica é notada nesse tipo litológico.....	44
Figura 23: Detalhe da Formação Botucatu apresentando aspecto silicificado	44
Figura 24: Afloramento de arenito Piramboia próximo as escarpas ao norte da bacia ..	44
Figura 25: Afloramento da Fm. Rio do Rasto	45
Figura 26: Detalhe do afloramento.....	45
Figura 27: Depósitos coluviais com materiais provenientes da Fm. Serra Geral de ordem centimétrica	45
Figura 28: Presença de blocos métricos oriundos da Fm. Serra Geral e Botucatu em áreas de depósitos coluviais.....	45
Figura 29: Cascalheira polimítica na margem esquerda do córrego Morumbi	46
Figura 30: Barra de cascalho com mais de 1 metro de altura por 5 metros de comprimento.....	46
Figura 31: Carta geológica da bacia do córrego Morumbi (Apêndice I – Formato A2)	47
Figura 32: Diagrama de rosetas dos lineamentos - Frequência Absoluta.....	48
Figura 33: Diagrama de rosetas dos lineamentos - Comprimento Absoluto.....	48
Figura 34: Mega-falhas do Arco de Ponta Grossa. Em destaque a localização da área de estudo, sobre a falha do rio Alonzo.	49
Figura 35: Canais superimpostos cortando os diques de diabásio perpendiculares ao sentido desses corpos.....	50
Figura 36: Variação altimétrica da bacia hidrográfica do córrego Morumbi	51

Figura 37: Carta geomorfológica da bacia do córrego Morumbi (Apêndice II – Formato A2)	53
Figura 38: Área de escarpas ao norte da bacia do córrego Morumbi. Presença de escarpas erosivas e estruturais	54
Figura 39: Vista de Sul para Norte da área escarpada da bacia do córrego Morumbi ...	55
Figura 40: Série de pequenos patamares próximos às escarpas no Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados.	55
Figura 41: Elevações residuais próximas à escarpa, com vista de nordeste para sudoeste.	56
Figura 42: Vista de oeste para leste dos relevos residuais da bacia do córrego Morumbi, entre as elevações observa-se um depósito de fluxo gravitacional, tendo sua porção distal onde uma falha NE-SE estaria seccionando essas formas.	57
Figura 43: Áreas de risco de deslizamentos com blocos angulosos.	58
Figura 44: Degraus na encosta evidenciando o rastejamento.	58
Figura 45: Cabeceiras de drenagem formando vale suspenso no flanco norte da área de estudo.	59
Figura 46: Bloco abatido na porção central do Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados.	60
Figura 47: Matações recobrimdo materiais argilosos na baixa vertente.	61
Figura 48: Detalhe do mapa geomorfológico para a área descrita acima.	62
Figura 49: Na escarpa à esquerda o contato da Fm. Botucatu com a Fm. Serra Geral ocorre a aproximadamente 762 metros e no bloco abatido à direita esse contato está a aproximadamente 740 metros.	62
Figura 50: Panorâmica do Domínio Intermediário das Colinas Baixas. Ao fundo o Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados.	64
Figura 51: Ressaltos litológicos em um depósito de fluxo gravitacional na bacia do ribeirão Laçador.	64
Figura 52: Perfil esquemático da evolução dos patamares.	64
Figura 53: Característica do Domínio das Colinas Exumadas, com afloramentos constantes da Formação Rio do Rasto, podendo ocorrer uma fina cobertura de depósitos coluviais.	65

Figura 54: Depósitos de seixos e blocos angulosos, característicos do Domínio dos Fundos de Vale e Baixadas Sedimentares. Os blocos demonstram a alta energia do córrego Morumbi.....	66
Figura 55: Carta hidrográfica da área de estudo mostrando a ordem dos canais.	68
Figura 56: Perfil longitudinal e anomalias da bacia do córrego Morumbi	70
Figura 57: Modelo esquemático do comportamento morfoestrutural da bacia do rio Alonzo e seção entre os blocos B, C e D. A área em vermelho mostra a localização da área de estudo neste contexto.	71
Figura 58: Perfil longitudinal e anomalias da bacia do ribeirão Três Barros.	72
Figura 59: Interpolação da relação RDE_{trecho}/RDE_{total} . Os destaques são para as seções descritas anteriormente.....	73
Figura 60: Espacialização do Fator de Simetria Topográfica Transversal e do Fator de Assimetria de Bacias	75
Figura 61: Padrões de drenagem da bacia do córrego Morumbi.....	77
Figura 62: Anomalias e controle estrutural da rede de drenagem da bacia do córrego Morumbi.....	79
Figura 63: Modelo esquemático das curvaturas abruptas, possivelmente ligadas a falhas perpendiculares a direção do canal.....	80
Figura 64: Modelo do sistema de falhas do alto curso do córrego Morumbi.....	81
Figura 65: Modelo do sistema de falhas no médio curso do córrego Morumbi.....	82
Figura 66: Blocodiagrama do sistema de falhas que teria originado a captura do córrego Morumbi pelo ribeirão Três Barros.	83
Figura 67: Blocodiagrama da quinta falha que afeta o médio curso do ribeirão Três Barros.....	83

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Síntese das informações de temperatura e umidade relativa do ar.	40 e 41
Tabela 2: Análise descritiva dos lineamentos estruturais da bacia do córrego Morumbi.....	48
Tabela 3: Relação dos canais da área de estudo por ordem, quantidade, comprimento total e comprimento médio de cada ordem.....	67
Tabela 4: Valores utilizados para cálculo do FSTT. Na coluna da distância do eixo central Or significa que o deslocamento é para o setor oriental e Oc para o setor ocidental	75

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Principais padrões da rede de drenagem, seu significado e seus padrões modificados	27 e 28
Quadro 2: Anomalias de drenagem e seus significados.....	31 e 32
Quadro 3: Unidades geomorfológicas da área de estudo.	39
Quadro 4: Síntese das características dos Domínios Morfoestruturais I, II e III.....	39
Quadro 5: Valores para cálculo de FAB.....	75

SUMÁRIO

RESUMO.....	i
ABSTRACT	ii
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABELAS.....	vii
LISTA DE QUADROS	vii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Localização da área de estudo	2
1.2 Justificativas	3
2 OBJETIVOS	5
2.1 Objetivo geral	5
2.2 Objetivos específicos.....	5
3 MATERIAIS E MÉTODOS	5
3.1 Levantamento de material bibliográfico.....	6
3.2 Fotointerpretação e trabalhos de campo	6
3.3 Trabalhos de gabinete.....	7
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	10
4.1 Influência tectono-estrutural das formas do relevo	10
4.1.1 Síntese de trabalhos de cunho geológico-geomorfológicos próximos à área de estudo	12
4.2 Arquitetura da rede de drenagem e processos associados	22
4.2.1 Morfologia dos canais fluviais	23
4.2.2 Padrões e formas da rede de drenagem	25
4.2.3 Anomalias de drenagem.....	30
5 ANÁLISE FISIAGRÁFICA REGIONAL	35
5.1 Contexto Geológico Regional	35

5.2 Contexto geomorfológico regional	38
5.3 Aspectos climáticos	40
5.4 Cobertura Pedológica	42
6 RESULTADOS	43
6.1 Arcabouço geológico e Geomorfologia da bacia do córrego Morumbi	43
6.1.1 Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados	54
6.1.2 Domínio Intermediário das Colinas Baixas	63
6.1.3 Domínio das Colinas Exumadas	65
6.1.4 Domínio dos Fundos de Vales e Baixadas Sedimentares	65
6.2 Análise Morfométrica da rede de drenagem.....	66
6.3 Análise Qualitativa da rede de drenagem	76
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	84
REFERÊNCIAS	86
ANEXOS	95
Anexo I	96
Anexo II.....	97
Anexo III.....	98
Anexo IV	100
Anexo V.....	102
Anexo VI	103
Anexo VII.....	104
Anexo VIII.....	113
APÊNDICES	120
Apêndice I.....	121
Apêndice II	122

1 INTRODUÇÃO

Pesquisas que consideram a influência da tectônica na formação do relevo são relativamente recentes no Brasil, sendo mais difundidas após a década de 1970. Contudo, as pesquisas que consideram eventos de tectonismo recente carecem de métodos adequados, pois, em sua maioria, utilizam métodos da Geologia Estrutural, sendo negligenciadas as propostas de evolução geomorfológica (COUTO, 2011).

Na tentativa de suprir essa busca por métodos, a análise quantitativa e qualitativa da rede de drenagem vem sendo aplicada a fim de caracterizar processos morfotectônicos e/ou morfoestruturais e apresentam importante contribuição pela sensibilidade dos canais fluviais às alterações nos níveis de base (SCHUMM, 1977).

A rede de drenagem é um importante elemento geomorfológico, pois sua arquitetura e geometria podem dar subsídios ao entendimento da evolução geomorfológica de determinada área. Segundo Howard (1967), a rede de drenagem se modifica apresentando padrões e formas de acordo com estruturas do modelado do relevo, apresentando um significado litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico. Quando essas formas são distoantes do padrão regional, são caracterizadas como anomalias de drenagem.

A anomalia de drenagem pode ser definida como um desvio da drenagem regional e ou do padrão do canal que, em outra área, está de acordo com as estruturas regionais ou topografia (HOWARD, 1967). DeBlieux (1949 *apud* HOWARD, *op. cit.*) afirma que o padrão que se é esperado para determinadas condições é considerado como normal, enquanto que o que difere é classificado como anomalias. Essas anomalias sugerem desvios nas estruturas ou na topografia regional.

Além dessas anomalias, o perfil longitudinal de canais fluviais também podem ser utilizados para caracterização de anomalias, a partir de uma padronização. Essa caracterização de anomalias se iniciou com o uso das variáveis morfométricas, que foi introduzido no Brasil a partir da década de 2000. (ACKLAS JR.; ETCHEBEHERE *et al.*, 2003; ETCHEBEHERE, 2004; SALAMUNI *et al.*, 2004; GUEDES *et al.*, 2006)

Desta forma a presente dissertação tem o objetivo aplicar as seguintes metodologias: Índice de Relação Declividade-Extensão (HACK, 1973), Fator de Simetria Topográfica Transversal (HARE; GARDNER, 1985) e Fator de Assimetria de Bacias (HARE; GARDNER, 1985) como uma caracterização quantitativa dos processos

que influenciam na evolução da rede de drenagem e correlação e aferição dos resultados com mapeamento geomorfológico a partir de fotointerpretação e de trabalhos de campo.

1.1 Localização da área de estudo

A área de pesquisa desta dissertação compreende a bacia hidrográfica do córrego Morumbi no Estado do Paraná, limitada pelas coordenadas $24^{\circ} 03' 6,9146''$ e $24^{\circ} 07' 37,6527''$ de latitude Sul e $51^{\circ} 17' 51,5723''$ e $51^{\circ} 21' 24,5879''$ de longitude Oeste (Figura 1). A área está inserida na região Norte Central paranaense, na zona rural do município de Faxinal distante cerca de 9 km do centro da cidade.

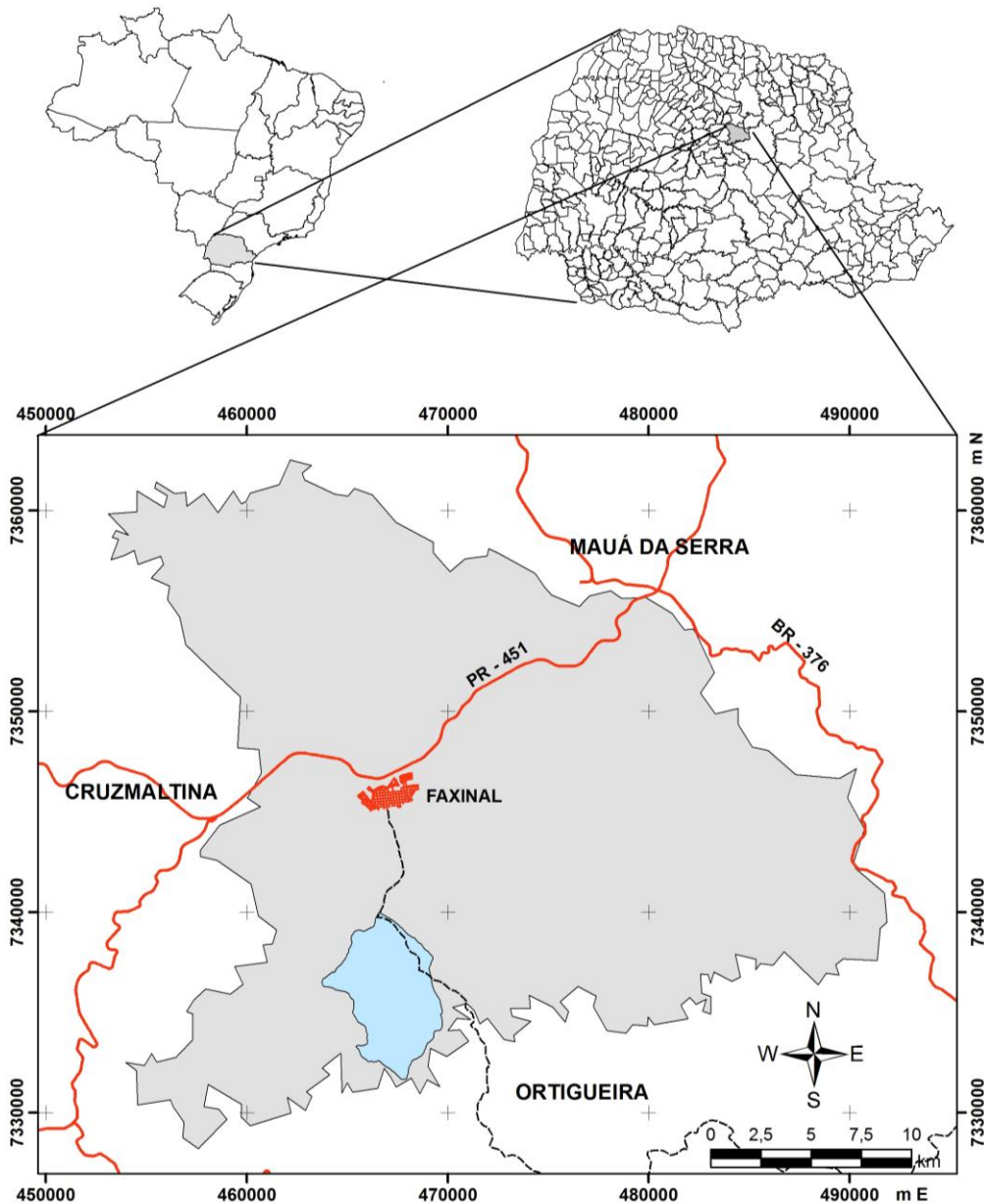


Figura 1: Localização da área de estudo (em azul) no município de Faxinal, no Estado do Paraná e no Brasil.

O acesso à área de estudo se dá pela PR-451 até a cidade de Faxinal. A partir da sede do município segue-se pela Rua Santos Dumont que fora do perímetro urbano dá acesso à estrada vicinal que corta a área de estudo. As estradas que cruzam a área são bem conservadas, porém devido ao relevo fortemente ondulado o acesso à área é dificultado.

A bacia hidrográfica do córrego Morumbi possui além do seu canal principal um afluente de 4ª ordem, o ribeirão Três Barros. Este canal apresenta uma extensão semelhante a do canal principal, com 9,9km enquanto que o córrego Morumbi apresenta uma extensão de pouco mais de 11km. O ribeirão Três Barros percorre a área no sentido NNW-SSE ao longo do setor ocidental da bacia de drenagem enquanto que o córrego Morumbi possui orientação geral NNE-SSW, percorrendo o setor oriental da bacia. As cabeceiras de drenagem estão localizadas na porção Norte da bacia junto à escarpa que marca a transição do Terceiro para o Segundo Planalto paranaense (MAACK, 1948). Cerca de dois quilômetros da foz, à margem direita do rio Pereira, ocorre à confluência do ribeirão Três Barros e do Córrego Morumbi, resultando num canal mais amplo, de orientação N-S. A bacia hidrográfica do córrego Morumbi apresenta a forma de um hexágono prolato (achatamento no eixo E-W) e possui uma área de aproximadamente 27,57 km² (Figura 2).

1.2 Justificativas

A caracterização dos processos geomorfológicos que ocorrem em determinada área é objeto que visa contribuir com o planejamento regional/ambiental visto que o conhecimento dessas variáveis pode auxiliar em processos de licenciamento ambiental para instalação de núcleos habitacionais, zonas industriais e grandes obras como, por exemplo, usinas hidrelétricas. Além das aplicações técnicas, esses a caracterização desses processos corroboram na criação de hipóteses sobre a evolução da paisagem natural.

Esta dissertação justifica-se pela necessidade da continuidade de estudos geomorfológicos em escala de detalhe na região de Faxinal, Estado do Paraná. Trabalhos realizados por Fortes *et al.* (2008), Manieri (2010), Santos, F. (2010), Couto (2011), Couto *et al.* (2011) e Vargas (2012) buscaram o entendimento das relações geomorfológicas e litoestruturais da borda planáltica paranaense, especificamente da

Serra Geral. Estes estudos foram realizados a partir de aplicação de diferentes metodologias, tendo como foco as anomalias na fisiografia da paisagem.

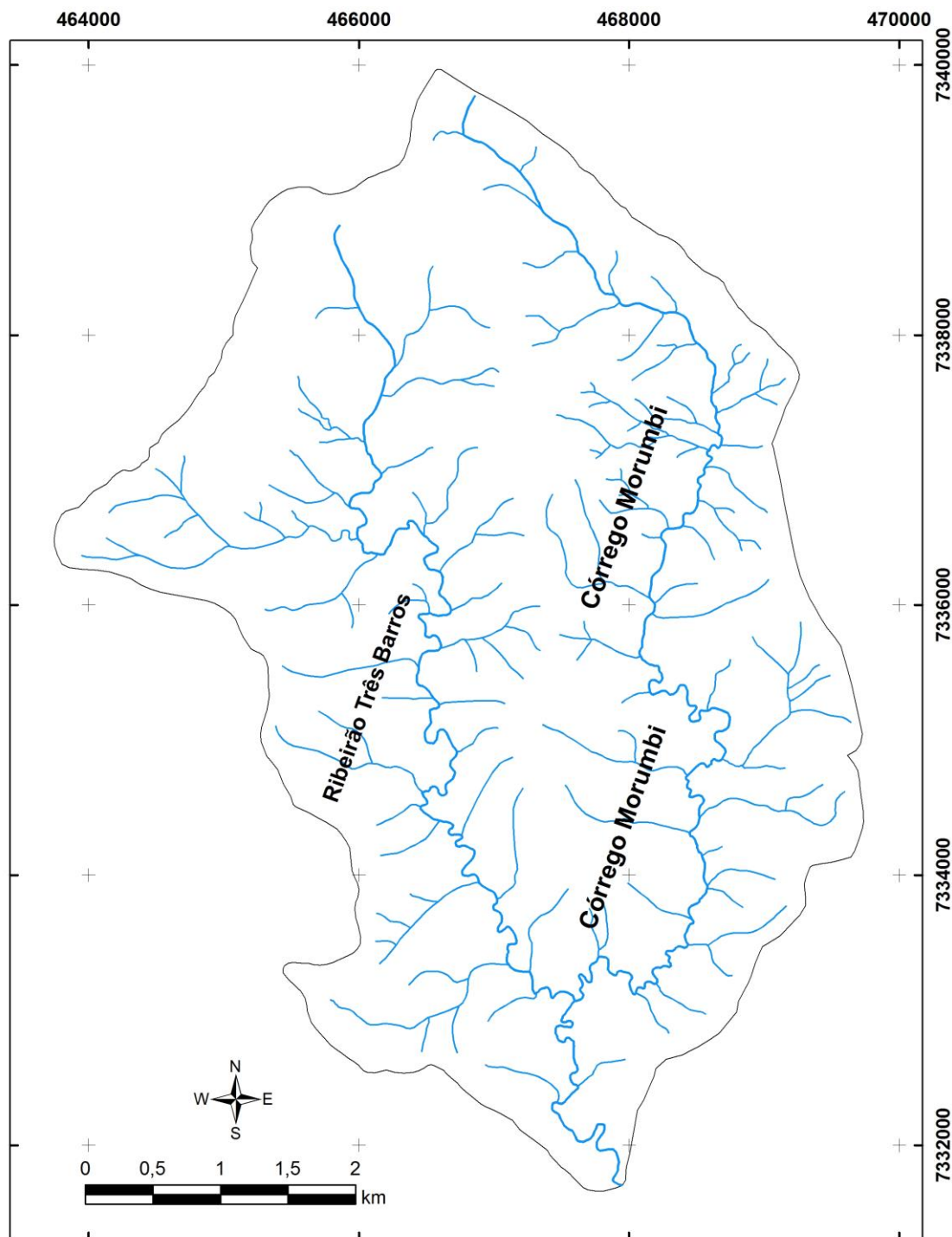


Figura 2: Área de estudo com destaque para o córrego Morumbi e o ribeirão Três Barros

A escolha da bacia hidrográfica do córrego Morumbi como objeto de estudo desta dissertação se deu pelo fato de que a mesma está inserida entre três bacias hidrográficas que possuem mapeamento geomorfológico de detalhe. A bacia do ribeirão

São Pedro, estudada por Manieri (2010), a bacia do ribeirão Laçador, pesquisada por Nascimento (2008), Sordi (2011), Fortes *et al.* (2011) e a bacia do rio Bufadeira que foi objeto de estudo de Santos, F. (2010).

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Buscar compreender a organização da rede de drenagem, a relação com os condicionantes geológico-geomorfológicos e a dinâmica de evolução do relevo da bacia hidrográfica do córrego Morumbi.

2.2 Objetivos específicos

Analisar quantitativa e qualitativamente a arquitetura da rede de drenagem, identificando anomalias e áreas de maior evidência de controle estrutural;

Delimitar domínios geomorfológicos para a área de estudo, buscando agrupar conjuntos de formas semelhantes, com gênese comum;

Verificar a ocorrência de evidências de atividades tectônicas recentes na configuração da rede de drenagem e demais formas na bacia do ribeirão Morumbi.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

A metodologia utilizada para a elaboração desta dissertação teve como ponto inicial a análise de dados geomorfológicos e geológicos que analisados sistematicamente possibilitam a formulação de hipóteses e pressupostos para o entendimento do quadro evolutivo geomorfológico da área de estudo.

Para que esses dados fossem obtidos, uma série de procedimentos metodológicos foram realizados, levando em consideração sua relevância tanto em escala local quanto regional. Desses procedimentos destacamos: a fundamentação teórico-metodológica com base na literatura geológica-geomorfológica; interpretação de fotografias aéreas; aplicação de análises morfométricas como inferência de dados morfoestruturais/morfotectônicos; trabalhos de campo para coleta de dados de caráter

estrutural e aferição dos resultados da fotointerpretação; análise dos dados e interpretação dos resultados obtidos e por último a redação final da dissertação.

3.1 Levantamento de material bibliográfico

O levantamento de material bibliográfico é de fundamental importância para pesquisas de cunho científico. Buscou-se nesta dissertação levantar materiais de caráter geológico e geomorfológico que tratam de assuntos correlatos à pesquisa, de trabalhos já realizados em contextos semelhantes ao da área de estudo e também às pesquisas já realizadas nessa área do conhecimento.

Poucos são os trabalhos de Geomorfologia abordando a região de transição do Terceiro para o Segundo Planalto paranaense próximos à região de Faxinal. Até a década de 2000 encontravam-se na literatura apenas trabalhos de cunho geológico. As pesquisas de Geomorfologia que citavam essa área mencionavam apenas aspectos básicos do relevo, como altimetria e declividade.

A partir de 2007 essa região vem sendo objeto de estudos geomorfológicos e de evolução de paisagens por intermédio dos pesquisadores da Universidade Estadual de Maringá. Essas pesquisas buscam contribuir para estudos de caráter físico da região. As pesquisas já realizadas e em andamento possuem diferentes graus acadêmicos, desde projetos de iniciação científica até Teses de Doutorado, desenvolvidas pelo Grupo de Estudos Multidisciplinares do Ambiente (GEMA) e pelo Grupo de Estudos de Paisagem e Desenvolvimento Rural, ambos do Departamento de Geografia e Programa de Pós-Graduação em Geografia dessa Universidade.

3.2 Fotointerpretação e trabalhos de campo

A ausência de material cartográfico em escalas maiores dificultam estudos de qualquer natureza na área das Geociências. Apesar de no Estado do Paraná haver um mapeamento sistemático na escala de 1:50.000, para pesquisas em áreas na ordem de dezenas de km² esse material ainda se mostra inadequado, visto que as operações geométricas utilizadas na generalização entre escalas suprime informações que podem prejudicar a análise quanti e qualitativa desses materiais (BRAVO, 2013, no prelo).

A carta topográfica de Faxinal, Folha SF.22-V-B-III-1 (DSG, 2000) foi utilizada inicialmente para escolha da área de estudo e serviu para apoio nos trabalhos de campo

a fim de localização. Dos dados disponíveis neste material, foram utilizados a rede de drenagem e as cotas altimétricas da área.

Desta forma, optou-se por utilizar fotografias aéreas para elaboração do mapeamento geomorfológico e geológico, sempre com o apoio dos dados aferidos e obtidos em trabalhos de campo. Na etapa da fotointerpretação iniciou-se com a extração da rede de drenagem e feições fluviais. Posteriormente foram extraídas algumas geoformas como: feições erosivas (voçorocas, escarpas erosivas, bordas erosivas de canais), feições estruturais (borda de patamar estrutural, escarpa estrutural, cristas alinhadas em diques de diabásio, ressaltos litológicos) e feições deposicionais (zonas de deposição colúvio-aluvial, depósitos de fluxos gravitacionais) dentre outros.

Foram realizados quatro trabalhos de campo na área, onde foram realizadas descrições de afloramentos, medidas de mergulho e atitudes de juntas e camadas, bem como registro fotográfico da paisagem e de depósitos de cascalho junto aos canais fluviais.

3.3 Trabalhos de gabinete

Todos os dados levantados, sejam dados levantados em campo ou por meio de fotointerpretação foram inseridos no *software* ArcGIS® v. 9.2, tomando como modelo o elipsoide de revolução, como sistema de referência o SAD69 (*South American Datum* 1969) e as coordenadas utilizadas foram UTM, Fuso 22S.

Alguns parâmetros morfométricos podem ser aplicados com o intuito de auxiliar na caracterização, na quantificação e na fundamentação teórica sobre alterações ou anomalias, bem como no controle estrutural da rede de drenagem. Alguns desses parâmetros foram desenvolvidos em meados do século XX, entre os quais podemos destacar: Horton, (1945); Strahler, (1952); Howard, (1967); Hack, (1973); Burnett; Schumm, (1983) dentre outros.

Aplicadas à identificação de anomalias de drenagens, alguns métodos vêm sendo difundidos como o índice de Relação Declividade-Extensão (RDE) (ETCHEBEHERE *et al.*, 2004, adaptado do *SL index* de HACK, 1973), fator de assimetria de bacias (FAB) (HARE; GARDNER, 1985) e fator de simetria topográfico transversal (FSTT) (HARE; GARDNER, *op. cit.*). Esses índices auxiliam na maneira que propõem uma padronização dos resultados tanto na relação entre a declividade e extensão dos canais, quanto na posição dos canais dentro de sua área de captação.

O índice proposto por Hack (1973) e adaptado por Etchebehere *et al.*, (2004), denominado de RDE é uma ferramenta importante para detecção de anomalias na concavidade natural do perfil longitudinal de canais fluviais, que possibilita a normalização dos valores de gradiente e a identificação de anomalias de drenagem em cada trecho do seu curso (FUJITA *et al.*, 2011). O índice RDE pode ser obtido através da equação 1:

$$\text{RDE total} = (\Delta H / \log L); \text{RDE trecho} = (\Delta H / \Delta l) \times L \quad (1)$$

Onde: ΔH é igual à diferença altimétrica entre os extremos do canal ou do trecho selecionado, \log é o logaritmo natural, L é a extensão total do curso d'água e Δl é a extensão do trecho selecionado (Figura 3).

Os setores anômalos são definidos a partir de limiares (SEEBER; GORNITZ, 1983 *apud* ANDRADES FILHO, 2010), onde se considera $RDEs/RDEt = 2$ como o limiar inferior da faixa de anomalias, ≥ 2 e < 10 como anomalias de 2ª ordem e ≥ 10 como anomalias de 1ª ordem .

As anomalias de 2ª ordem podem representar áreas onde pequenas alterações na declividade do canal são notadas, podendo ser relacionadas à presença de canais com caudal expressivo que aumentam o poder erosivo do canal, aumentando assim a sua declividade, rupturas de declive marcadas por diferenças litológicas sutis e pequenos falhamentos que transectam canais, formando pequenos degraus ao longo do perfil longitudinal. Já as anomalias de 1ª ordem normalmente estão relacionadas a rupturas de declive mais acentuadas, podendo formar cachoeiras e saltos. Grandes diferenças na resistência dos materiais do embasamento podem ocasionar esse tipo de anomalias. Na literatura as anomalias de 1ª ordem são comumente associadas a eventos de caráter neotectônico.

Nesta dissertação, entendem-se como rios em equilíbrio os cursos fluviais que apresentam a curva de seu perfil longitudinal mais ajustada a uma equação logarítmica, não apresentando ao longo de seu curso nenhum processo de agradaciação ou entalhe fluvial (ETCHEBEHERE, 2000; FORTES, 2003; *apud* FUJITA, 2009).

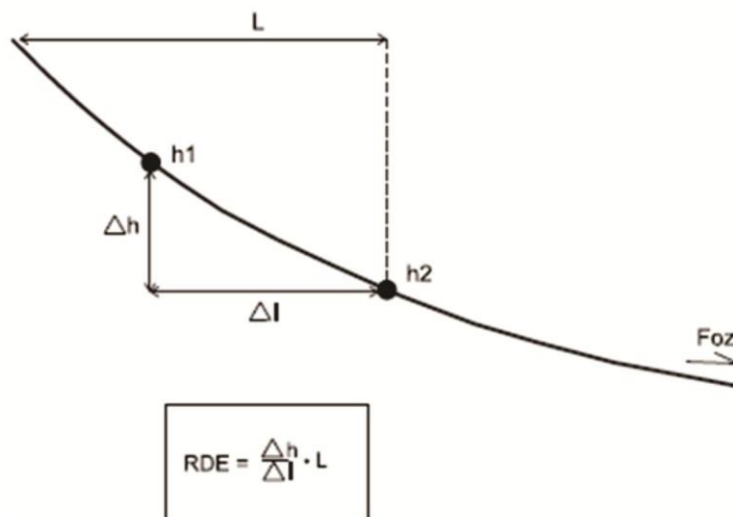


Figura 3: Parâmetros utilizados para cálculo do RDE em segmentos de drenagem
Fonte: Etchebehere *et al.*, (2004)

O fator de assimetria de bacias, proposto por Hare; Gardner (1985) indica que a assimetria de uma bacia reflete o deslocamento lateral do seu canal principal, perpendicularmente à direção do seu eixo (Figura 4a). O método consiste na divisão entre a área da margem direita de uma bacia pela área total da mesma, como se pode observar na equação 2:

$$\mathbf{FAB = 100 \times (Ra/Ta)} \quad (2)$$

Onde:

Ra = área localizada à margem direita da bacia; Ta = área total da bacia.

De acordo com Hare; Gardner (1985), quando o valor encontrado for próximo a 50, isso indica que não houve basculamento significativo e a bacia se encontra em condições estáveis. Valores menores que 50 apontam para um possível basculamento da margem esquerda da bacia, enquanto valores maiores do que 50 indicam um provável basculamento da margem direita da bacia.

Hare; Gardner (1985) propuseram ainda o fator de simetria topográfica transversal (FSTT), que traz uma relação entre a distância da linha média da bacia e o canal principal e a distância entre a linha média da bacia e o seu divisor mais próximo (Figura 4b). Essa relação indica quão deslocado o canal está do centro da bacia. A equação 3 é utilizada para o cálculo do FSTT:

$$\mathbf{T = Da/Dd} \quad (3)$$

Onde: D_a = corresponde à distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo; D_d = a distância da linha média da bacia até o divisor da bacia. Quanto mais próximo de 0 for o resultado, maior é a simetria topográfica transversal e quanto mais próximo de 1, menor a simetria.

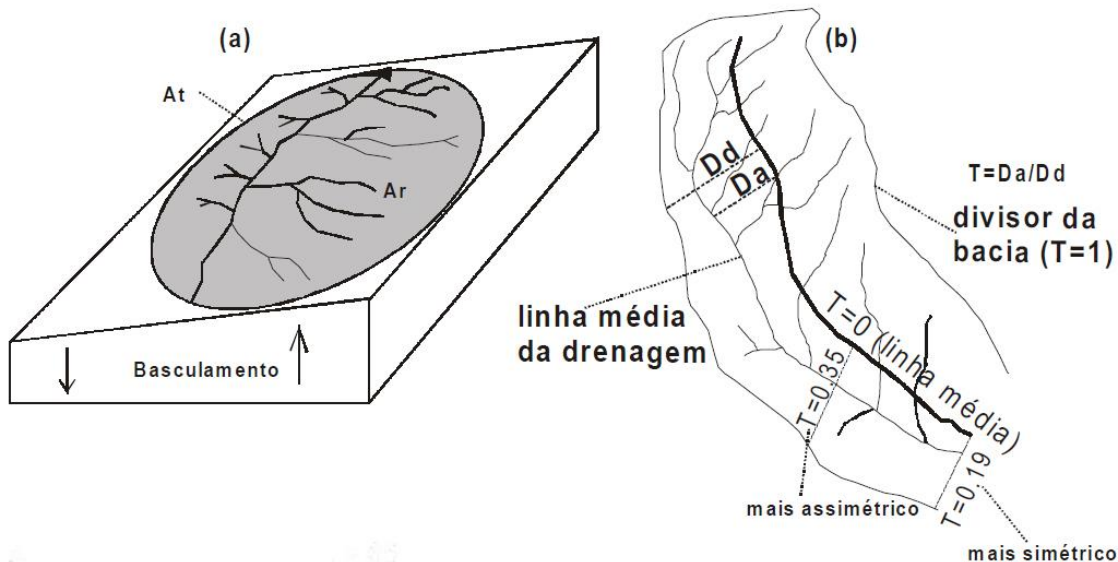


Figura 4: Variáveis utilizadas para cálculo do fator de assimetria da bacia (a) e fator de simetria topográfica transversal (b).

Fonte: Adaptado de Salamuni *et al.* (2004)

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 Influência tectono-estrutural nas formas do relevo

Desde o início do desenvolvimento de grandes teorias da Geomorfologia, os fatores tectônicos já eram levados em consideração como agentes formadores do relevo. Davis (1899) em sua teoria intitulada “*The geographical cycle*” já previa que o relevo era formado por períodos de atividade e estabilidade tectônica. Segundo essa teoria, o processo de denudação iniciava-se por um rápido soerguimento da massa continental e diante dessa elevação, os sistemas fluviais incidiriam fortemente sobre as áreas, buscando um novo equilíbrio com o nível de base.

Penck (1924), discordando de Davis (1899) afirmava que os processos de denudação e a emersão ocorriam simultaneamente. Segundo sua teoria, a intensidade da movimentação crustal associado ao regime climático produziam diferentes formas de vertentes. Onde a taxa de soerguimento era maior do que a incisão formavam-se vertentes convexas, onde a taxa de incisão era similar à taxa de soerguimento,

formavam-se vertentes retilíneas e onde a taxa de incisão era maior do que a taxa de soerguimento, formavam-se vertentes côncavas.

Três décadas após o surgimento da teoria de Penck (1924) e cinco após a de Davis (1899), King (1953) procura reestabelecer o conceito de estabilidade tectônica, considerando a compensação isostática, considerando ainda o recuo paralelo das encostas.

Em 1948, considerando a importância dos elementos geológicos na formação do relevo, Obruchev (1948) introduz o termo neotectônica na literatura. Em sua concepção original, o termo trazia como neotectônica, os movimentos tectônicos recentes ocorridos no fim do Terciário e durante o Quaternário, os quais foram importantes para a formação da topografia contemporânea (OBRUCHEV, 1948 *apud* SAADI, 1993).

Segundo Bezerra (1998), cada vez mais há uma tendência no abandono de definições pautadas por períodos precisos. Nesse sentido Pavlides (1989) propôs um conceito de neotectônica caracterizado como os eventos novos que ocorreram ou estão ocorrendo numa região [...] após sua reorganização tectônica mais significativa. Levando em consideração a dificuldade da datação desses eventos e da idade do embasamento da área de estudo, o conceito de neotectônica utilizado nessa dissertação seguirá àquele proposto por Pavlides (1989).

Couto (2011) afirma que os trabalhos de Geomorfologia brasileiros com abordagens considerando os eventos neotectônicos carecem de abordagens metodológicas adequadas, sendo em sua maioria propostos a partir de métodos da Geologia Estrutural, com caráter muitas vezes de Engenharia Geológica do que propostas para análise da evolução do relevo.

Saadi (1993) ressalta que os primeiros artigos que tratavam da neotectônica brasileira foram o de Freitas (1951) e Guimarães (1951). Ainda segundo o autor, a participação da Geomorfologia na caracterização dos efeitos regionais da tectônica recente foi devida, sobretudo a de Martonne (1940) e King (1956). Outros autores brasileiros ainda se destacaram nas reflexões geomorfológicas sobre a neotectônica no contexto brasileiro e podemos citar as contribuições de Ebert (1987), Hasui (1990), Mello (1997), Bezerra (1998), Salamuni (1998), Gontijo-Pascutti (1999), Fortes (2003), Fortes *et al.* (2005; 2007) Maia (2012) dentre outros.

4.1.1 Síntese de trabalhos de cunho geológico-geomorfológicos próximos à área de estudo

Nesse item serão apresentados alguns trabalhos sobre Geomorfologia e Geologia Estrutural realizados em áreas adjacentes à bacia do ribeirão Morumbi, sintetizando seus métodos e principais resultados.

A Bacia do Paraná é uma unidade geotectônica que possui poucas informações de caráter morfoestrutural e morfotectônico, principalmente em níveis de semi-detalhe e detalhe, sendo que os trabalhos sobre essas estruturas são de caráter regional (STRUGALE, 2002). Poucas pesquisas mostraram a diversidade de estruturas, estilos estruturais e eventos tectônicos geradores e suas implicações na evolução da Bacia em escala de detalhe (ROSTIROLLA *et al.*, 2000, 2002; STRUGALE, 2002; STRUGALE *et al.*, 2004, 2007; SANTOS, F., 2010, MANIERI, 2010; COUTO, 2011; VARGAS, 2012)

Em caráter mais regional, Strugale (2002) versa sobre implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani e na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná, apresentando uma série de dados estruturais, indicando inclusive formas provenientes dessas estruturas, uma compartimentação morfoestrutural num caráter mais amplo (abrangendo uma área de mais de 5.000km², desde São Jerônimo da Serra, até a calha do rio Ivaí), campos de tensão e algumas evidências de atividade tectônica posterior à reativação Waldeniana.

Através de trabalhos de fotointerpretação e de dados levantados em trabalho de campo em mais de 236 afloramentos do Grupo Passa Dois e São Bento, Strugale (*op. cit.*) produziu uma série de estereogramas que possibilitaram elaborar um quadro do arranjo morfotectônico da área de estudo, além de caracterizar dois eventos tectônicos que influenciaram na evolução da área (D1 e D2), nos quais identificou estruturas compressivas e extensionais, além de algumas feições de tectônica rúptil.

Dentre as estruturas deformacionais compressivas o autor apresenta uma série de dobras simétricas e falhas, que podem ser relacionadas a um sistema binário compressivo, com tensão máxima orientada entre NE-SW e N-S. Quanto às estruturas extensionais, Strugale (2002) afirma que são menos comuns, porém a geração dessas estruturas teria propiciado o estabelecimento de canais fluviais nessas zonas de fraqueza.

O principal conjunto de morfoestruturas da área é identificado por fotolineamentos, incluindo escarpas de falha e camadas basculadas com direções principais N40-50W e N40-60E.

Strugale (2002) propôs uma compartimentação da área de estudos em três regiões por ele chamadas de: Bloco Central, Bloco Sudoeste e Bloco Nordeste (Figura 5). O comportamento desses blocos é caracterizado como:

o Bloco Central caracteriza-se por cotas mais elevadas de relevo e dos afloramentos da Formação Botucatu, do que nos blocos adjacentes[...] ambas as cotas (altimétrica e de contorno estrutural) diminuem divergentemente para os rumos SW, NW e NE, a partir da região da Serra do Cadeado, onde os níveis da Formação Botucatu atingem as altitudes mais elevadas da área de estudo, de cerca de 1220m no morro das Antenas[...]. O decréscimo das cotas é um pouco abrupto para sudoeste e nordeste, atingindo um gradiente em torno de 120m para cada 10km, reflexo dos intensos falhamentos de direção NW. (STRUGALE, 2002, p. 51 e 52)

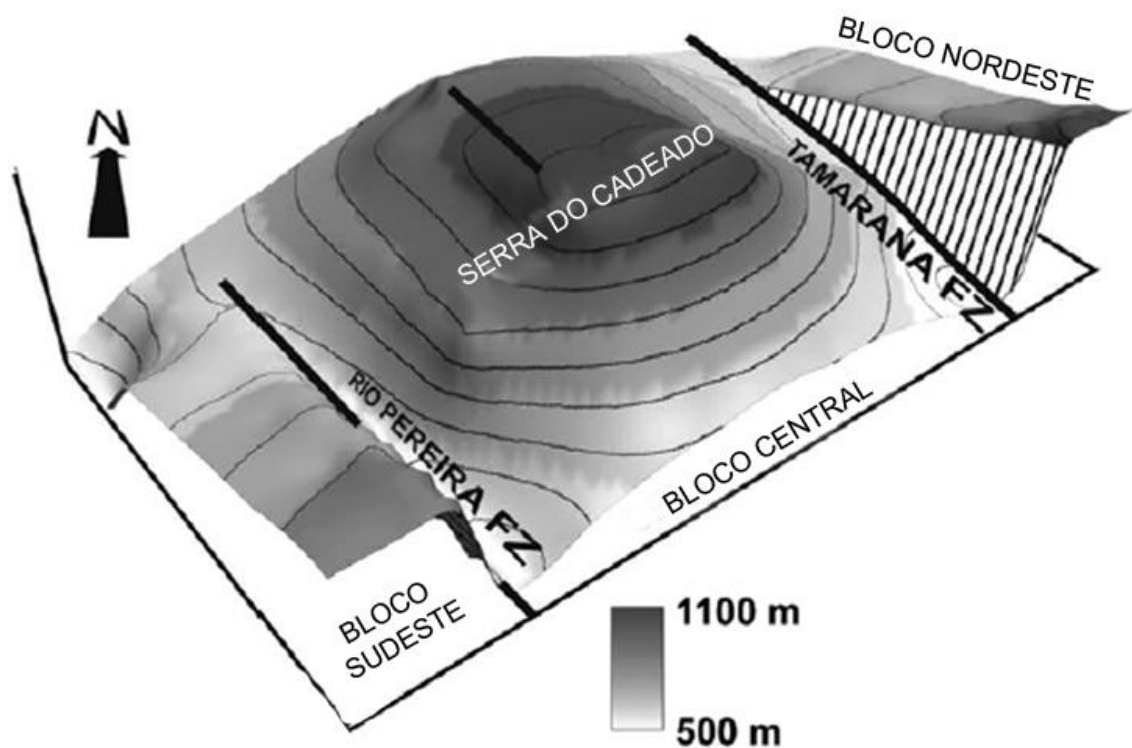


Figura 5: Modelo de relevo idealizado mostrando a expressão atual devido à disposição dos blocos morfotectônicos. A área de estudo situa-se entre a Serra do Cadeado e a zona de falhas do rio Pereira (Rio Pereira FZ).

Fonte: Adaptado de Strugale *et al.* (2007)

Ainda de acordo com o autor, “falhas de direção N50E no embasamento comumente exibem feições de reativação na Bacia do Paraná”. Essas falhas comumente

interceptam corpos intrusivos de diabásio, onde ocorrem vários desvios bruscos da rede de drenagem, podendo caracterizar capturas fluviais.

Santos, F. (2010) ao analisar o condicionamento morfoestrutural e influências neotectônicas na bacia hidrográfica do rio Bufadeira (localizada a Leste da bacia do ribeirão Morumbi) verificou que na área de estudo ocorrem “vários degraus de escarpas que fazem parte do contexto da Serra do Cadeado e são controlados tectonicamente”. O autor delimitou a ocorrência de três níveis: o primeiro ocorrendo a uma altitude de 1.100m, o segundo cerca de 900m e o terceiro entre 750 e 600m.

Desta forma, Santos, F. (*op. cit*) divide a bacia do rio Bufadeira em dois compartimentos morfotectônicos: Compartimento Morfoestrutural das Cimeiras Basálticas (CMCB) e Compartimento Morfoestrutural das Superfícies Inumadas (CMSI). Ainda segundo o autor, esses compartimentos comportam-se como:

blocos tectônicos, cuja movimentação está associada a eventos neotectônicos, possivelmente desenvolvidos no Quaternário, após o desenvolvimento das Superfícies de Aplainamento Pd3 e Pd2. O primeiro tendo encerrado no Terciário Inferior e o Segundo no Terciário Superior.

Os blocos tectônicos apresentam-se escalonados e limitados por falhas normais, predominantemente N60W, sub verticais. Planos de falhas em depósitos cenozóicos, por vezes rotacionados (em estilo dominó), evidenciam a tectônica cenozóica.

Estes blocos presentes na área obedecem a um controle estrutural regional, dado pela faixa Mauá da Serra, que se constitui como um alto estrutural falhado em direção ao Sul, na faixa Rio Pereira (SANTOS, F., 2010, p. 40 e 41).

Desta forma o autor propõe um quadro evolutivo policíclico, onde o relevo atual teria sido formado por atuação geoquímica em conjunto com eventos tectônicos. As figuras 6 e 7 apresentam uma das áreas escarpadas da bacia do rio Bufadeira com indicação das falhas que condicionam o escalonamento dos blocos e afloramento da Formação Rio do Rasto com falhas normais (em estilo dominó).

Quanto à rede de drenagem, Santos, F. (2010) afirma que ela é influenciada pelo enxame de diques de diabásio presentes na área, sobretudo no baixo curso, assumindo um padrão subdendrítico, retangular e em alguns pontos em formato radial, associado à ocorrência de altos estruturais. Além disso, o canal do rio Bufadeira apresenta uma série de inflexões, fluindo inicialmente no sentido E-W, onde se deflete para SW. A partir daí deflete novamente para SE sendo controlado por um cânion de direção NW-SE até que passa a fluir em direção S.

Couto (2011) em uma análise sobre a influência morfotectônica na rede de drenagem da bacia do rio Alonzo apontou a bacia do rio Pereira (cujo rio Bufadeira é afluente) como sendo umas das áreas com maior atividade de toda a bacia.

A bacia hidrográfica do ribeirão São Pedro, localizada a Oeste da bacia hidrográfica do córrego Morumbi, foi objeto de estudo de Manieri (2010). A autora fez uma análise sobre o comportamento morfoestrutural e dinâmica das formas do relevo daquela bacia. Em seu trabalho faz uma abordagem sobre as superfícies de erosão paranaenses, denominadas por Ab'Saber e Bigarella de Superfície Pré-Furnas, Superfície de Erosão do Purunã, Superfície do Alto Iguaçu, Superfície de Curitiba, todas localizadas no Primeiro Planalto paranaense e no Terceiro Planalto a Superfície de Cimeira (Pd₃) e as Superfícies Interplanálticas (Pd₂, Pd₁ e Pd₀).

Na tentativa de se estabelecer uma relação entre as superfícies de erosão descrita acima e níveis de patamares encontrados por toda a área da bacia do ribeirão São Pedro, Manieri (2010) encontrou desnivelamentos entre essas superfícies. A superfície de Cimeira (Pd₃) foi apresentada como estando muito dissecada em decorrência de alteração supérgena intensa e possíveis pulsos tectônicos. Segundo a autora, essa superfície é encontrada em altitudes de mais de mil metros na porção Norte da bacia, podendo chegar a pouco mais de 600 metros na porção central. Esse desnivelamento foi associado a uma sequência de falhas normais, concordante com o modelo proposto por Santos, F. (2010), em que as escarpas estariam escalonadas condicionadas por tais falhas (Figura 8 e 9).

Além desses desnivelamentos de superfícies, Manieri (*op. cit.*) aponta um forte controle litoestrutural na evolução geomorfológica da área, evidenciado a partir do rotacionamento da escarpa principal da Serra Geral de E-W para NW-SE, sendo que esta alteração na direção está associada à presença de diques de diabásio (FORTES *et al.*, 2010).

Não obstante, Manieri (*op.cit.*) afirma que as drenagens que se instalaram sobre as litologias areníticas foram favorecidas pela alta densidade de linhas de fraqueza no substrato e que a baixa permeabilidade e porosidade das rochas da Formação Rio do Rasto condicionaram uma alta densidade de drenagem. A rede de drenagem possui uma orientação geral NW-SE e NE-SW, corroborando com a direção preferencial dos lineamentos da bacia.



Figura 6: Escarpa presente na bacia do rio Bufadeira. As linhas brancas indicam as possíveis falhas e indicam o desnivelamento dos blocos. Desconsiderar as letras B e D. **Fonte:** Santos, F. (2011)



Figura 7: Afloramento da Formação Rio do Rasto com falhas normais (em estilo dominó) afetando depósitos cenozóicos. **Fonte:** Santos, F. (2011)

Sobre o padrão de drenagem, este se apresenta em alguns setores como retangular, e em outros como paralelo, indicando controle estrutural, mais uma vez influenciados pelos diques de diabásio e as falhas NE-SW que cortam essas estruturas.

Camolezi *et al.*, (2012) aplicaram alguns métodos de análise morfométrica para a bacia do ribeirão São Pedro e correlacionaram os resultados com os dados levantados por Manieri (2010). A partir da aplicação do Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE), do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e do Fator de Assimetria de Bacias (FAB) os autores indicaram um possível basculamento do setor Leste da área de estudo, fazendo com que o principal curso fluvial da bacia migrasse para Oeste.

Na área onde o canal do ribeirão São Pedro estava com maior assimetria em relação a seu vale, ocorreram várias anomalias de primeiro grau (obtidas a partir da aplicação do RDE), coincidindo com a área com maior densidade de lineamentos e a divisão de dois compartimentos morfoestruturais propostos por Manieri (2010).

Couto (2011) apresenta dados sobre a influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens da bacia do rio Alonzo, utilizando de análises morfométricas e dados levantados em trabalho de campo. Para isso, fez uma divisão da bacia do rio Alonzo em 24 sub-bacias, aplicando para todas o Índice de Relação Declividade-Extensão (RDE), o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) e o Fator de Assimetria de Bacias (FAB). Calculados esses índices, o autor propôs um Índice de Deformação Tectônica Relativa (IDTR).

Os dados foram agrupados em quatro classes: Baixo, Moderado, Alto e Muito Alto. As bacias que apresentaram IDTR muito alto foram a bacia do rio Pereira (do qual o ribeirão Morumbi é afluente da margem direita), bacia do Lajeado Liso, bacia do rio da Faca e bacia do Ribeirão Escrita.

Através das correlações estratigráficas e altimétricas da bacia do rio Alonzo, Couto (*op. cit.*) identificou seis blocos morfoestruturais, designados de A, B, C, D, E e F (Figura 10). Segundo o autor, esses blocos apresentam diferentes domínios fisiográficos e comportamentos geomorfológicos que se distinguem inclusive no controle da rede de drenagem local.

De acordo com essa compartimentação morfoestrutural, os blocos B e D estariam comportando-se como pilares tectônicos (*horsts*) enquanto que o bloco C possui características de uma fossa tectônica (*graben*). Já o bloco F corresponderia a uma zona anômala, onde o canal do rio Alonzo encontra-se com forte migração para a margem direita de seu vale.

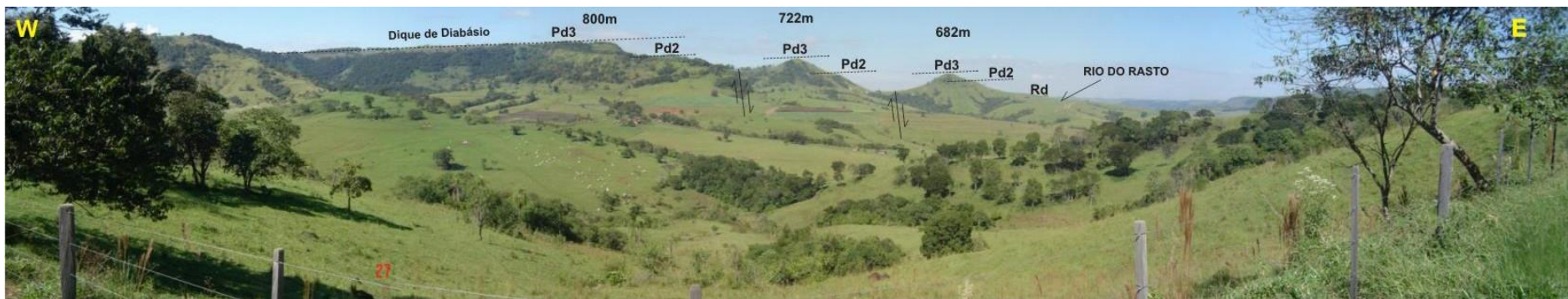


Figura 8: Escarpa presente na bacia do ribeirão São Pedro. As linhas pontilhadas indicam as paleo-extensões das superfícies erosivas, correlacionadas com as superfícies de aplanamento Pd3 e Pd2.
Fonte: Manieri. (2010)

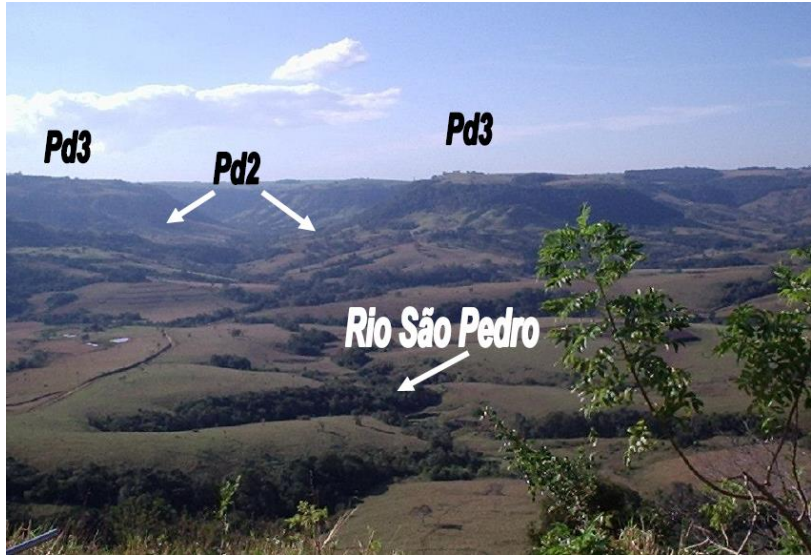


Figura 9: Escarpa presente na bacia do ribeirão São Pedro mostrando as superfícies descritas acima.
Fonte: Manieri. (2010)

Os métodos empregados na análise quantitativa demonstraram bons resultados de acordo com os dados levantados em trabalho de campo, mostrando-se ferramentas eficientes para uma avaliação inicial do quadro morfotectônico da área.

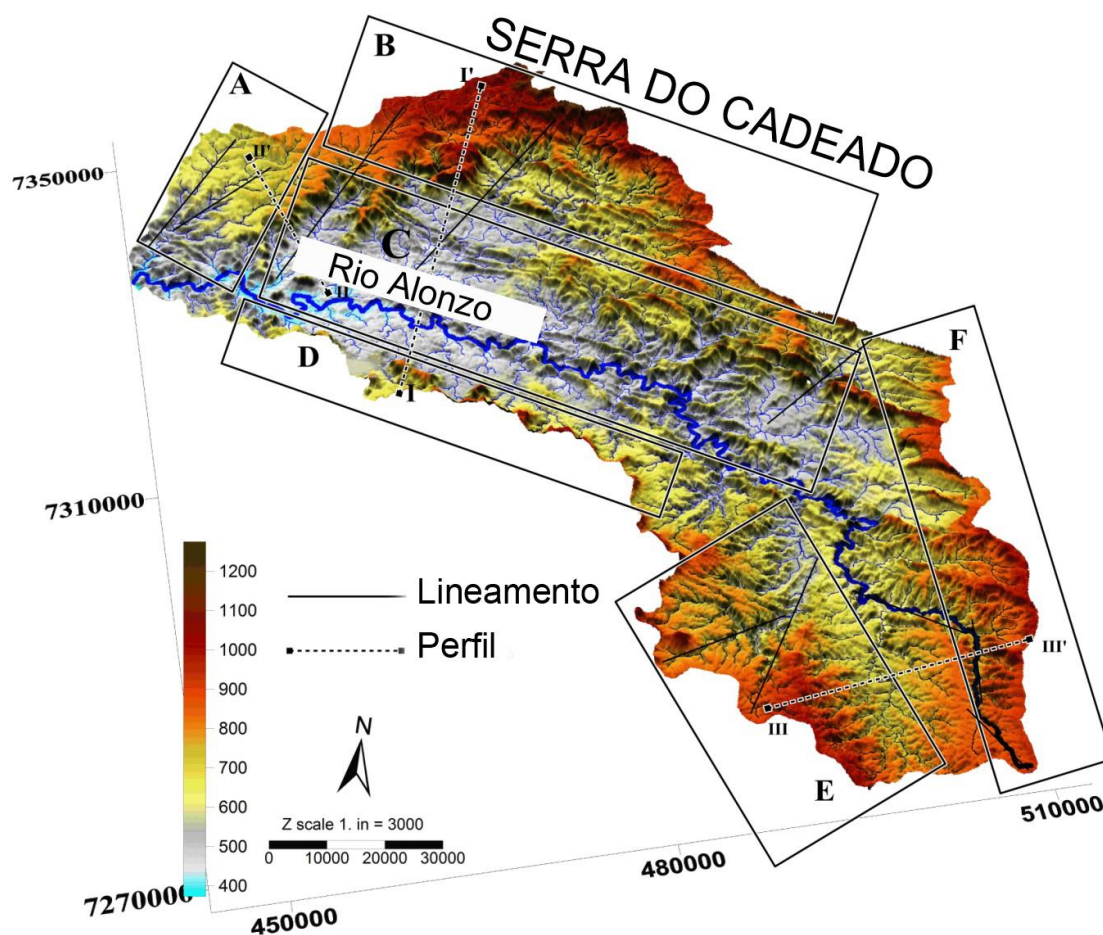


Figura 10: Modelo esquemático do comportamento morfoestrutural da bacia do rio Alonzo
Fonte: Adaptado de Couto (2011)

A bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas, localizada a Sudoeste da bacia do ribeirão Morumbi teve sua caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem pesquisadas por Vargas (2012). Para isso a autora propôs uma compartimentação em três domínios geomorfológicos: Domínio de Escarpas e Patamares Dissecados, Domínio Intermediário das Colinas Baixas e Domínio dos Fundos de Vale e das Baixadas Sedimentares.

No Domínio de Escarpas e Patamares Dissecados ocorrem várias formas de relevo, dentre elas pode-se citar a escarpa adaptada à linha de falha, localizada no interflúvio Sul da bacia (Figura 11). A escarpa adaptada à linha de falha neste local encontra-se um pouco erodida por conta da erosão remontante das cabeceiras de drenagem do ribeirão Água das Antas. Regionalmente esta escarpa possui uma direção

NW-SE (mesma direção dos principais falhamentos da região, como é o caso da falha do rio Alonzo e do Arco de Ponta Grossa), com uma extensão de aproximadamente trinta quilômetros, onde recebe denominações locais de Serra da Caneleira, Serra do Machado e Serra dos Porongos. Este formato alongado, com uma largura quase que constante de cinco quilômetros, onde volta a cair em escarpa, concede a este relevo a forma de um *Horst*.



Figura 11: (1) Arenito Botucatu avermelhado com estratificação cruzada; (2) no front da escarpa aflora arenito Pirambóia sotoposto pelo arenito Botucatu; (3) na baixa vertente afloramento de siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto; (4) linha de falha na escarpa, com indicação de movimentação normal e componente transcorrente sinistral.

Fonte: Vargas (2012)

A pouco mais de dois quilômetros desta escarpa, ocorre um domo, com uma amplitude altimétrica de pouco mais de 120 metros. De acordo com Penteadó (1974), os domos são resultantes de um arqueamento convexo de estratos sedimentares dando origem a zonas circulares ou ovais. Estas estruturas são reconhecidas pela sua forma circular, e presença de drenagem radial. Sua gênese pode ser de diferentes tipos, no entanto, o domo presente na área possivelmente tem sua gênese influenciada por uma intrusão de rochas ígneas entre os planos de acamamento dos estratos sedimentares,

formando uma massa lenticular convexa para cima, representando assim um possível domo lacolítico (Figura 12).



Figura 12: Vista do domo, onde se percebe junto a sua base, facetas triangulares, que evidenciam falhamentos.

Foto: Edison Fortes

Vargas (2012) apresenta ainda um zoneamento morfoestrutural com base na rede de drenagem da bacia do ribeirão Água das Antas. Na caracterização de anomalias da rede de drenagem a autora identificou segmentos retilíneos, áreas de erosão ativa, curvaturas anômalas, zonas de abandono de drenagem e áreas de drenagem radial, além de apontar tendências de migração do canal e possíveis sentidos de movimentação das zonas morfoestruturais (Figura 13).

Na Zona Morfoestrutural 1 (ZMF1) a autora identificou condições mais simétricas do que nas outras zonas, porém com uma forte assimetria do canal no seu alto curso, com afluentes mais extensos na margem direita do que os afluentes da margem esquerda. Na Zona Morfoestrutural 2 (ZMF2) ocorrem maiores assimetrias, onde o canal sofre uma deflexão para a margem direita e ocorrência de padrão de drenagem semi-radial. Além disso, na ZMF2 há indícios de uma captura de drenagem, visto que o interflúvio entre a bacia do ribeirão Água das Antas e do rio Branco é de difícil identificação e a rede de drenagem nessa área apresenta-se colinear àquela presente no rio Branco.

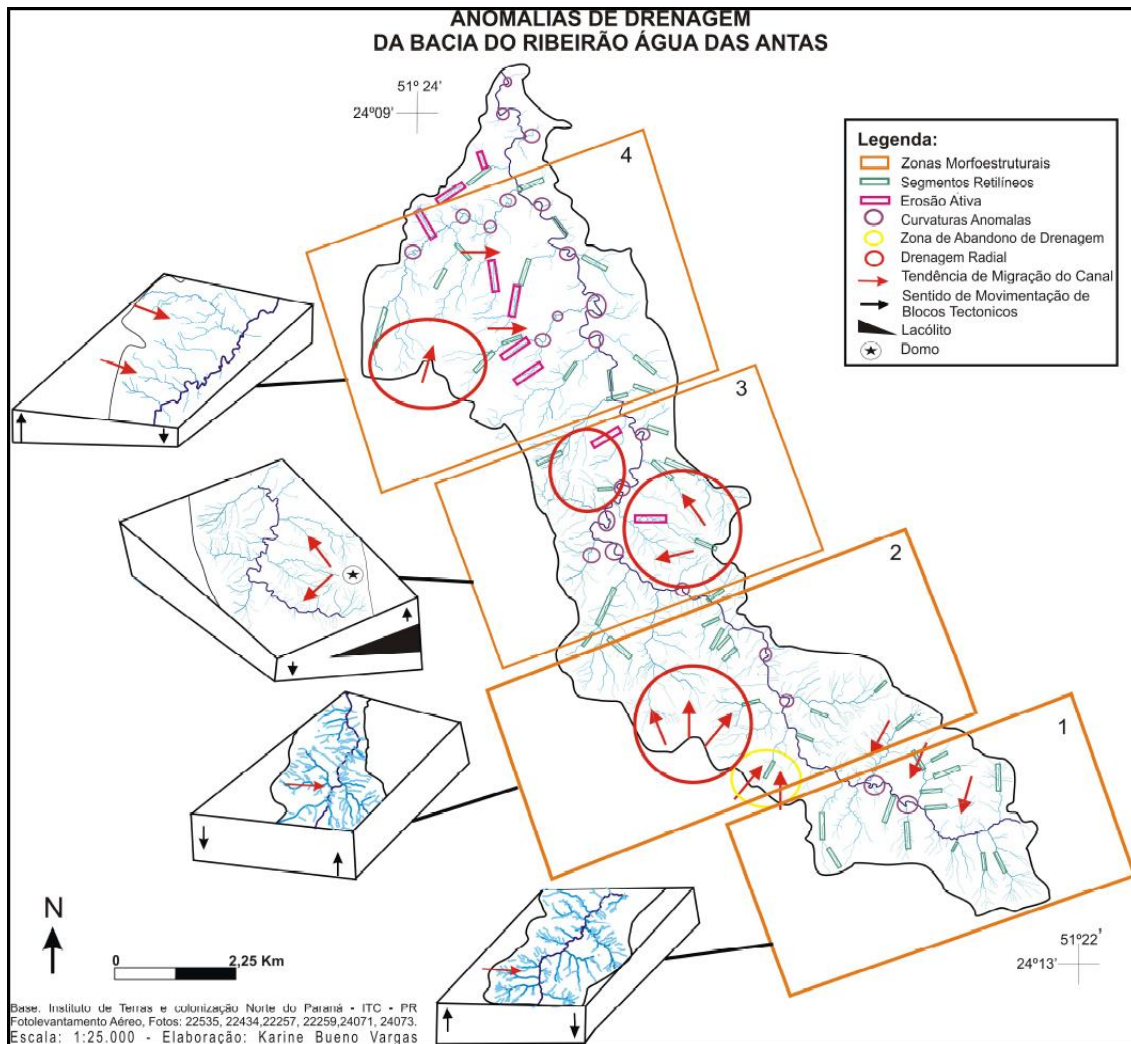


Figura 13: Mapa de anomalias de drenagem da bacia do ribeirão Água das Antas
Fonte: Vargas (2012).

Na Zona Morfoestrutural 3 (ZMF3) o canal do ribeirão Água das Antas apresenta uma série de mudanças de direção e é fortemente influenciada pela presença do domo lacolítico, junto a margem direita da bacia. Já a Zona Morfoestrutural 4 (ZMF4) apresenta forte deslocamento do canal para a margem direita, associada a presença de escarpas e patamares dissecados neste setor.

4.2 Arquitetura da rede de drenagem e processos associados

A rede de drenagem é um importante elemento geomorfológico, pois sua arquitetura e geometria podem dar subsídios ao entendimento da evolução geomorfológica de determinada área.

Schumm (1977) afirma que os canais fluviais em qualquer região devem ser interpretados levando em consideração a integração dos controles geológicos, climáticos e de uso do solo. Segundo o autor a Geologia inclui as características litológicas das

rochas, bem como suas estruturas, influência de fraturas (juntas e falhas), outras feições deformacionais e sua distribuição.

4.2.1 Morfologia dos canais fluviais

Os canais fluviais podem ser agrupados de acordo com a morfologia do leito, podendo ser caracterizados como canais aluviais (*alluvial channels*), canais de leito rochoso (*bedrock channels*) ou canais semi-controlados ou canalizados (CHARLTON, 2007).

Segundo Charlton (2007), os canais de leito rochoso, como o próprio nome diz, correm sobre rochas e possuem maior resistência à erosão tendendo a manter-se por longos períodos, sendo que ocorrem geralmente em áreas de cabeceira onde os gradientes são mais elevados e suas cargas são mais grosseiras. A autora afirma ainda que os canais de leito rochoso não são bem pesquisados, com mais atenção sendo dada a pequenas feições erosivas em pequena escala como estrias (*scour marks*) e marmitas (*potholes*) ao longo do canal.

Os perfis longitudinais dos canais de leito rochoso são normalmente mais irregulares do que os perfis de canais aluviais. Essas irregularidades podem ser resultado da ocorrência de rochas mais resistentes, de uma inclinação do gradiente à jusante abaixo de um *knickpoint* causada por um rebaixamento no nível de base, por falhamento, ou por movimentos de terra ou de massa que despejam detritos no canal.

Já os canais aluviais correm sobre sedimentos que tem sido, estão sendo e foram transportados pela água do canal. Os canais apresentam quatro padrões básicos: retilíneos (*straight*), meandantes (*meandering*), entrelaçados (*braided*) (LEOPOLD; WOLMANN, 1957) e anastomosado (*anastomosing*) (MIALL, 1977). A figura 14 apresenta a classificação dos padrões de canais e tipo de carga.

De acordo com Leopold; Wolman (1957), os canais retilíneos naturais são raros. Esses canais são relativamente estáveis, com taxas de migração de canal limitadas por uma combinação de baixa disponibilidade de energia e margens resistentes à erosão (CHARLTON, 2007). Este padrão geralmente ocorre em pequenas distâncias num canal e seu padrão deposicional se assemelha ao de canais meandantes, consistindo em acúmulo de sedimentos em barras de canal e erosão em margens com profundidades maiores, possuindo sinuosidade insignificante (SANTOS, G., 2008).

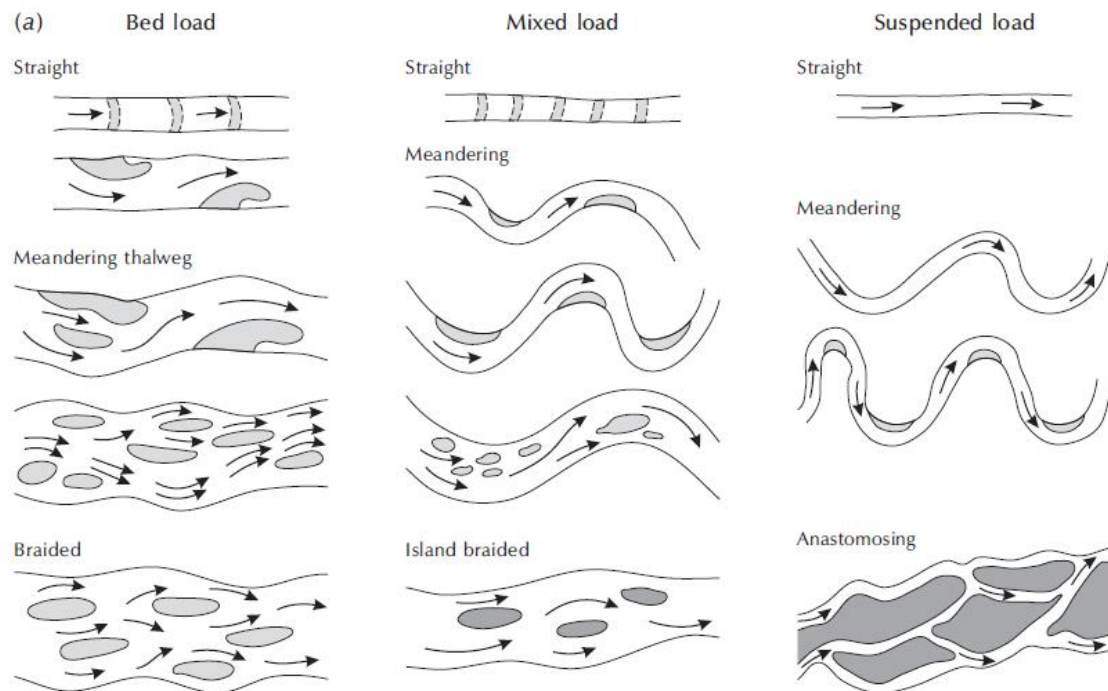


Figura 14: Classificação de padrões de canais quanto à sua forma: retilíneo, meandrante, entrelaçado e anastomosado. Quanto ao tipo de carga: carga de fundo, carga mista e carga suspensa.

Fonte: Hugget (2007).

O índice de sinuosidade indica a relação entre o comprimento do canal e o seu comprimento axial (distância entre os seus extremos em linha reta). Dessa forma, alguns autores classificam que quando essa relação é menor do que 1,1, o canal é classificado como retilíneo, entre 1,1 e 1,5 o canal é considerado como sinuoso e quando essa relação é maior do que 1,5 o canal é considerado como meandrante (CHARLTON, 2007).

Segundo Petts; Foster (1985) o rio meandrante clássico é definido como aquele em que há uma sequência de curvas sinuosas produzidas pela acresção lateral de barras de pontal (*point bar*). Os canais meandrantares são típicos de ambientes de baixa energia, podendo formar planícies de inundação e vários tipos de depósitos associados.

Alguns canais podem ainda apresentar formas meândricas, porém não apresentando processos de meandramento. Suguio (1998) apresenta três tipos de meandro: meandro encaixado (*entrenched meander*), meandro esculpido (*ingrown meander*) e meandro livre (*free meander*). Segundo o autor, o meandro encaixado seria aquele erodido abaixo da superfície do vale no qual ele foi formado, podendo resultar tanto do soerguimento da região sem adernamento como do abaixamento do nível de base. Esse tipo de feições pode ser observado no rio Ivaí em sua planície aluvial, onde os meandros encontram-se associados a uma série de falhas (SANTOS, M. *et al.*, 2008; SOUZA JÚNIOR, M. D., 2012). O meandro esculpido seria uma forma resultante da

reativação por aumento de erosão lateral e jusante, levando ao aumento da sinuosidade e da assimetria do canal, sendo mais comum em trechos de baixa declividade e maior carga sedimentar. Já os meandros livres são aqueles típicos de canais meandranes, de ambientes de baixa declividade, com migração lateral do canal facilitada, onde ocorrem abandonos de meandro (*neck and chute cutoff*), originando lagos de meandro abandonado (*oxbow lakes*) e outros processos associados.

Os canais entrelaçados são canais essencialmente deposicionais que ocorrem quando o fluxo é dividido em uma série de canais pela presença de ilhas ou barras de sedimentos acumulados (HUGGET, 2007). Segundo o autor, apesar do fluxo da água estar dividido por causa dos obstáculos (ilhas e barras), o canal entrelaçado é considerado um canal único. São canais que possuem grandes variações na descarga e na capacidade de transporte. Quando a descarga é reduzida, reduz também a capacidade de transporte de sedimentos, proporcionando a formação de barras e o surgimento de novos canais.

Hugget (2007) afirma que os canais anastomosados são canais de baixo gradiente, potência de canal específica muito baixa e bancos estáveis formados a partir de sedimentos coesivos ou areia estabilizada pela vegetação ripária. Afirma ainda que em alguns casos, o ambiente de baixa energia é causado por subsidência tectônica ou um aumento no nível de base local ou regional.

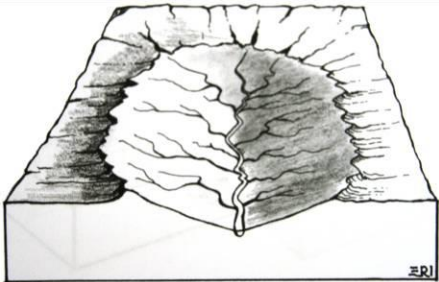
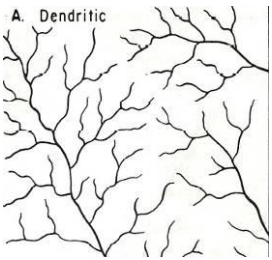

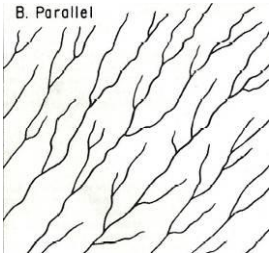
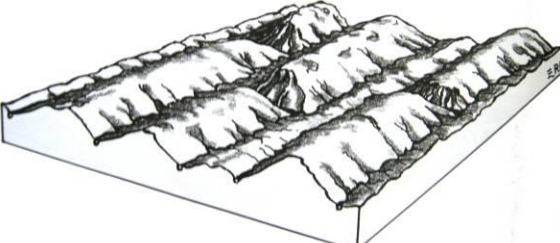
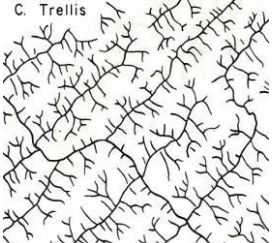
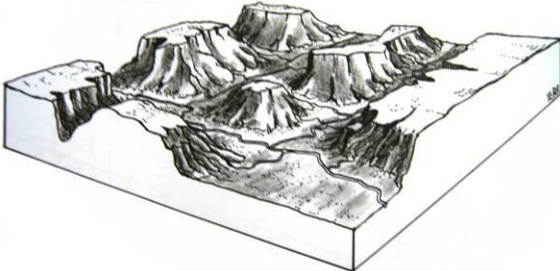
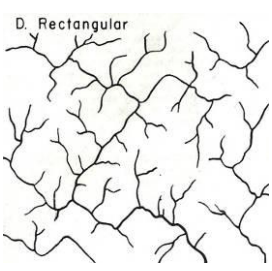
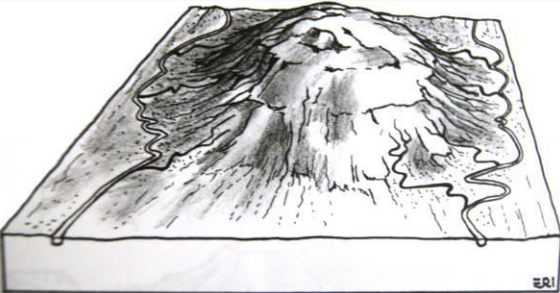
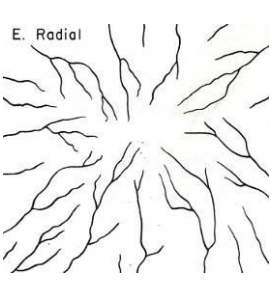
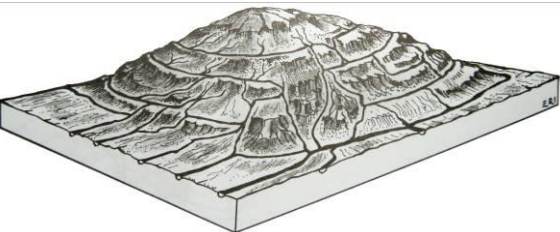
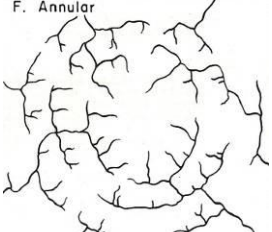
Com um grande número de variáveis ambientais influenciando a forma do canal, uma enorme série de diferentes formas e comportamento do canal é possível. Deve-se salientar que nem todos os rios se encaixam perfeitamente nestas categorias, há muitos exemplos de rios transicionais que possuem características associadas a mais de um tipo de canal. (CHARLTON, 2007, p.7, tradução nossa).

4.2.2 Padrões e formas da rede de drenagem

Os padrões da rede de drenagem permitem inferir sobre a topografia e o condicionamento litoestrutural das bacias hidrográficas em que se encontram. As classificações de padrões de drenagens são antigas e vários modelos são apresentados na literatura (ZERNITZ, 1932; HORTON, 1945; STRAHLER, 1952, HOWARD, 1967).

Zernits (1932) classificou como principais os seguintes padrões: dendrítico, paralelo, treliça, retangular, radial e anelar, embora alguns desses padrões já houvessem sido classificados há muito tempo (DAUBRÉE, 1879; DUTTON, 1882; WILLIS, 1895;

JAGGAR, 1901; ENGELN, 1942; PARVIS, 1950). Howard (1967) adicionou ainda a esse grupo o padrão multibasinal e contorcido (Figura 15).

Padrão de drenagem	Blocodiagrama	Situação em Planta
Dendrítico		
Paralelo		
Treliça		
Retangular		
Radial		
Anelar		

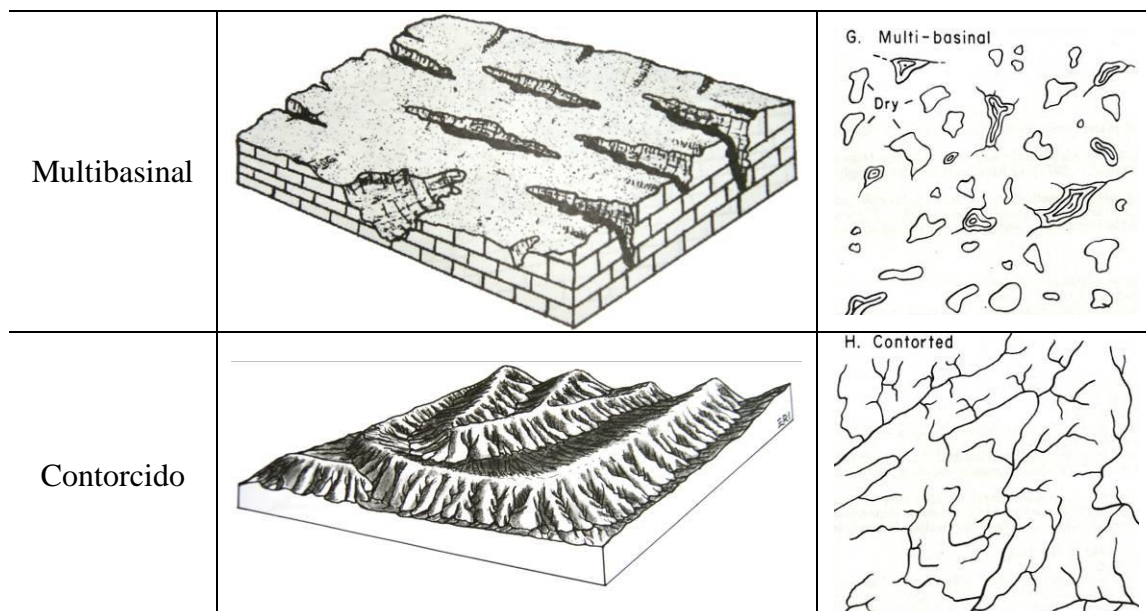


Figura 15: Principais padrões da rede de drenagem e sua representação tridimensional e bidimensional.

Base: Adaptado de Howard (1967), Suertegaray *et al.* (2003) e Andrades Filho (2010).

Além dos principais padrões da rede de drenagem, algumas características foram notadas e padrões “secundários” foram sendo expostos ao longo do tempo. São eles: subdendrítico, pinado, anastomótico, distributário (ou dicotômico), subparalelo, colinear, subtreliça, treliça direcional, treliça recurvada, treliça de falhas, treliça de juntas, angulado, radial centrípeto, radial centrífugo, multibasinal perturbado glacialmente, karst, termokarst e baías alongadas. O quadro 1 apresenta os padrões principais, suas modificações, seu significado e seus significados adicionais ou localidade.

Quadro 1: Principais padrões da rede de drenagem, seu significado e seus padrões modificados

Básico	Significado	Básico modificado
Dendrítico	Desenvolve-se sobre rochas de resistência uniforme ou de estratificação horizontal, portanto o canal consequente é ausente; Ausência de controle estrutural; Controlado pela declividade; Pode ser associado à rochas metamórficas de alto grau.	Subdendrítico Pinado Anastomótico Distributário ou dicotômico
Paralelo	O controle estrutural influencia no paralelismo dos canais; Controle por declive devido a feições paralelas controladas por estruturas dobradas, falhadas ou estruturas monoclinais; Presente em lados de vales jovens, lagos ou mares fechados, além de escarpas de falha.	Subparalelo Colinear
Treliza	Intermediário em relação ao padrão dendrítico e o retangular; Ligado à rochas sedimentares, vulcânicas ou metassedimentares de baixo grau, inclinadas ou dobradas; Característico de estratos dobrados ou basculados e em planície costeira dissecada; Pode estar associado à áreas de fraturas paralelas.	Subtreliça Treliza direcional Treliza recurvada Treliza de falhas Treliza de juntas

Retangular	Forte adaptação às condições estruturais e tectônicas; As linhas retas da drenagem seguem linhas de fraqueza (falhas/juntas); Juntas e falhas das rochas em ângulo reto.	Angulado
Radial	Associada a domos, cones vulcânicos, maciços residuais, relevos residuais, crateras e outros; Fortemente associados às estruturas do embasamento.	Radial centrípeto Radial centrífugo
Anelar	Desenvolvem-se quando os estratos rochosos apresentam diferentes graus de resistência; Maior influência da estrutura em relação ao declive; O declive só controla o curso inicial do canal; Estrutura e declive ajustam o curso da maturidade do canal.	
Multibasinal	Ocorre em áreas de depósitos superficiais com estruturas tipo <i>Hummocky</i> ; Áreas de vulcanismo recente, cársticas e de permafrost; É sugerido para todos os padrões multi-depressionais cuja origem exata é desconhecida.	Perturbado glacialmente Karst Termokarst Baías alongadas
Contorcido	Ocorrem grosseiramente associadas à camadas de rochas metamórficas; Diques, veios e faixas migmatizadas caracterizam camadas resistentes em algumas áreas podem subsidiar esse padrão de drenagem; Difere do padrão de treliça recurvada por ocorrer em áreas menores.	

Base: Adaptado de Andrades Filho (2010) e Howard (1967)

Os padrões dos canais fluviais, sua organização, espacialização e comportamento hidrossedimentológico podem conter informações sobre o passado e o presente do regime tectônico de uma região (KELLER; PINTER, 2002), e de acordo com Schumm *et al.* (2000), cada padrão de drenagem apresenta um significado litoestrutural. Segundo Howard (1967), a rede de drenagem se modifica apresentando padrões e formas de acordo com estruturas do modelado do relevo, apresentando um significado litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico.

A drenagem é ainda, o primeiro elemento a dar uma resposta às alterações crustais, independentes de escala e magnitude, que através de análises da sua configuração, suas formas, associadas à assimetria de vales e controle deposicional, sugerem tais mudanças de base (HOWARD, 1967; SCHUMM, 1993; ETCHEBEHERE, 2000; SCHUMM *et al.*, 2000). Propriedades da drenagem, devido à sua susceptibilidade às deformações do terreno, são ferramentas de interesse especial em análises de natureza topológica e morfométrica (ANDRADES FILHO, 2010, p. 10).

As formas exibidas na organização da rede de drenagem podem ainda fornecer informações importantes quanto à estrutura geológica da área. Soares; Fiori (1978) afirmam que variações no estilo estrutural e, mais grosseiramente, nas fácies litológicas, podem ser obtidas sobre mapas de drenagem detalhados. Os autores propõem uma série de seis itens a serem analisados sobre a forma da rede de drenagem: densidade de

drenagem, sinuosidade da rede de drenagem como um todo, angularidade das confluências, direção dos elementos da rede de drenagem (tropia), assimetria da rede de drenagem e lineações da drenagem¹ (Figura 16).

A densidade de drenagem foi definida por Horton (1945) e relaciona o comprimento total da rede de drenagem com a área que a contém. Alguns trabalhos propuseram valores de densidade de drenagem (VILLELA; MATOS, 1975), classificando-os como densidade alta, média ou baixa, porém esses valores não levavam em consideração os aspectos geológicos, geomorfológicos, pedológicos, climáticos ou vegetacionais da área, pois se tratando de sistemas, todas as variáveis podem causar mudanças significativas na densidade de drenagem. Neste sentido, adotar-se-á a classificação da densidade de drenagem por método comparativo dentro da mesma área de estudo.

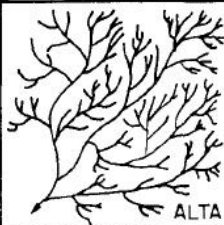
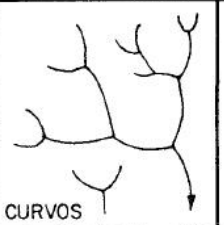
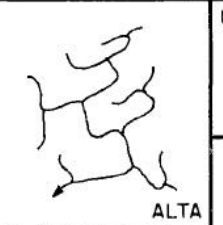
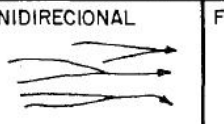

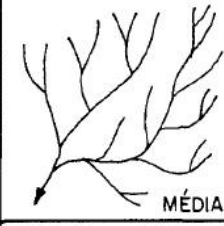
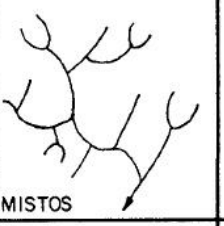
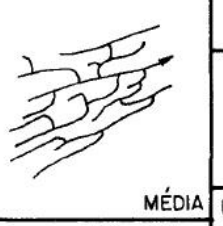
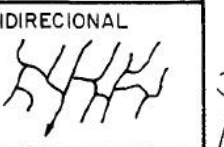


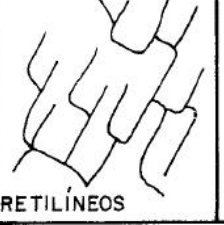
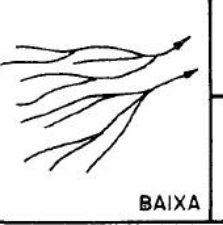
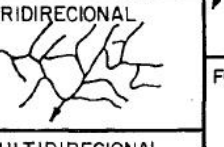
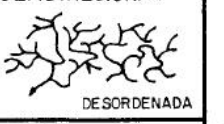
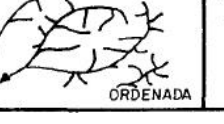
A - DENSIDADE	B - SINUOSIDADE	C - ANGULARIDADE	D - TROPIA	E - ASSIMETRIA
 ALTA	 CURVOS	 ALTA	UNIDIRECIONAL 	FRACA 
 MÉDIA	 MISTOS	 MÉDIA	BIDIRECIONAL 	 FORTE
 BAIXA	 RETILÍNEOS	 BAIXA	TRIDIRECIONAL 	
			MULTIDIRECIONAL  DESORDENADA	
			 ORDENADA	

Figura 16: Propriedades da rede de drenagem

Base: Adaptado de Soares; Fiori (1978)

Quanto à sinuosidade da rede de drenagem esta pode ser classificada como curva, mista ou retilínea. Os padrões retilíneos apresentam maiores influência de controle estrutural.

¹ Nesta dissertação foram apresentados cinco dos seis critérios propostos por Soares; Fiori (1978), visto que o último critério foi mais detalhado com base na proposição de Howard (1967).

A angularidade diz respeito à confluência dos afluentes e canais principais, podendo ser alta, média ou baixa. A alta e a média angularidade são características de áreas com controle estrutural da rede de drenagem.

A tropia é uma propriedade dos elementos da drenagem de se desenvolverem em uma direção preferencial, podendo ser classificada como unidirecional, bidirecional, tridirecional, multidirecional ou ordenada. Tanto a unidirecionalidade quanto a bidirecionalidade conotam controle estrutural. Aquela diz respeito à presença de cristas ou falhas que condicionam a rede de drenagem num mesmo sentido, enquanto que esta pode estar condicionada a partir de falhas ou juntas conjugadas. O padrão ordenado também pode demonstrar áreas de controle, como por exemplo, em regiões com domos.

A assimetria na rede de drenagem é caracterizada pela expressão dos afluentes em relação às margens de um canal principal, podendo ser classificada como fraca e forte. Na assimetria fraca, temos que há uma diferença no comprimento e na quantidade de afluentes de certa área, enquanto que a forte, além do comprimento, temos também a diferença na forma e organização dos elementos da drenagem.

4.2.3 Anomalias de drenagem

A anomalia de drenagem pode ser definida como um desvio da drenagem regional e ou do padrão do canal que, em outra área, está de acordo com as estruturas regionais ou topografia (HOWARD, 1967). DeBlieux (1949 *apud* Howard, *op. cit.*) afirma que o padrão que se é esperado para determinadas condições é considerado como normal, enquanto que o que difere é classificado como anomalias. Essas anomalias sugerem desvios nas estruturas ou na topografia regional.

A análise das anomalias de drenagem é importante para estudos de caráter geológico-geomorfológico, pois fornece subsídio à identificação de fatores endógenos e exógenos atuantes do padrão de evolução da rede de drenagem.

Os tipos de anomalias são muito variados e alguns destes já foram apresentados na literatura como: Influência de padrão radial anelar e de treliça em padrão dendrítico, retilinearidade do canal, meandramento local, compressão de meandros, *braided* localizado, vale afogado, pântanos, lagoas ou preenchimento aluvial, variações localizadas na largura do canal, níveis isolados do canal, curvaturas anômalas, drenagens colineares, capturas fluviais, desvio de canais, assimetria de bacias, decapitação entre outros processos. O quadro 2 apresenta alguns destes processos e seu significado.

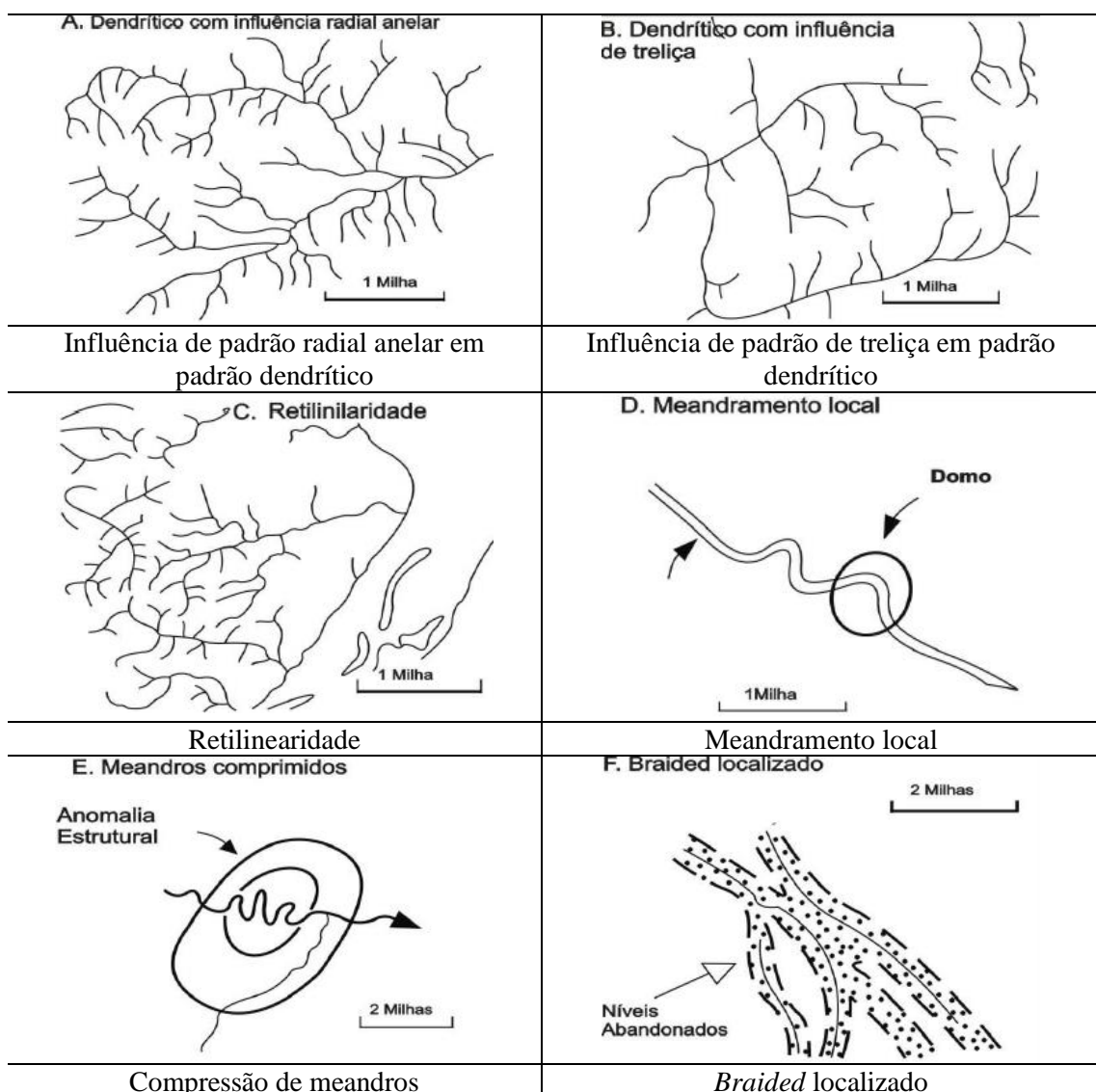
Quadro 2: Anomalias de drenagem e seus significados

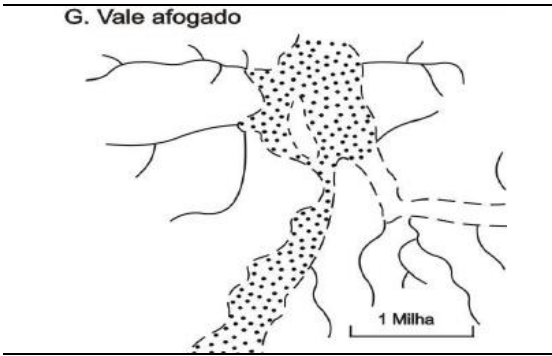
Tipo de anomalia	Significado
Influência de padrão radial anelar em padrão dendrítico	A influência de padrão radial anelar em outros padrões da rede de drenagem pode indicar a ocorrência de soerguimento ou subsidência de um bloco, como domos e crateras respectivamente, fazendo com que a rede de drenagem se adapte a estas alterações.
Influência de padrão de treliça em padrão dendrítico	Este tipo de anomalia está relacionado à erosão diferencial nas camadas que afloram paralelamente em faixas estreitas, sendo característicos de áreas com dobramento, ou em zonas cuestiformes.
Retilinearidade	Os canais retilíneos naturais são raros, a ocorrência dessas anomalias geralmente indicam que o canal está associado a falhas, juntas, veios e outros elementos estruturais.
Meandramento local	A ocorrência de meandros localizados pode estar ligada à presença de domos.
Compressão de meandros	Os meandros comprimidos podem estar relacionados a um soerguimento que ocasionou um aumento na erosão e consequente aprofundamento do canal, fazendo com que o meandro fique controlado pela resistência litológica.
<i>Braided</i> localizado	O aparecimento de entrelaçamento localizado pode indicar um aumento na concentração de carga de fundo do canal e consequentemente a diminuição do gradiente do canal. O motivo para esta anomalia pode estar relacionado a movimentos tectônicos em pequenas áreas.
Vale afogado	Os vales afogados podem estar relacionados à movimentação tectônica, mudanças climáticas e até ação antrópica. Atividades tectônicas podem ocasionar um soerguimento no nível de base, represando assim os afluentes de um canal. Quanto às mudanças climáticas e ações antrópicas, podemos citar a subida do nível do mar e construção de barragens, respectivamente.
Pântanos, lagos ou preenchimento aluvial	Podem indicar o soerguimento ou subsidência do canal.
Variações na largura do canal	O canal fluvial pode sofrer um alargamento ou um estreitamento (<i>knickpoint</i>). Essas variações na largura do canal indicam ou uma diferença de resistência à erosão ou níveis de base elevados ou rebaixados.
Níveis isolados do canal	Os níveis isolados do canal podem indicar soerguimento ou subsidência de blocos. Um exemplo desses níveis isolados do canal são lagos remanescentes em padrões de palimpsestos.
Curvaturas anômalas	As curvas anômalas em canais fluviais podem representar antigos processos de captura fluvial ou ainda, controle estrutural por meio de juntas ou falhas.
Drenagens colineares	As drenagens colineares podem ser formadas pelo soerguimento de uma área fazendo com que a drenagem seja desconectada, com os canais fluindo em sentidos opostos. A erosão remontante nessas drenagens pode evoluir ao ponto de causar uma captura fluvial.
Capturas fluviais	As capturas fluviais são processos em que um canal sofre uma mudança de direção que façam com que o seu fluxo seja direcionado para outro canal. Esse tipo de anomalia pode ocorrer por absorção, recuo de cabeceiras, transbordamento e eventos tectônicos.

Desvio de canais	Quando os canais fluviais estão deslocados do eixo central da bacia. Podem estar associados à erosão diferencial, quanto a controles tectônicos. A evolução de um desvio de canal também pode gerar uma captura fluvial.
Assimetria de bacias	Quando o canal fluvial de uma bacia hidrográfica está deslocado em relação ao seu eixo central classifica-se como uma bacia assimétrica. Difere-se do desvio de canal, pois este leva em consideração a bacia como um todo e não somente o canal.

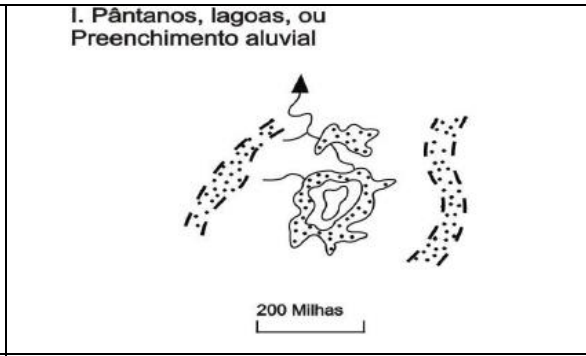
Base: Adaptado de Fornaciari (2009) e Vargas (2012)

A identificação preliminar dessas anomalias é realizada através de produtos cartográficos e seu reconhecimento, bem como a caracterização dos processos é realizado em campo. A figura 17 apresenta a morfologia das anomalias descritas no quadro 2.





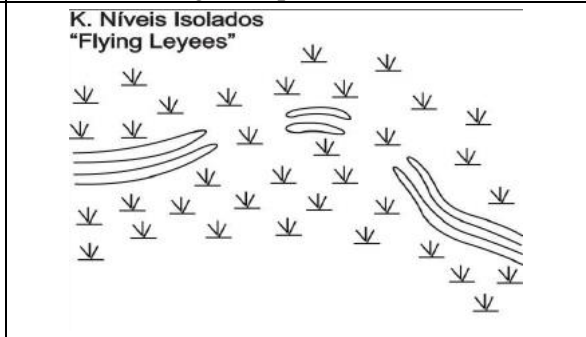
Vale afogado



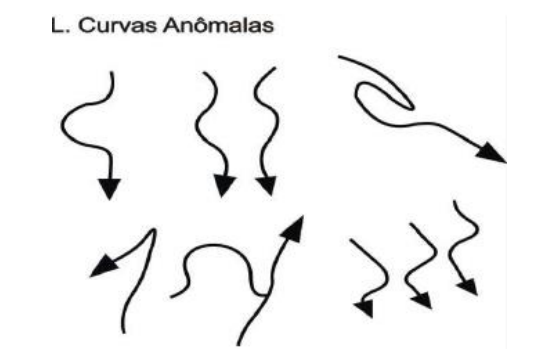
Pântanos, lagos ou preenchimento aluvial



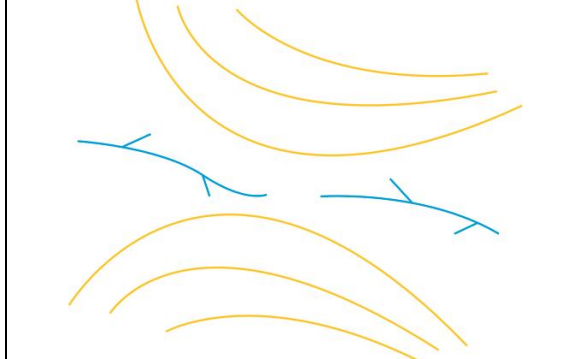
Variações na largura do canal



Níveis isolados do canal



Curvaturas anômalas



Drenagens colineares



Capturas fluviais

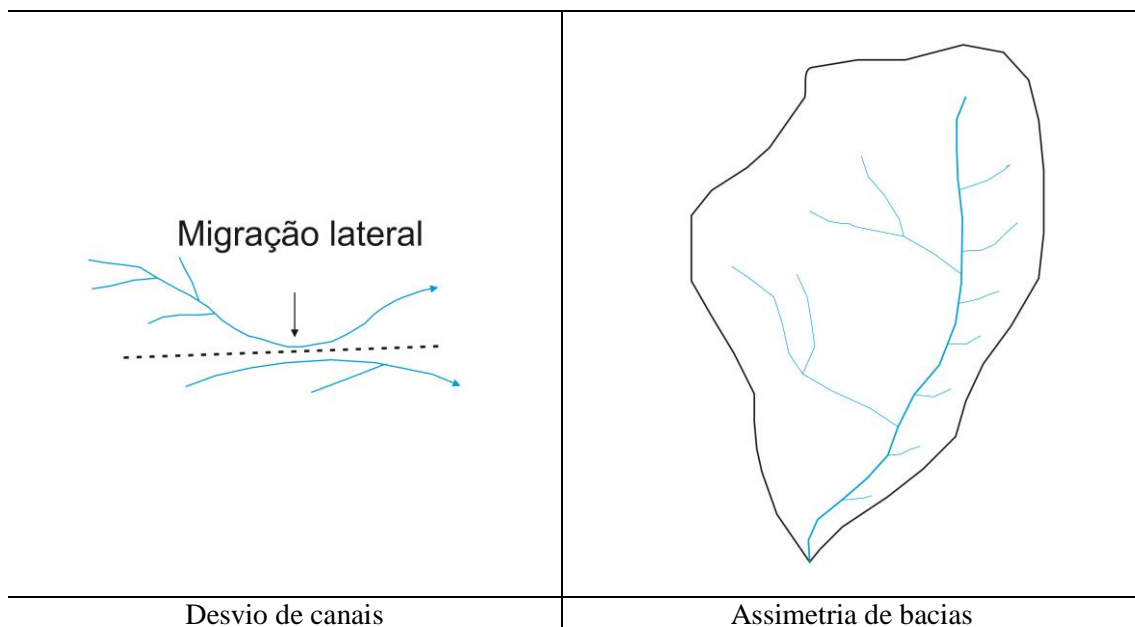


Figura 17: Representação das anomalias de drenagem
Base: Adaptado de Fornaciari (2009) e Vargas (2012)

A identificação dessas anomalias da rede de drenagem vem sendo um procedimento usual nas pesquisas geomorfológicas, no entanto apresentam-se um tanto quanto descritivas, em poucos casos são explicados os processos que levaram o canal a se comportar daquela maneira.

No Brasil, pesquisas considerando anomalias de drenagem vêm sendo realizadas desde a década de 1970. Essas pesquisas inicialmente consideravam a análise qualitativa das anomalias, embora os índices quantitativos já tivessem sido publicados há muitos anos nos Estados Unidos e na Europa. O uso das variáveis morfométricas para caracterização de anomalias foi introduzido no Brasil a partir da década de 2000.

Algumas pesquisas importantes na identificação de anomalias foram trabalhos desenvolvidos por Lueder (1959), Lattman; Matzike (1961), Miller (1961), Guy (1966), Howard (1967) dentre outros. No Brasil esses trabalhos foram introduzidos por Wernick; Sinelli (1970), Riverau (1972) e Soares; Fiori (1978).

Os índices morfométricos utilizados para caracterização de anomalias foram publicados a partir da década de 1970 por Hack (1973), Hare; Gardner (1985) e tem apresentado uma importante ferramenta auxiliar nos estudos de caráter morfotectônicos (SANT; KARANTH, 1993, PUBELLIER *et al.*, 1994, CHOROWICZ; FABRE, 1997, GUARNIERI; PIRROTA, 2008, ŠTĚPANČÍKOVÁ *et al.*, 2008, PÉREZ-PEÑA *et al.*, 2010, FUJITA *et al.* (2011), MARTINEZ *et al.*, 2011).

5 ANÁLISE FISIAGRÁFICA REGIONAL

Neste tópico serão abordados os elementos bióticos e abióticos que compõem a área de estudo. Esta caracterização fisiográfica apresenta uma breve descrição de alguns temas e suas relações com o objeto de pesquisa. Os temas estão organizados na seguinte ordem: Geologia, Geomorfologia, clima, solos e vegetação.

5.1 Contexto Geológico Regional

O Estado do Paraná encontra-se em duas grandes unidades morfoestruturais: o Escudo Pré-Cambriano e a Bacia Sedimentar do Paraná. O escudo é uma extensa área em que permanecem as formações rochosas do Pré-Cambriano, com algumas coberturas sedimentares paleozoicas e outras mais recentes, como é o caso da Bacia de Curitiba. A Bacia Sedimentar do Paraná é uma grande bacia intracratônica sul-americana em que ocorrem rochas sedimentares e ígneas, que datam desde o Paleozoico até o Mesozoico, além de depósitos recentes do Quaternário.

Na área deste trabalho ocorrem rochas sedimentares paleozoicas que são representadas pela Formação Rio do Rasto, do Grupo Passa Dois. Essa Formação é composta de arenitos e argilitos do Permiano Superior. Gordon Jr. (1947) propôs a subdivisão dessa Formação em dois Membros, o Membro Serrinha (base) e o Membro Morro Pelado (topo). Os arenitos e argilitos da Formação Rio do Rasto mostram ambiente marinho na base com estratificação cruzada acanalada e no topo, deposição de ambiente fluvial com estruturas de paleocanais (Figura 18).

Os argilitos presentes nessa Formação propiciam a gênese de solos muito argilosos que dificultam a infiltração de água, aumentando assim o fluxo superficial. Isso condiciona um aumento na densidade da rede de drenagem. Além disso, alguns canais fluviais seguem controlados por estruturas antigas, bem como de reativações tectônicas recentes.

O Grupo São Bento (Mesozoico) é constituído de rochas sedimentares e ígneas. As rochas sedimentares presentes são compostas por arenitos finos a médios das Formações Piramboia e Botucatu.

A Formação Pirambóia ocorre sobreposta a Formação Rio do Rasto em contato discordante com suave angularidade (SOARES, 1973; 1975). É constituída por arenitos finos e siltosos, cinza claros e friáveis num pacote de cerca de 20m de espessura. A Formação Pirambóia apresenta pouca expressão topográfica, seus arenitos mais friáveis

podem formar cavidades no contato com a Formação Botucatu, constituindo pequenas grutas.

PER	GRUPO	FORMAÇÃO
JK	São Bento	Serra Geral
Tr		Mb. Nova Prata
P	Passa Dois	Botucatu
		Piramboia
		Rio do Rasto

Figura 18: Coluna estratigráfica da área de estudo
Base: Adaptado de MINEROPAR (2001)

A Formação Botucatu corresponde a arenitos vermelhos, quartzosos, finos e bem selecionados e com pouca matriz argilosa, num pacote de 50m de espessura. A estratificação cruzada de médio a grande porte indica ambiente deposicional eólico. Na seção basal do arenito Botucatu, ocorre um pacote de 20m de espessura, composto de arenitos médio a grossos, as vezes conglomeráticos, quartzosos amarelos ou vermelhos que Soares (1973) denominou de Fácies Torrencial esse pacote basal.

As litologias areníticas da Formação Botucatu apresentam grande expressão no relevo regional, formando áreas escarpadas e íngremes, associadas às Fácies Torrencial e Eólica, com desníveis de 20 a 50 metros.

A Formação Serra Geral ocupa o topo da coluna estratigráfica regionalmente. Essa formação é constituída por extensos derrames de rochas ígneas básicas, predominando basaltos de idade jurássica-cretácica. Ocorrem ainda rochas ígneas intermediárias, como os riódacitos e as ácidas, como os dacitos e os riólitos, classificados como Membro Nova Prata (MINEROPAR, 2001) resultantes do vulcanismo fissural mesozoico. Os basaltos são negros, afaníticos ou equigranulares muito finos (STRUGALE *et al.*, 2004).

De acordo com a Mineropar (*op. cit.*) as atividades tectono-magmáticas que ocorreram durante o Mesozoico afetaram grande parte do Estado do Paraná, com a reativação do Arco de Ponta Grossa, representado por denso enxame de diques de diabásios, diorito, diorito pórfiro e quartzo diorito.

Regionalmente, ocorrem grandes quantidades de corpos intrusivos injetados durante o magmatismo Serra Geral, representados por diques e soleiras de diabásio. Os diques apresentam direção preferencial NW-SE com grande expressão topográfica local e regional, especialmente junto às litologias pelíticas adjacentes, da Formação Rio do Rasto. Os diques formam cristas alongadas podendo chegar a dezenas de quilômetros. Essas estruturas acabam condicionando um padrão retangular da rede de drenagem, formando vales muito encaixados e profundos.

Quanto às estruturas regionais, a estrutura de maior influência que ocorre nas adjacências é o Arco de Ponta Grossa (APG), uma flexura no embasamento rochoso de direção NW-SE que se formou antes do início da sedimentação que deu origem à Bacia Sedimentar do Paraná (VIEIRA, 1973; ZALÁN *et al.*, 1990).

O Arco de Ponta Grossa é uma das mais expressivas estruturas tectônicas da Bacia do Paraná, implicando na ocorrência de uma reentrância das faixas de afloramentos das unidades sedimentares da Bacia. Seu eixo orienta-se segundo o rumo noroeste-sudeste, semelhante aos demais arqueamentos da margem leste da Bacia (STRUGALE, 2002).

Northfleet *et al.*, (1969) reconheceram o APG e definiram sua máxima atividade no Permiano Inferior, afetando principalmente os sedimentos do Grupo Itararé. Em 1973, Vieira reconheceu grandes zonas de falhas que delimitavam o APG: Serra da Fartura, São Jerônimo – Curiúva e rio Alonzo.

Zalán *et al.*, (1990) descrevem a Zona de Falha Curitiba – Maringá como uma zona de fraqueza da Bacia do Paraná por estar posicionada paralelamente ao esforço máximo (σ_1) do Ciclo Brasileiro. Segundo os autores, a principal deformação registrada nas falhas NW-SE reflete eventos mesozóicos, acompanhados de intensa atividade magmática intrusiva e extrusiva no Eo-Cretáceo.

Segundo Ferreira (1982), os alinhamentos São Jerônimo – Curiúva e do rio Alonzo limitam uma área de grande concentração de anomalias lineares extensas e contínuas com larguras variáveis entre 80 e 100km. Essas anomalias representam os diques de diabásio contínuos ao longo de mais de 200km.

A direção predominante dos diques da região central do APG é N50W, podendo ser encontrados diques com direção N30W e até E-W (FERREIRA, 1982). O

alinhamento do Rio Alonzo inicia-se no meridiano 51°W, seguindo pelo rio homônimo, passando por São Pedro do Ivaí, perfazendo mais de 270km.

Vieira (1973) já apontava a presença de fraturamentos e falhamentos sem orientação preferencial com rejeitos de até 250m, citando horsts orientados segundo NE-SW que estariam condicionados a atividade dos alinhamentos de São Jerônimo – Curiúva e do rio Alonzo.

5.2 Contexto geomorfológico regional

Maack, (1948) compartimentou o Estado do Paraná em cinco unidades, a saber: Terceiro Planalto, Segundo Planalto, Primeiro Planalto, Serra do Mar e Litoral, utilizando dados geológicos para tal compartimentação (Figura 19).

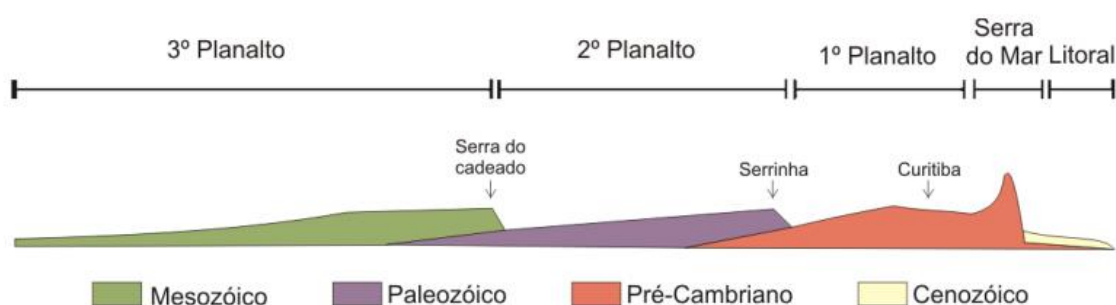


Figura 19: Perfil topográfico esquemático do Estado do Paraná. A área de estudo encontra-se entre o 3º e o 2º Planalto, próximo à serra do Cadeado.

Base: Adaptado de Maack (1948).

Os planaltos paranaenses formam uma sequência de patamares que inclinam suavemente para Oeste, o que coincide em alguns casos com o mergulho das formações litológicas.

Tanto o Terceiro quanto o Segundo Planalto fazem parte da Bacia do Paraná, e o Primeiro Planalto, a Serra do Mar e o Litoral fazem parte do Escudo Atlântico.

Segundo Maack (1948), a transição entre os planaltos ocorre a partir de bordas soerguidas por atividades epirogenéticas no Terciário. A transição do Terceiro para o Segundo Planalto paranaense é marcada pela Escarpa da Serra Geral, que ocorre desde o Rio Grande do Sul, até o Estado de São Paulo.

A transição do Terceiro para o Segundo Planalto ocorre por uma vasta extensão, onde se observam várias escarpas, algumas com mais de 200 metros de desnível altimétrico, e superfícies rebaixadas, com colinas suave onduladas, dissecadas pela rede de drenagem.

Uma classificação proposta por Santos L. *et al.*, (2006; 2009) apresentaram 50 subunidades morfoesculturais para o Estado do Paraná. Dentro de cada uma dessas

subunidades foram apresentadas informações referentes à variação altimétrica, declividade e forma de vertentes. Nessa classificação a área de estudo insere-se no Planalto de Londrina, Planalto de Santo Antônio da Platina e Planalto de Ortigueira. A síntese dessas informações é apresentada no quadro 3.

Fortes *et al.* (2008) apresentam domínios morfoestruturais para a região da Serra Geral. Para definição destes domínios os autores afirmam que suas evoluções estão ligadas ao condicionamento por fatores litoestruturais, tectônicos e morfoclimáticos. Consideraram ainda os mesmos parâmetros definidos por Santos L. *et al.*, (2006, 2009) apresentados na tabela acima, adicionando informações de estruturas, litologias e sobre a rede de drenagem.

Quadro 3: Unidades geomorfológicas da área de estudo

Unidade	Dissecação	Topos	Vertentes	Vales	Dif. Alt.	Declividade
Planalto de Londrina	Média	Alongados	Convexas	V	840	0 – 6%
Planalto de Ortigueira	Alta	Alongados e em cristas	Retilíneas	V	720	0 – 6%
Planalto de Santo Antônio da Platina	Alta	Isolados	Convexas	V	840	12 – 30%

Base: Adaptado de Santos L. *et al.*, (2006; 2009)

De acordo com essa classificação, a bacia do córrego Morumbi encontra-se inserida em três domínios: Domínio Morfoestrutural I (DMI), Domínio Morfoestrutural II (DMII) e Domínio Morfoestrutural IV (DMIV). As características de cada domínio são apresentadas no quadro 4.

Quadro 4: Síntese das características dos Domínios Morfoestruturais I, II e III

DM	Litologia	Amp. Alt.	Formas	Drenagem	Estruturas
DMI	Predomina a Fm. Serra Geral com ocorrência de rochas da Fm. Botucatu e Fm. Piramboia	500 a 1350 metros	Vertentes convexas e retilíneas como ocorrências de escarpas estruturais que marcam o contato com o DMII	Predominam vales em V com padrão de drenagem paralelo à sub-paralelo, de direção NW-SE, vinculado aos diques de diabásio	Presença de diques de diabásio formando cristas alongadas na mesma direção dos corpos intrusivos, condicionando a formação de escarpas estruturais.
DMII	Predomina a Fm. Rio do Rasto, contendo arenitos, siltitos e argilitos	750 a 1350 metros	Feições alongadas e elevadas, intercaladas por vales profundos.	Rede de drenagem controlada litoestruturalmente pelos diques de diabásio, também de direção NW-SE, com alguns canais orientados	Presença de blocos tectônicos elevados além de intrusões de diabásio

				a NE-SW.	
DMIV	Arenitos e argilitos da Formação Rio do Rasto predominam neste compartimento	300 a 650 metros	Relevo colinoso, apresentando grande quantidade de elevações residuais sustentadas por arenitos silicificados da Formação Botucatu sobrepostos aos arenitos friáveis da Formação Piramboia	Padrão paralelo com alguns canais sinuosos, formando ângulos retos, denotando drenagens entalhadas em linhas de falhas ou fraturas.	O controle estrutural é evidenciado pelos trechos retilíneos dos canais encaixados em linhas de falhas ou fraturas.

Base: Adaptado de Fortes *et al.* (2008)

5.3 Aspectos climáticos

A área de estudos encontra-se em um domínio climático de transição do tropical para o subtropical, porém apresenta algumas especificidades condicionadas pela Geomorfologia regional. As elevadas altitudes nessa região de serra determinam temperaturas amenas e altos índices pluviométricos.

As temperaturas médias variam entre 21,3° C em janeiro e 14,7° C em junho. A média das máximas varia entre 26,1°C em janeiro e 19,4°C em junho e a média das mínimas varia entre 17,9°C em fevereiro e 11,4° C em junho². A máxima absoluta foi de 35°C em novembro de 1985 e a mínima absoluta foi de -3,0°C em julho de 1981. A tabela 1 traz informações sobre as temperaturas e umidade relativa do ar no período de 1979 a 1991.

Tabela 1: Síntese das informações de temperatura e umidade relativa do ar

MÊS	TEMPERATURA DO AR (°C)							Umidade relativa
	Média	Média máxima	Média mínima	Máxima absol.	Ano	Mínima absol.	Ano	Média (%)
JAN	21,3	26,1	17,6	31,8	1984	8,4	1980	78
FEV	21,2	26,1	17,9	31,4	1984	10,8	1987	79
MAR	20,9	25,8	17,4	30,4	1984	6,7	1987	76
ABR	19,2	24	15,9	29	1983	8,8	1979	77
MAI	16,4	20,9	13,4	27,4	1981	-2,1	1979	76
JUN	14,9	19,4	11,8	24,5	1985	-1,2	1981	74
JUL	14,7	19,5	11,4	26,4	1980	-3	1981	70

² A estação utilizada para consulta de temperaturas e umidade relativa do ar foi a estação Mauá da Serra, do IAPAR, código 02351063 por ser a estação mais próxima da área de estudo que possuía esses dados;

AGO	16,9	21,9	13,3	29,4	1988	1,8	1987	65
SET	17,1	22,5	13,1	33,4	1988	1	1980	66
OUT	19,3	24,5	15	31,7	1987	6,4	1982	68
NOV	20,4	25,4	16,3	35	1985	7,2	1979	70
DEZ	20,8	25,4	17,2	32,6	1985	10,7	1990	76

Base: Adaptado de IAPAR (2012)

A precipitação média dessa região é de mais de 1800mm anuais (HIDROWEB, 2012), com chuvas distribuídas ao longo do ano todo³. Os meses mais chuvosos são dezembro, janeiro e fevereiro e os mais secos são julho e agosto. Os dados de precipitação disponibilizados compreendem o período de janeiro de 1975 a dezembro de 2004, sendo que neste período o ano mais chuvoso foi o de 1983, com 2467,5mm e o menos chuvoso foi o de 1994 com 1436,6mm. A figura 20 apresenta os valores médios de precipitação mensal para a região, com base em uma série histórica de 29 anos.

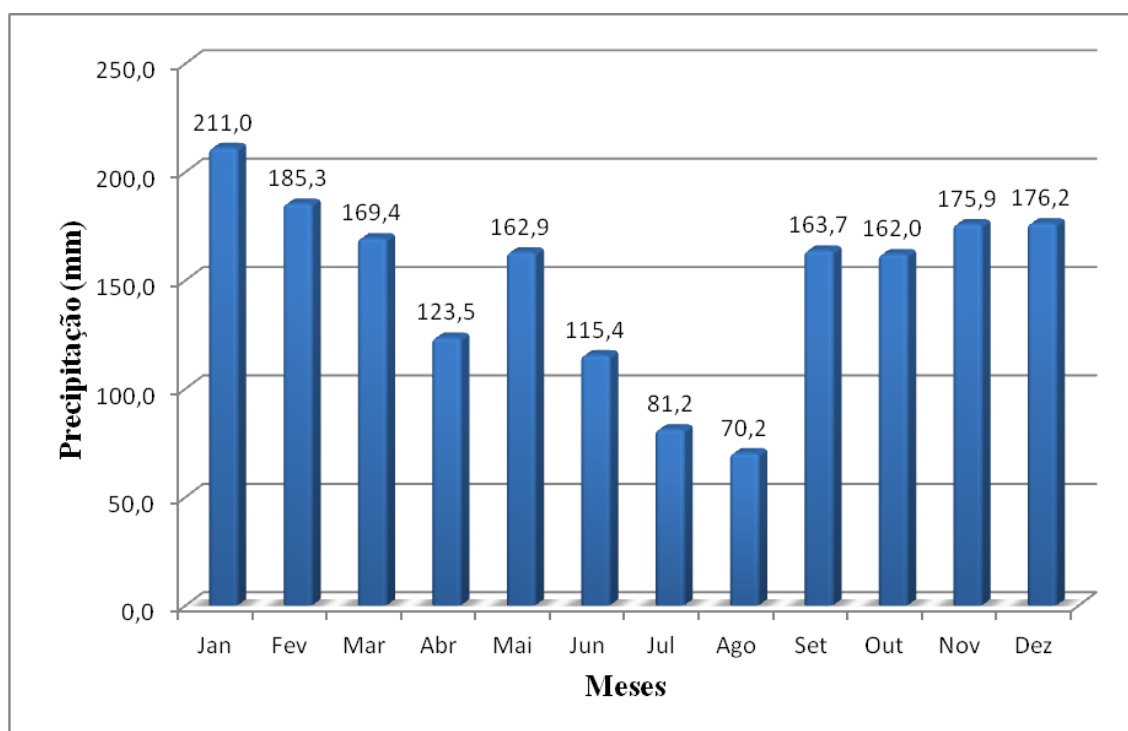


Figura 20: Média da precipitação mensal entre os anos de 1975 e 2004.

Base: HIDROWEB (2012)

O mês em que houve maior precipitação foi novembro de 1982, com 479,2mm distribuídos em 21 dias de chuvas e o mês em que houve maior concentração de precipitação foi julho de 1978, com um total de 330,8mm distribuídos em apenas 9 dias.

É normal a ocorrência de altos índices de precipitação em curto espaço de tempo, chegando em alguns casos a mais de 140mm em um único dia. Esses eventos,

³ Para o volume de precipitação foram utilizados dados da estação Papuã, operada pelo Águas Paraná, código 02351022, por ser a estação mais próxima da área de estudo e com a série histórica mais longa.

associados à baixa taxa de percolação do solo, baixa porosidade das rochas da Fm. Rio do Rasto, altas declividades e baixa rugosidade das vertentes condicionam o aumento do escoamento superficial, que causa uma resposta rápida na vazão dos canais fluviais dessa região.

5.4 Cobertura Pedológica

A Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) juntamente com o Instituto Paranaense de Assistência Técnica e Extensão Rural (EMATER) realizaram em 1999 levantamento pedológico para o Estado do Paraná na escala de 1:250.000. Nesse levantamento identificaram uma associação de NEOSSOLOS LITÓLICOS, NITOSSOLOS VERMELHOS, LATOSSOLOS VERMELHOS e ARGISSOLOS VERMELHO-AMARELOS (EMBRAPA; EMATER, 1999).

Os Latossolos presentes na área são LATOSSOLOS VERMELHOS distroférico típico, álico, com textura argilosa. Esse tipo de solos está presente ao Norte da área de estudo, onde ocorrem os basaltos da Fm. Serra Geral e o relevo é classificado como suave ondulado (declividade entre 3 e 8%) e em pequenas áreas onde ocorre a Fm. Rio do Rasto. Essa classe de solos geralmente é representada por solos espessos, localizados em áreas de topos de vertentes (IBGE, 2007, 2ª. ed.).

Associados aos Latossolos ocorrem os Nitossolos. Segundo os dados de EMBRAPA; EMATER (1999) os Nitossolos que ocorrem nessa área são os NITOSSOLOS VERMELHOS distroférico típicos, com textura argilosa. Os Nitossolos também possuem espessuras expressivas e estão localizados em médias vertentes. São formados em áreas onde ocorrem basaltos da Fm. Serra Geral e o relevo é classificado como ondulado (declividades entre 8 e 20%).

Os NEOSSOLOS LITÓLICOS eutróficos típicos ocorrem em grandes extensões na área de estudo. São constituídos por solos rasos, incipientes, de textura argilosa, com presença de fragmentos de rochas em alteração. Os NEOSSOLOS LITÓLICOS ocorrem em áreas de altas declividades, classificadas como fortemente onduladas e montanhosas (declividades entre 20 e 45% e 45 e 75%, respectivamente). Normalmente estão associados às escarpas e às cristas alongadas, sobre os diques de diabásio.

Os ARGISSOLOS VERMELHO-AMARELOS estão presentes onde ocorrem os argilitos e siltitos da Formação Rio do Rasto. São solos com textura média a argilosa. Apresenta aumento marcante na quantidade de argila do horizonte superficial A para o

subsuperficial B. Ocorrem em áreas colinosas, típicas da intemperização das litologias da Fm. Rio do Rasto, com declividade ondulada (entre 8 e 20%).

Além das classes de solo descritas, em grande parte da bacia do córrego Morumbi ocorrem depósitos de colúvios. São depósitos de material transportado, com presença de blocos arredondados a angulosos, polimíticos com matriz fina e argilosa.

6 RESULTADOS

Os resultados aqui apresentados estão divididos em três subitens, o primeiro versa sobre os dados de geologia e geomorfologia locais. O segundo discorre sobre a aplicação dos dados morfométricos obtidos e possíveis implicações morfoestruturais e morfotectônicas. O terceiro subitem apresenta uma análise pautada nos dados de fotointerpretação sobre a rede de drenagem.

6.1 Arcabouço geológico e Geomorfologia da bacia do córrego Morumbi

A bacia hidrográfica do córrego Morumbi está localizada na transição entre o Terceiro e o Segundo Planalto paranaenses apresentando, portanto, formas características de bordas de planalto. As litologias nessas bordas formam escarpas e patamares que se prolongam por uma vasta faixa de terras. A bacia encontra-se em uma unidade morfoescultural caracterizada por um relevo escarpado ao norte e dissecado formando colinas do centro para o sul.

Esses domínios de áreas escarpadas e patamares, bem como o de colinas são controlados pelos diferentes graus de resistência, representados pelas litologias variadas que compõem as formações: Serra Geral, Botucatu, Piramboia e Rio do Rasto. As formações cenozoicas se distribuem na área na forma de coberturas inconsolidadas, por vezes ocupando espaços mais restritos, criados por alinhamentos estruturais, como falhas e fraturas, bem como por erosão diferencial.

A Formação Serra Geral recobre parte da área norte da bacia, associada a algumas colinas de baixa amplitude altimétrica até as escarpas, onde sobrepõe a Formação Botucatu por contato concordante, muitas vezes ocorrendo intercalação de arenitos e basaltos, formando níveis *intertrapp*. Além disso, seccionando a área de estudo, ocorrem intrusivas da Fm. Serra Geral. Essas rochas intrusivas formam cristas alinhadas de direção NW40-60SE, controlando inclusive, em algumas áreas, os interflúvios da bacia do córrego Morumbi (Figura 21 e 22).



Figura 21: Dique de diabásio controlando o interflúvio noroeste da bacia do córrego Morumbi.



Figura 22: Detalhe do diabásio. Grande quantidade de sílica é notada nesse tipo litológico

As formações Botucatu e Piramboia recobrem uma pequena faixa próximas às escarpas e patamares no norte da área de estudo. A Formação Botucatu, representada por arenitos vermelhos, apresenta-se silicificada, formando tipos altamente resistentes (Figura 23). Essa alta resistência permitiu que se formassem patamares controlados pelos arenitos desta Formação. Os arenitos da Formação Piramboia (Figura 24) são mais friáveis do que os arenitos da Formação Botucatu. Embora essas formações apresentem características diferentes, seu reconhecimento em campo é difícil devido o grau de alteração dos afloramentos.



Figura 23: Detalhe da Formação Botucatu apresentando aspecto silicificado



Figura 24: Afloramento de arenito Piramboia próximo as escarpas ao norte da bacia

A Formação Rio do Rasto é a que ocorre em maior extensão na área de estudo, formando colinas baixas que são retrabalhadas pela rede de drenagem (Figura 25 e 26). Apesar de essa Formação ocorrer em maior extensão, ela é recoberta por coberturas cenozoicas por toda área, podendo aflorar em algumas áreas, formando pequenos ressaltos litológicos.



Figura 25: Afloramento da Fm. Rio do Rasto



Figura 26: Detalhe do afloramento

As coberturas cenozóicas são representadas por depósitos coluviais e aluviais. Aqueles recobrem toda a bacia, sendo provenientes de materiais erodidos e transportados das formações Serra Geral, Botucatu, Piramboia e Rio do Rasto. Os depósitos coluviais muitas vezes formam pacotes espessos, com blocos de ordem centimétrica a métrica (Figura 27 e 28).



Figura 27: Depósitos coluviais com materiais provenientes da Fm. Serra Geral de ordem centimétrica



Figura 28: Presença de blocos métricos oriundos da Fm. Serra Geral e Botucatu em áreas de depósitos coluviais

Nos fundos de vale ocorrem comumente áreas de deposição colúvio-aluvial, com presença de blocos e seixos polimíticos de tamanhos variados. Nesses depósitos são identificadas algumas formas, como cascalheiras (Figura 29) e barras de cascalho (Figura 30). Os seixos apresentam-se bem arredondados indicando o retrabalhamento dos canais em sua configuração atual.



Figura 29: Cascalheira polimítica na margem esquerda do córrego Morumbi



Figura 30: Barra de cascalho com mais de 1 metro de altura por 5 metros de comprimento

A figura 31 espacializa a ocorrência litológica e dos depósitos na bacia e traz informações sobre as estruturas locais, representadas por lineamentos extraídos a partir da fotointerpretação. Esses lineamentos representam falhas cortando blocos, controlando canais da rede de drenagem e diques de diabásio que controlam o padrão dessa rede. Para Hudgson, (1974 *apud.* Souza Jr., 1999), o termo lineamento é definido como uma linha do relevo significativa, que representa a arquitetura oculta do embasamento rochoso. Um lineamento é considerado uma feição mapeável da superfície, linearmente simples ou composta, que está alinhada de forma retilínea ou suavemente encurvada.

Etchebere *et al.* (2005) ainda ressaltam que “[...]na geometria dessas deformações existe um acomodamento dos elementos do relevo, especialmente da posição e padrão dos cursos d’água, refletindo a disposição dos corpos rochosos ou de seus estratos e estruturas”.

Foram extraídos 147 lineamentos para a bacia do córrego Morumbi. Os lineamentos foram obtidos a partir de fotointerpretação e possuem tamanhos que variam entre 96,43m a 3.518m, correspondendo a diques de diabásio, canais retilíneos de drenagem e zonas de confluência de canais de primeira ordem. A tabela 2 apresenta a análise descritiva dos lineamentos.

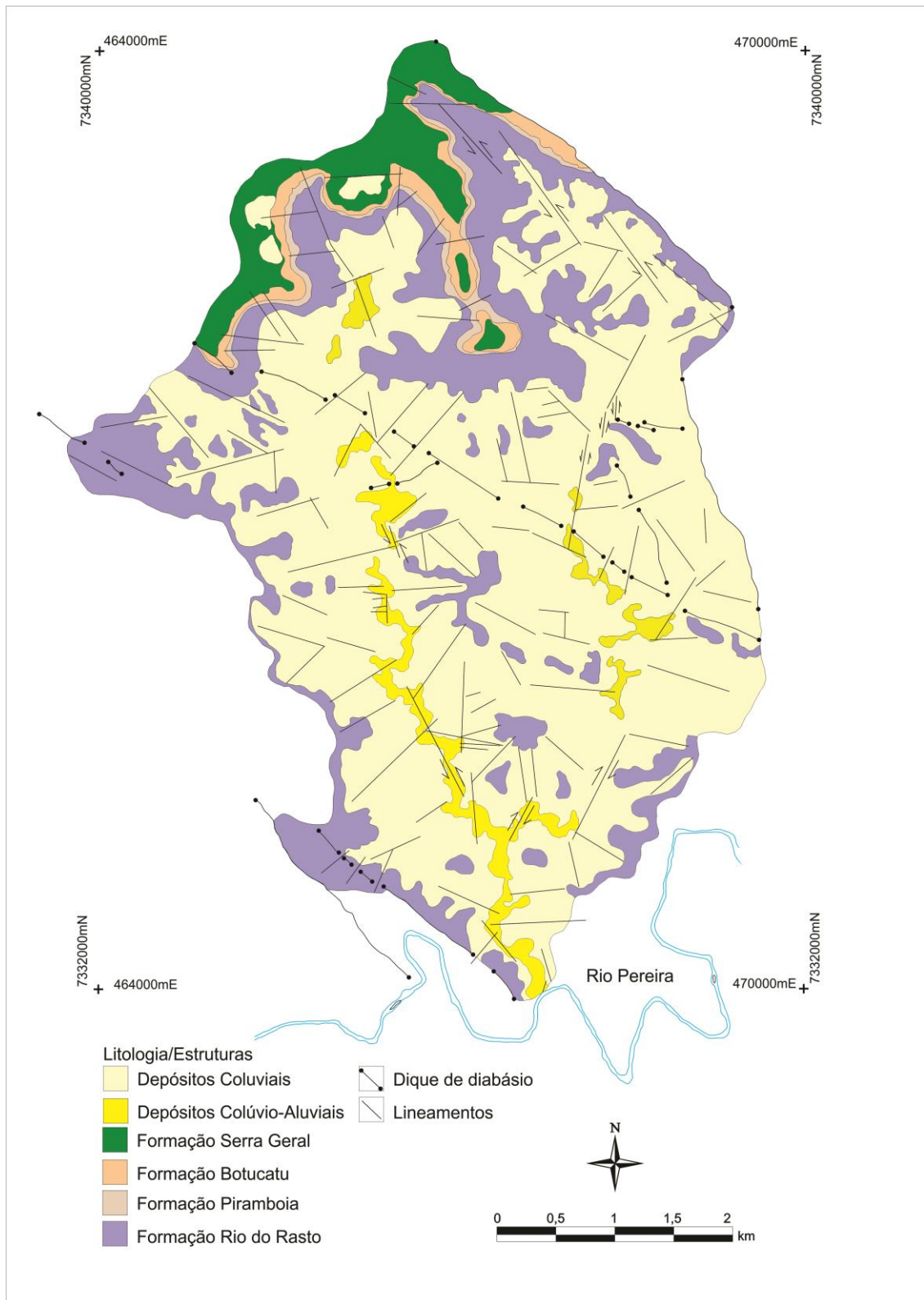
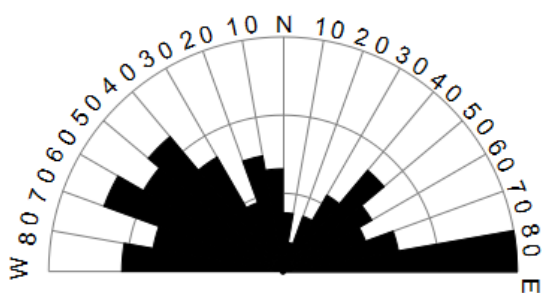
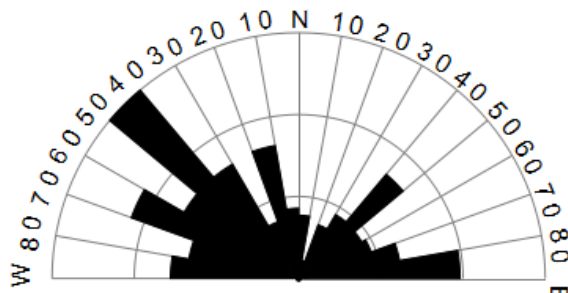


Figura 31: Carta geológica da bacia do córrego Morumbi (Apêndice I – Formato A2)

Tabela 2: Análise descritiva dos lineamentos estruturais da bacia do córrego Morumbi

Direção dos Lineamentos	Freq. Absoluta	Comp. Absoluto (m)	Comp. Médio (m)
N80-90E	16	6.116,42	382,28
N70-80E	8	3.881,08	485,13
N60-70E	6	2.923,77	487,29
N50-60E	7	2.762,15	394,59
N40-50E	9	5.164,31	573,81
N30-40E	6	2.797,93	466,32
N20-30E	4	2.167,27	541,82
N10-20E	2	690,11	345,06
N0-10W	4	2.397,48	599,37
N0-10W	7	2.667,03	381,00
N10-20W	8	5.127,23	640,90
N20-30W	5	2.289,30	457,86
N30-40W	9	5.012,94	556,99
N40-50W	12	9.343,30	778,61
N50-60W	11	5.012,20	455,65
N60-70W	13	6.743,77	518,75
N70-80W	9	4.221,37	469,04
N80-90W	11	4.855,66	441,42
TOTAL	147	74.173,32	504,58

Percebem-se duas famílias de *trends* de lineamentos: F1 com direção N40-70W, com 36 lineamentos, porém com um comprimento absoluto de mais de 20.000m e, F2 com direção E-W, com 27 lineamentos e cerca de 11.000m de comprimento absoluto (Figuras 32 e 33).

**Figura 32:** Diagrama de rosetas dos lineamentos - Frequência Absoluta**Figura 33:** Diagrama de rosetas dos lineamentos - Comprimento Absoluto

O contexto dos lineamentos NW de acordo com dados de Zalán *et al.*, (1990) apresentam origens mais antigas na Bacia Sedimentar do Paraná e estão relacionados ao embasamento de idades Brasilianas.

Em um contexto regional, Ferreira (1982) compartimentou o Arco de Ponta Grossa em quatro mega falhas, chamadas de falha de Guapiara, falha do Rio Piquiri, falha de São Jerônimo-Curiúva e falha do Rio Alonzo (Figura 34).

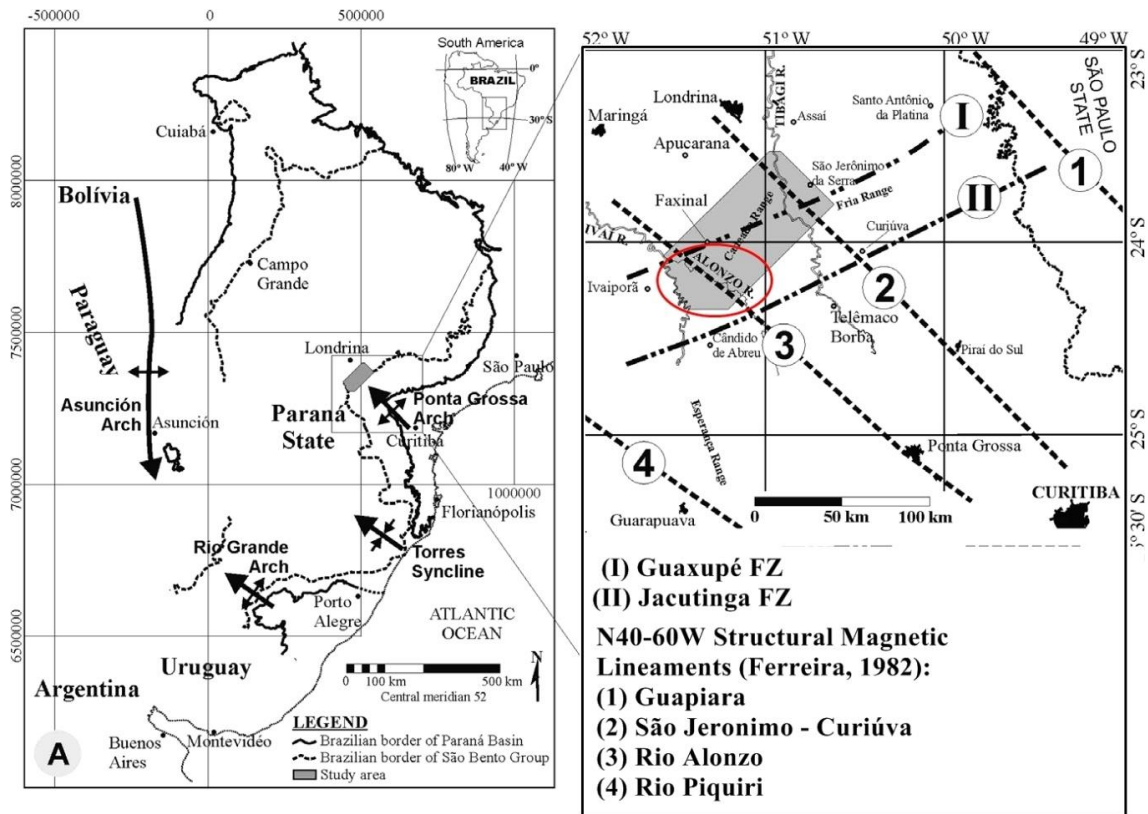


Figura 34: Mega-falhas do Arco de Ponta Grossa. Em destaque a localização da área de estudo, sobre o conjunto de lineamentos do rio Alonzo.

Fonte: Strugale *et al.* (2007)

Couto (2011) aponta que a direção N40-70W de lineamentos exerce forte influência na Geomorfologia regional por meio de cristas alinhadas sobre diques de diabásio que controlam a rede de drenagem, formando um padrão paralelo de canais entre os diques.

Ainda de acordo com Zalán *et al.* (1990), os lineamentos de direção E-W são um dos principais grupos de lineamentos da Bacia Sedimentar do Paraná, sendo que incluem: o Lineamento de Cassilândia, o Lineamento Moji-Guaçu-Dourados, o Lineamento de São Sebastião, o Lineamento de Taquara Verde, e o Lineamento Bento Gonçalves.

Alguns lineamentos de direção NE-SW tem pouca expressão de frequência e comprimento, porém apresentam importância visto que cortam as cristas alinhadas sobre as intrusivas da Fm. Serra Geral, onde canais fluviais acabam sendo desviados, podendo formar capturas fluviais por influência estrutural (Figura 35). Esses lineamentos podem estar relacionados à Zona de falhas do Guaxupé e de Jacutinga.

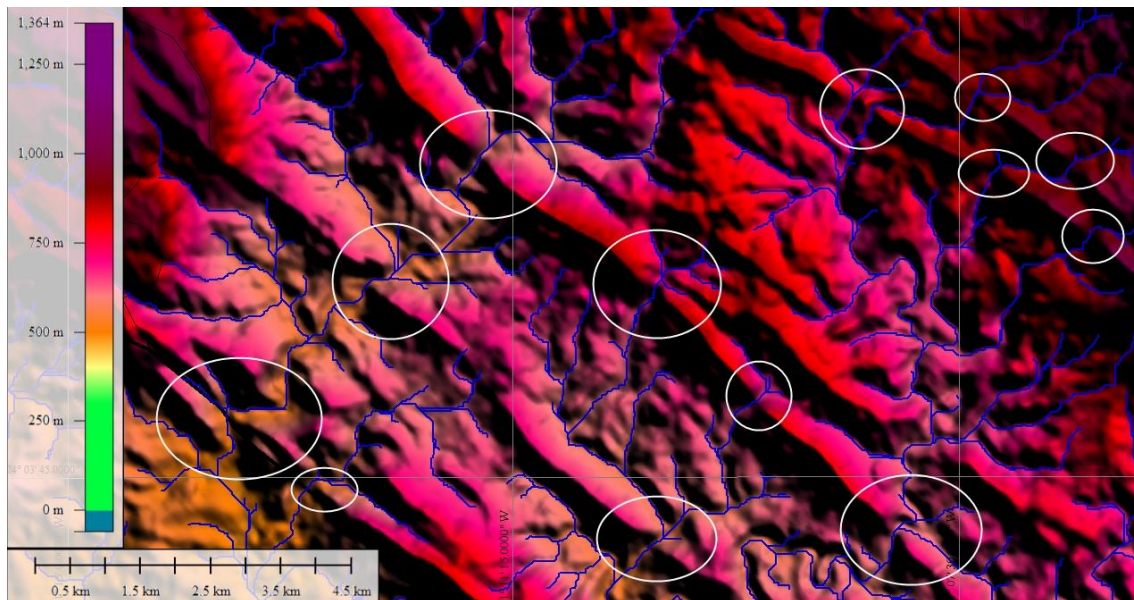


Figura 35: Canais superimpostos cortando os diques de diabásio perpendiculares ao sentido desses corpos.

Fonte: Couto (2011).

As altitudes na bacia hidrográfica do córrego Morumbi variam entre 390 a mais de 830m (Figura 36). Na porção Norte da bacia, onde ocorrem escarpas as altitudes variam entre 560 a mais de 830m. A grande diferença altimétrica nessa área condiciona altas declividades. As altitudes abaixo de 560 ocorrem em uma extensão muito maior (mais de 70% da área total), por toda a bacia até a foz com o rio Pereira.

Sobre a Geomorfologia da área de estudo, foram mapeadas algumas formas com auxílio da fotointerpretação e conferidas em trabalhos de campo (Figura 37). As formas identificadas foram classificadas da seguinte maneira: Feições Fluviais, Feições Erosivas e Feições Estruturais. Além disso, foram reconhecidas formas de interflúvio dentre outras que não foram agrupadas.

As feições fluviais dizem respeito aos cursos fluviais, sejam eles perenes ou intermitentes e as formas do vale (vale em V, vale de fundo chato, vale suspenso). Quanto às feições erosivas, foram identificados formas como: ravinas ou voçorocas, bordas erosivas (margens de canais que apresentam processos erosivos) e escarpas erosivas. As feições estruturais são representadas por cristas alinhadas sobre intrusões de rochas ácidas, patamares estruturais, ressaltos litológicos, ombreiras e morros residuais. Os interflúvios da bacia foram classificados como convexos, retilíneos e interflúvios em diques. Foram demarcadas ainda áreas de topo e colos⁴.

⁴ Corresponde a uma feição geomorfológica rebaixada em relação ao seu entorno. Normalmente ocorre como um nível inferior entre duas unidades mais elevadas, como por exemplo, dois morros testemunhos.

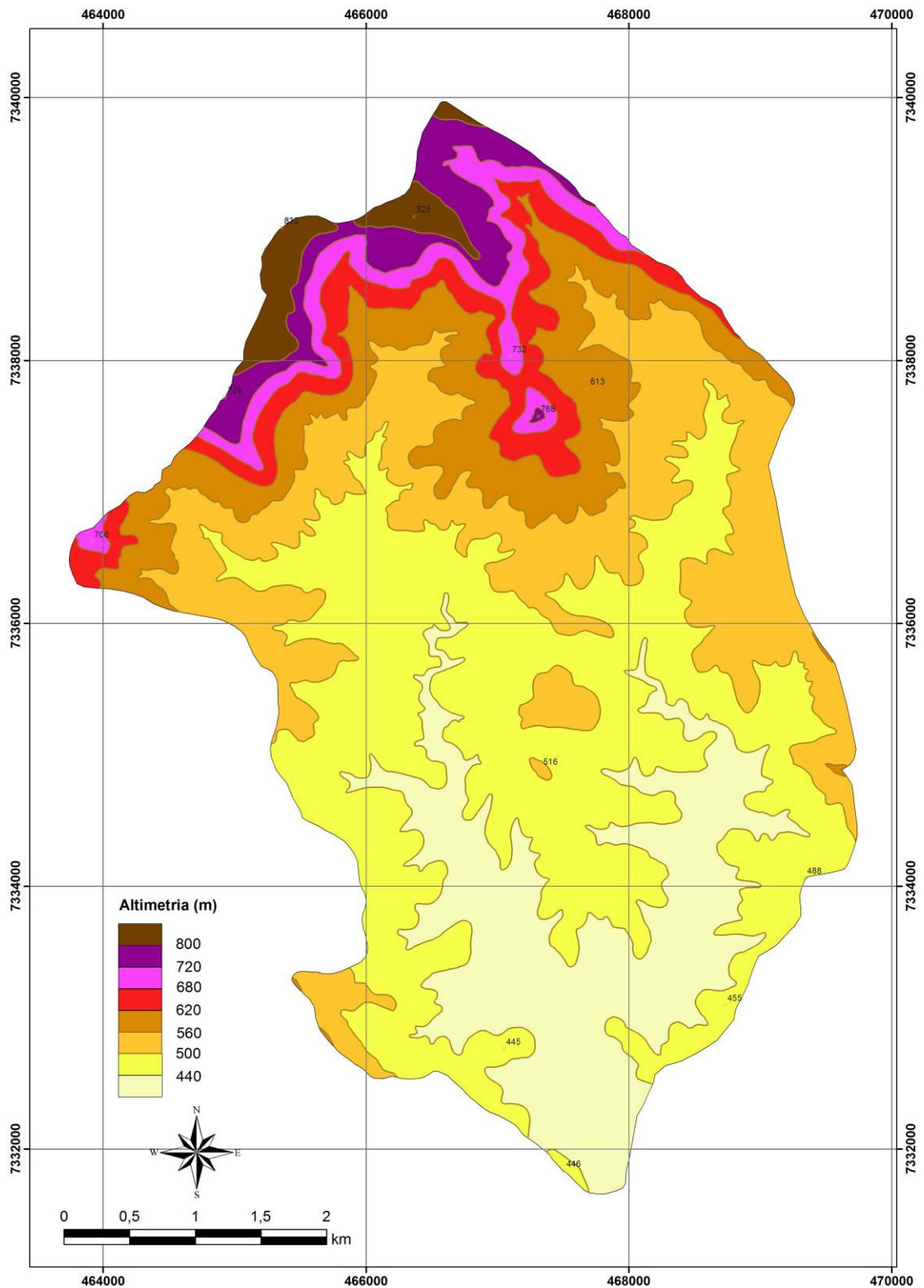


Figura 36: Variação altimétrica da bacia hidrográfica do córrego Morumbi

A presença de litologias mais resistentes, representadas pela ígneas da Fm. Serra Geral e pelos arenitos da Fm. Botucatu, em altitudes superiores a 680m e a litologias mais friáveis, representados pelos arenitos e siltitos da Fm. Rio do Rasto ocupando todos os demais espaços em altitudes inferiores à mencionada, evidencia forte

correlação e a importância da erosão diferencial na evolução morfodinâmica dos modelados.

A partir desse quadro fisiográfico foi possível reconhecer as formas individuais de relevo e agrupá-las a partir de uma evolução morfoestrutural comum, podendo assim inferir quatro domínios geomorfológicos para a bacia do córrego Morumbi: Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados, Domínio Intermediário das Colinas Baixas, Domínio das Colinas Exumadas e Domínios dos Fundos de Vale e das Baixadas Sedimentares (Figura 37).

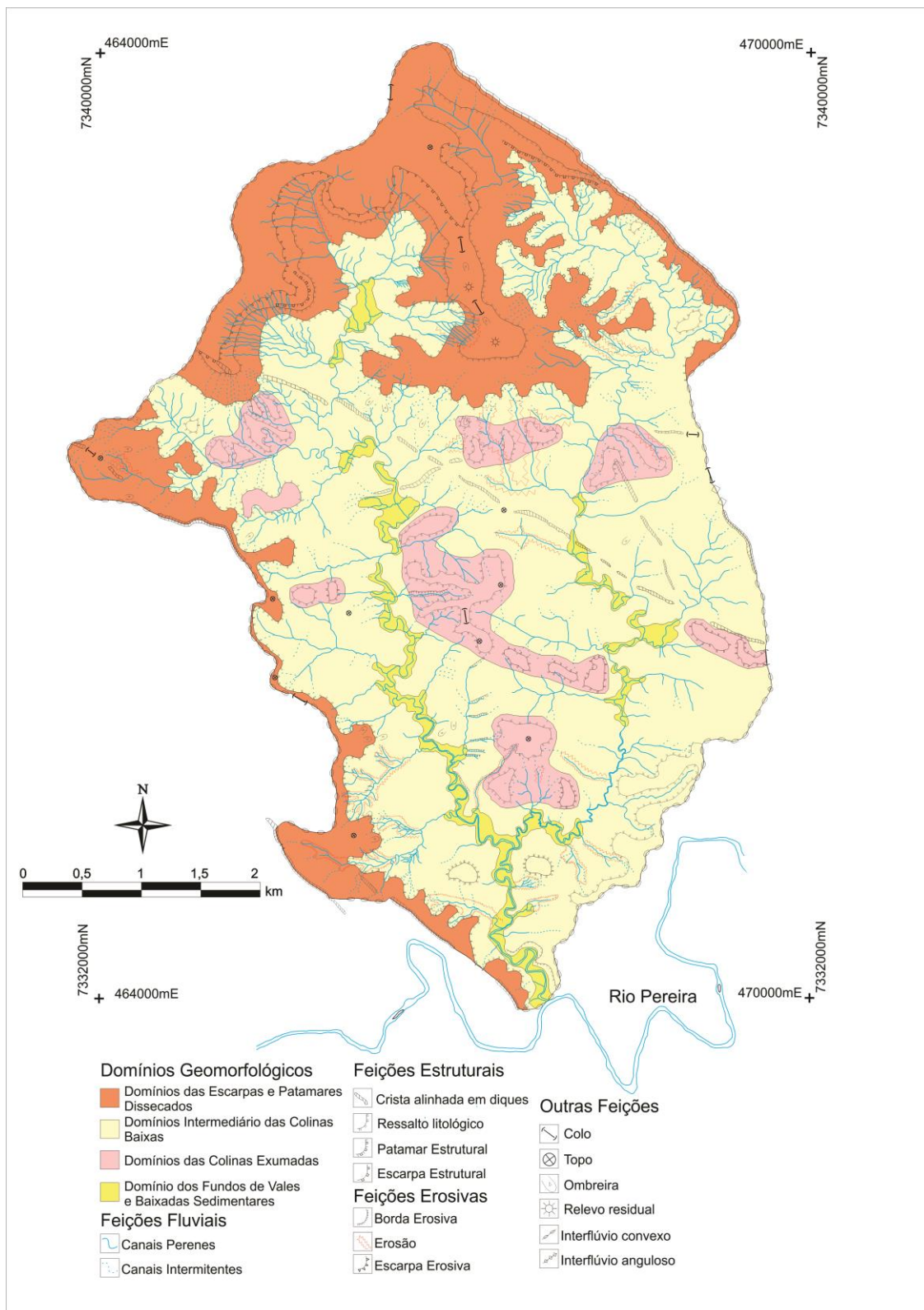


Figura 37: Carta geomorfológica da bacia do córrego Morumbi (Apêndice II – Formato A2)

6.1.1 Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados

O Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados está presente no norte da bacia e na borda oeste. Corresponde a áreas em que as escarpas sustentadas pela Formação Serra Geral e pelos patamares das Formações Botucatu e Rio do Rasto condicionam uma série de processos erosivos que configuram importante agente na formação do relevo (Figura 38, 39 e 40).

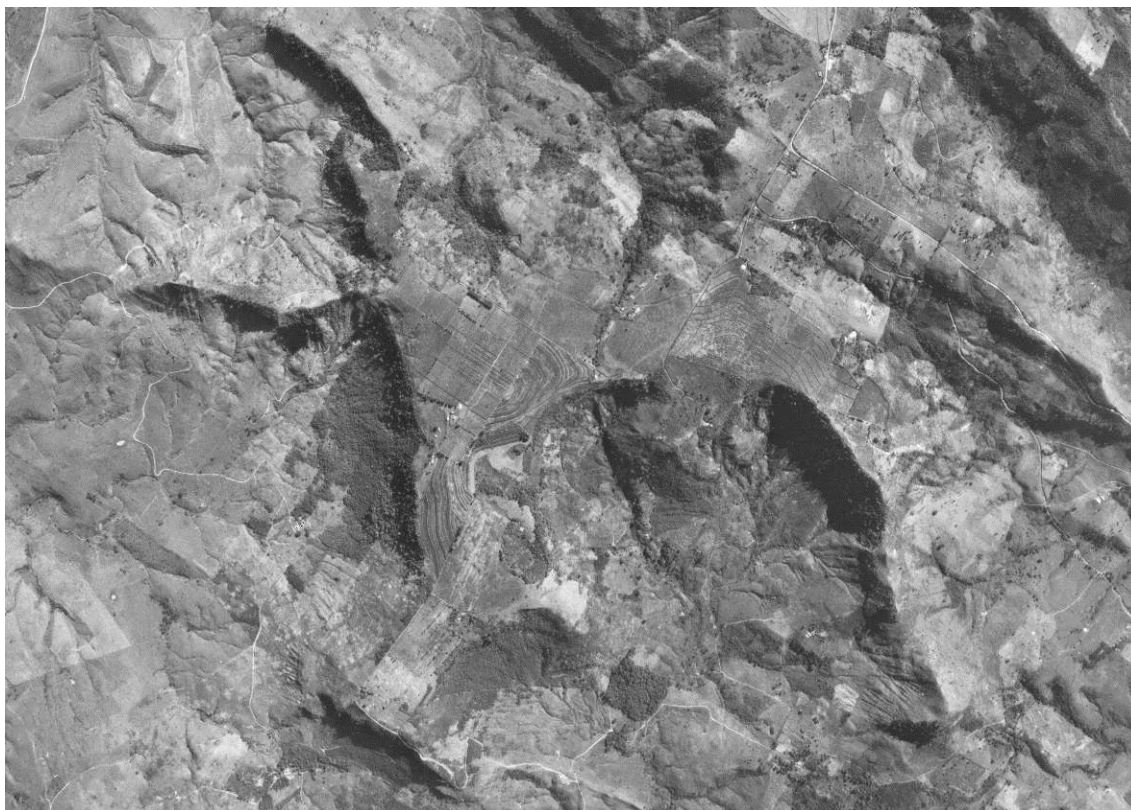


Figura 38: Área de escarpas ao norte da bacia do córrego Morumbi. Presença de escarpas erosivas e estruturais

Fonte: ITC (1980)

Na frente escarpada afloram as litologias que compõem a bacia hidrográfica e formam estratos com mergulho para oeste e noroeste, concordante com o mergulho regional das camadas da Bacia Sedimentar do Paraná.



Figura 39: Vista de Sul para Norte da área escarpada da bacia do córrego Morumbi



Figura 40: Série de pequenos patamares próximos às escarpas no Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados.

De maneira geral a escarpa está orientada perpendicularmente (NE-SW) ao sentido das principais estruturas da bacia (NW-SE). Esse fato foi observado também por Manieri (2010) e Santos, F. (2010), onde a bacia do ribeirão São Pedro e a bacia do rio Bufadeira encontravam-se orientadas segundo NE-SW e as principais direções de estruturas eram NW-SE. Entretanto, em alguns setores das escarpas, essas se orientam segundo NW-SE, controladas pelas intrusivas da Fm. Serra Geral. Essas estruturas formam apêndices na escarpa, cuja distribuição e resistência litológica permitem o desenvolvimento de um importante sistema de drenagem representado pela bacia do córrego Morumbi, cuja dimensão é responsável pela assimetria da área de estudo.

Associados a esses relevos de NW-SE ocorrem elevações residuais em cotas de 766m e 732m de altitude, seccionados por falhas normais NE70SW. Manieri (2010) identificou formas semelhantes na bacia do ribeirão São Pedro e enquadrou na categoria de *Inselberg* tais feições. O comportamento tectono-estrutural observado pela referida autora é concordante com os da bacia do córrego Morumbi, indicando a importância das falhas NE-SW no condicionamento tectônico da área e formação dos relevos residuais (Figura 41).

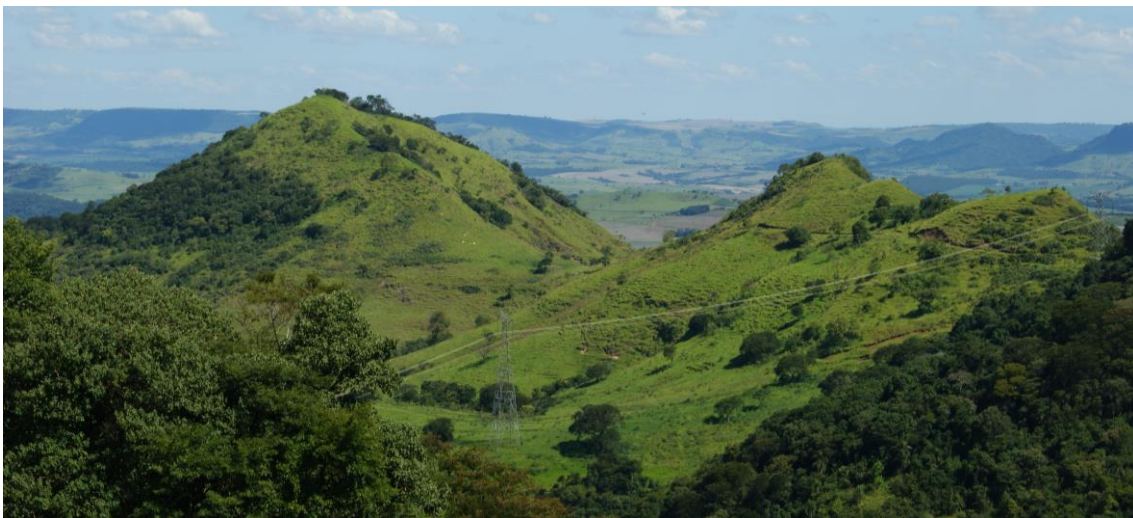


Figura 41: Elevações residuais próximas à escarpa, com vista de nordeste para sudoeste.

A presença de depósitos de fluxos gravitacionais, representados por extensas rampas em forma de leques podem ocorrer condicionada pelas falhas NE-SW, como foi identificado junto aos relevos residuais (Figura 42).



Figura 42: Vista de oeste para leste dos relevos residuais da bacia do córrego Morumbi, entre as elevações observa-se um depósito de fluxo gravitacional, tendo sua porção distal onde uma falha NE-SE estaria seccionando essas formas.

Outras feições de relevo associadas às elevações residuais e que permite inferir um modelo de evolução geomorfológica, está representado pelos colos e ombreiras presentes e que demonstram estágios evolutivos diferenciados no processo de seccionamento dos relevos até o completo isolamento desses relevos da escarpa principal, não refletindo necessariamente uma evolução paleoclimática cíclica.

A presença de corpos intrusivos da Fm. Serra Geral distribuídos perpendicularmente às escarpas, bem como a alta declividade condicionam o desenvolvimento de um padrão geométrico paralelo para essas drenagens. O padrão obsequente do fluxo hídrico favorece o recuo da escarpa, cujo formato semi-circular, típico das escarpas erosivas, é decorrente do confinamento lateral da escarpa pelas intrusões ígneas. Quando o recuo encontra os corpos intrusivos, a escarpa toma um aspecto mais alongado (Figura 38 e 39).

Essas escarpas apresentam desníveis altimétricos de mais de 130 metros e acabam formando zonas expostas a riscos de deslizamento, principalmente na faixa entre 680 e 560 metros de altitude, compreendida entre as formações Piramboia e o topo da Fm. Rio do Rasto. Ao longo de todo o Domínio de Escarpas e Patamares Dissecados pode ser observado áreas com rastejamento de solos, formando inclusive degraus nas encostas, recobertos por blocos angulosos de tamanhos variados. Essas zonas de risco são observadas também nas proximidades de cristas alinhadas em diques de diabásio, devido à alta declividade próxima a essas estruturas (Figura 43 e 44).



Figura 43: Áreas de risco de deslizamentos com blocos angulosos.



Figura 44: Degraus na encosta evidenciando o rastejamento.

As cabeceiras de drenagem nessa área podem formar pequenos vales suspensos (Figura 45) e, conseqüentemente, cachoeiras e saltos, como ocorrem nas bacias do ribeirão São Pedro e Bufadeira. Essas formas de relevo encontram-se limitadas por falhas normais subverticais e podem indicar atividade tectônica recente, cuja idade ainda carece de mais estudos.



Figura 45: Cabeceiras de drenagem formando vale suspenso no flanco norte da área de estudo.

Uma importante evidência de atividade tectônica pós-terciária e sua implicação na formação de depósitos sedimentares podem ser constatadas na parte central do Domínio das Escarpas e Patamares Associados. Nesta área é possível identificar facilmente, por fotografias aéreas ou diretamente no campo, a presença de um bloco, correspondente a uma parcela da escarpa, abatida a partir de falhamento normal subvertical de direção E-W. O bloco apresenta inclinação para sudoeste, contrário ao mergulho regional das camadas (Figura 46).

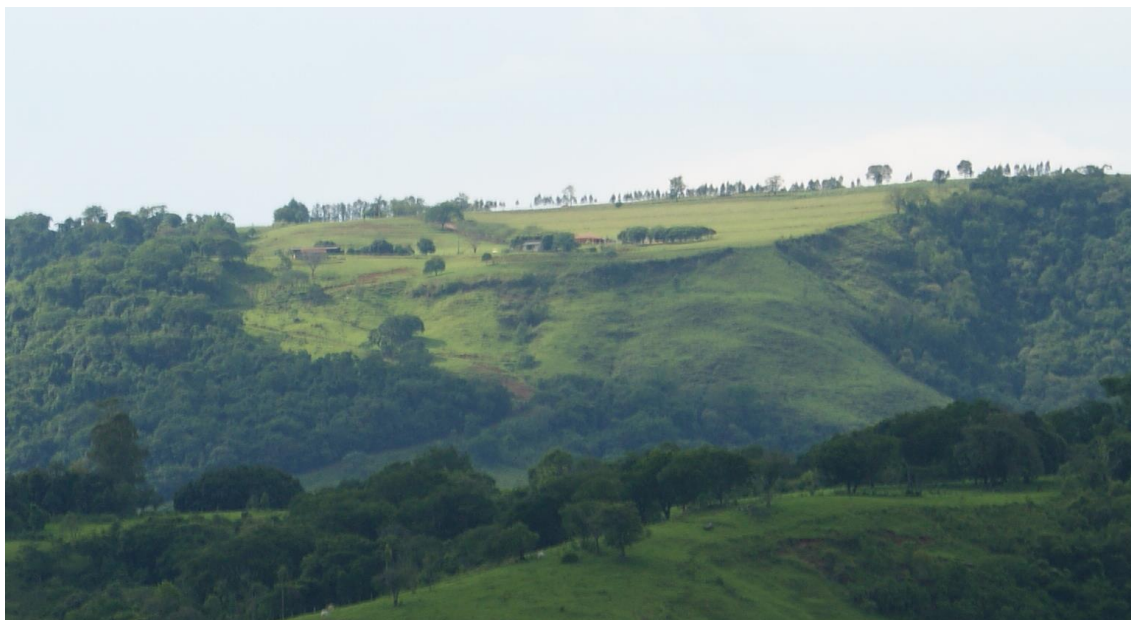


Figura 46: Bloco abatido na porção central do Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados.

A estruturação do relevo gerou, a partir desse deslocamento, um bloco alto que constitui a zona da escarpa principal, com altitudes superiores a 815 metros e um bloco mais baixo com altitudes de até 760 metros, limitados por falha normal. Os dois blocos são constituídos por rochas ígneas ácidas da Fm. Serra Geral, Membro Nova Prata. O bloco alto possui espessa cobertura de Latossolos sem a constatação de transporte. O bloco baixo possui uma importante cobertura coluvial com cerca de 1,5 metros de espessura ocorrendo blocos rochosos de até 3 metros de diâmetro. Chama a atenção o posicionamento desses blocos rochosos junto à margem do bloco baixo, próximo a faixa de ruptura de declive deste com as rampas coluviais do fundo do vale. Este fato pode evidenciar um deslocamento tectônico rápido que levou a movimentação do material de alteração vertente abaixo posicionando os materiais nesse local (Figura 47).

A Formação Botucatu aflora a uma altitude de pouco mais de 740 metros, resultando numa espessura local de cerca de 20 metros das Fm. Serra Geral. A Formação Rio do Rasto pode ser observada nos fundos de vale, recoberta por material

coluvial, com grande quantidade de blocos angulosos de diabásio, basaltos e arenitos com diâmetros que variam de 20 cm a mais de 1 metro.



Figura 47: Matações recobrimo materiais argilosos na baixa vertente

As cabeceiras do córrego Morumbi e do ribeirão Três Barros formam um importante anfiteatro de direção NNW-SSE, tendo a norte e a oeste a continuidade do bloco alto e a leste o bloco baixo (Figura 48). Os limites desse anfiteatro ocorrem através de patamares escarpados nos arenitos da Fm. Botucatu em altitudes de cerca de 760 metros de altitude (Figura 49). O que nos permite inferir que o curso fluvial que separa essas formas está correndo sobre uma falha NNW-SSE, que ocasionou um rejeito de mais de 20 metros, nesse local (Figura 49).

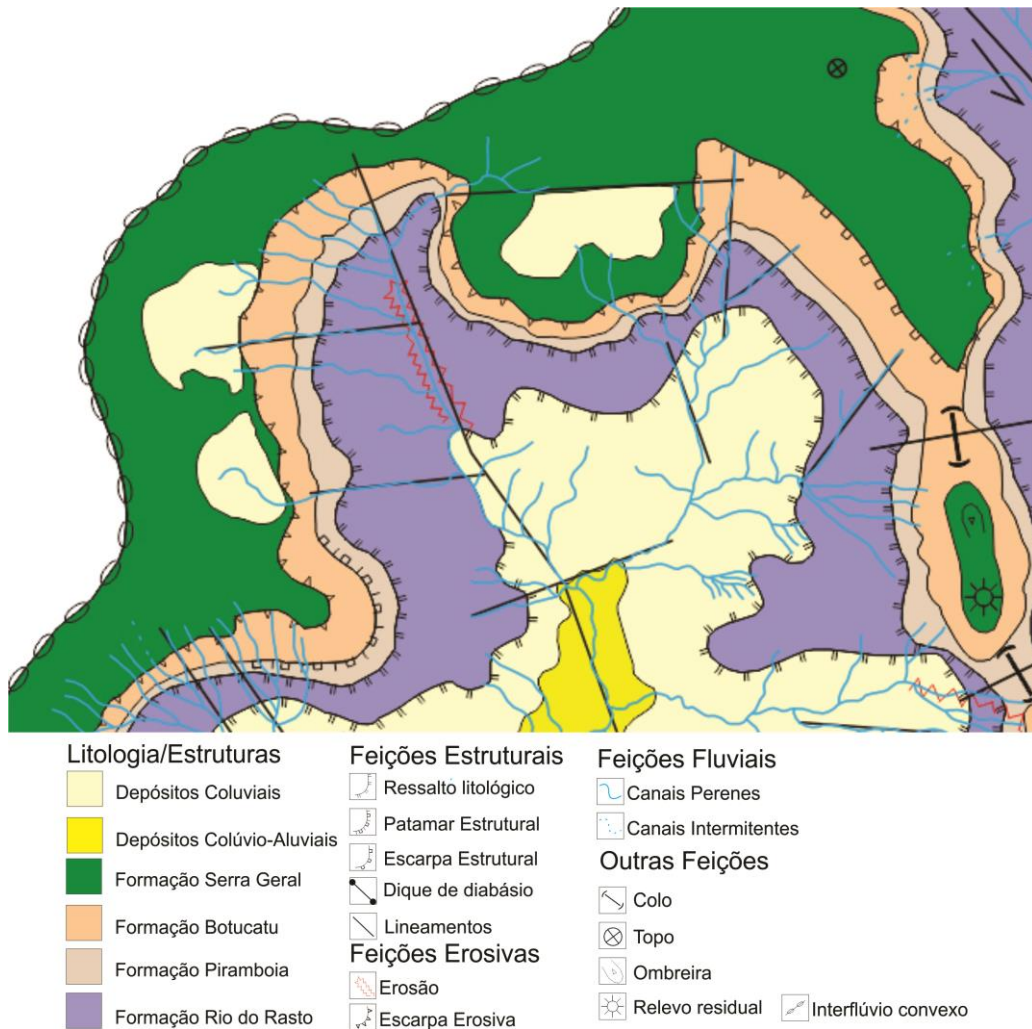


Figura 48: Detalhe do mapa geomorfológico para a área descrita acima.



Figura 49: Na escarpa à esquerda o contato da Fm. Botucatu com a Fm. Serra Geral ocorre a aproximadamente 762 metros e no bloco abatido à direita esse contato está a aproximadamente 740 metros.

6.1.2 Domínio Intermediário das Colinas Baixas

O Domínio Intermediário das Colinas Baixas é o maior domínio da área de estudo, ocorrendo desde o norte até o extremo sul. É caracterizado por colinas formadas pela dissecação horizontal e vertical das litologias pelíticas da Formação Rio do Rasto (Figura 50). É uma área recoberta por depósitos de colúvio, podendo formar pacotes espessos, com mais de 2 metros de espessura. Junto aos topos as coberturas são finas podendo aflorar os siltitos e argilitos da Formação Rio do Rasto.

A rede de drenagem nesse domínio apresenta um padrão retangular, com muitos canais retilíneos e alguns trechos sinuosos próximos à foz no rio Pereira. Associados a estes canais ocorrem algumas bordas erosivas em apenas um dos lados dos cursos fluviais, formando vales assimétricos.

Devido o baixo grau de resistência erosiva da Formação Rio do Rasto os vales são fortemente dissecados, e a rede de drenagem acaba por esculpir um relevo ondulado. São comuns nesse domínio formas erosivas, como ravinas e voçorocas, ocorrendo próximas aos cursos fluviais, além de sulcos provocados pela pecuária existente nessas áreas.

As diferentes fácies da Fm. Rio do Rasto, que resultam em alternâncias de argilitos, siltitos e arenitos, todos friáveis, permite a formação de ressaltos litológicos correspondentes a pequenas rupturas de nível ao longo das vertentes. As coberturas sedimentares inconsolidadas argilo-arenosas, por vezes formam níveis de cascalhos polimíticos basais com espessuras que variam de 15cm a 1,5m, formado de seixos centimétricos subarredondados a angulosos de argilitos, siltitos, arenitos e basaltos, com abundante matriz argilosa quando ocorrem junto às vertentes mais íngremes ou como clastos suportados nas áreas mais baixas. No primeiro caso indicando movimentação de massa com importante aporte de água e no segundo, indicando retrabalhamento pelas correntes fluviais após a deposição.

Fortes *et al.*, (2011) defenderam o controle morfoestrutural e tectônico na evolução de depósitos de fluxos gravitacionais na bacia do ribeirão Laçador (localizada ao nordeste da área de estudo). Os autores investigaram os movimentos de massa ao longo das vertentes controladas por diques de diabásio e atribuíram sua gênese ao rotacionamento de blocos com fluxos torrenciais associados (Figuras 51 e 52).



Figura 50: Panorâmica do Domínio Intermediário das Colinas Baixas. Ao fundo o Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados.



Figura 51: Ressaltos litológicos em um depósito de fluxo gravitacional na bacia do ribeirão Laçador

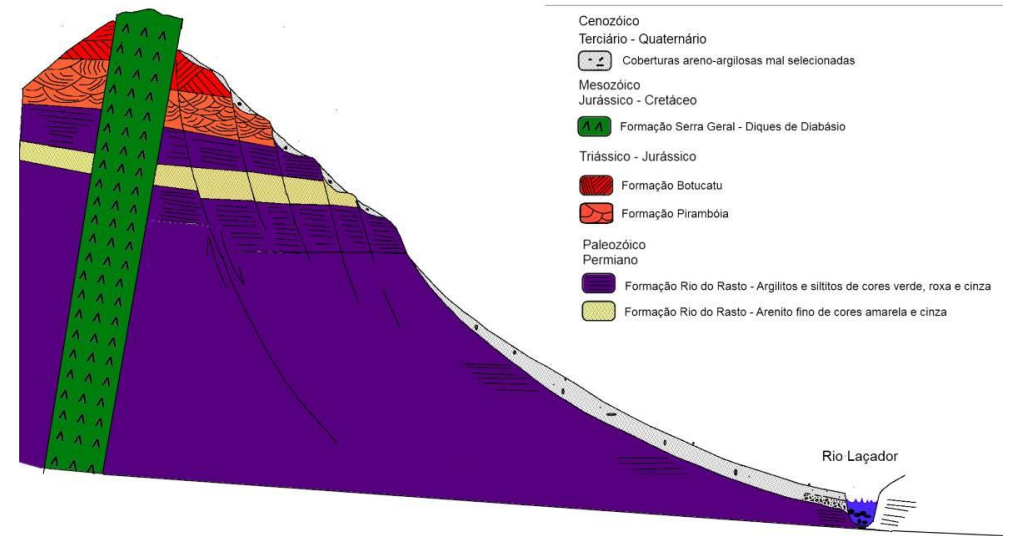


Figura 52: Perfil esquemático da evolução dos patamares.

Fonte: Fortes *et al.*, (2011)

6.1.3 Domínio das Colinas Exumadas

O Domínio das Colinas Exumadas ocorre de maneira descontínua ao longo da bacia do córrego Morumbi, entre altitudes que variam de 440 a 560m. É caracterizada por áreas onde as colinas não são recobertas por colúvios ou tem cobertura muito rasa (até 30cm), formando ressaltos litológicos da Formação Rio do Rasto (Figura 53).

A gênese desse domínio está associado à fase de inversão do relevo, possivelmente Quaternário, considerando o período Terciário de recuo das encostas. A homogeneidade litológica das formações geológicas locais permitem inferir pequenos pulsos tectônicos associados a essa fase de tectonismo, como já descrito por Santos, F. (2010).



Figura 53: Característica do Domínio das Colinas Exumadas, com afloramentos constantes da Formação Rio do Rasto, podendo ocorrer uma fina cobertura de depósitos colúviais.

6.1.4 Domínio dos Fundos de Vales e Baixadas Sedimentares

Correspondem a algumas áreas de fundos de vales onde ocorre deposição de material colúvio-aluvial indiferenciado. Os poucos levantamentos realizados nessa área não permitem uma análise mais conclusiva a respeito desse domínio e o levantamento a partir de fotos aéreas torna difícil a separação dos depósitos aluviais daqueles colúviais, tendo em vista a pouca expressividade dessas formas na área de estudo.

O Domínio dos Fundos de Vales e Baixadas Sedimentares aparecem de forma descontínua na forma de alvéolos ao longo das margens do ribeirão Três Barros e do

córrego Morumbi. Merece destaque, pela sua continuidade aqueles do ribeirão Três Barros que se estendem do alto até o baixo curso.

Nesse domínio geomorfológico as formas predominantes são os vales de fundo chato. Não foram feitas descrições dos materiais sedimentares, porém estudos realizados em canais adjacentes a essa bacia hidrográfica, por Fortes *et al.*, (2008; 2011) e Santos, F. (2010) demonstraram tratar-se de sedimentos arenosos finos, bem selecionados de cor cinza clara, com estrutura maciça e espessura que pode variar de 1 até 2 metros. Sotoposto a essas coberturas sedimentares finas podem ocorrer níveis de clastos arredondados e subarredondados com diâmetros de ordem milimétrica e centimétrica de basaltos e arenitos. As cascalheiras possuem pouca ou nenhuma matriz e são características de depósitos de barras de canal. Atualmente esses rios estão retrabalhando esses depósitos e redepositando na forma de barras laterais de canais (Figura 54).



Figura 54: Depósitos de seixos e blocos angulosos, característicos do Domínio dos Fundos de Vale e Baixadas Sedimentares. Os blocos demonstram a alta energia do córrego Morumbi.

6.2 Análise Morfométrica da rede de drenagem

A bacia do córrego Morumbi possui um formato alongado no sentido N-S, com um comprimento de aproximadamente 8,5 km e cerca de 4 km no sentido E-W. As cabeceiras de drenagem do córrego Morumbi estão em localizadas na porção Nordeste da bacia, em altitudes próximas a 800m, onde ocorre a Formação Serra Geral, próximas às escarpas.

O canal principal segue no sentido NW-SE, orientado conforme o interflúvio, que é composto por uma crista alongada no mesmo sentido, controlada por intrusão de ígneas ácidas. Após pouco mais de 2,5km, o canal sofre uma inflexão para o sentido NNE-SSW e segue neste sentido por mais de 7km, onde recebe o ribeirão Três Barros. Nesse ponto o córrego Morumbi segue por mais de 2,5km até o rio Pereira, no sentido N-S. Já o ribeirão Três Barros segue no sentido NNW-SSE desde sua nascente até a foz (Figura 55).

O córrego Morumbi é um canal de 5ª ordem, segundo a classificação de Strahler (1952). A tabela 3 apresenta a ordem de drenagem, o comprimento total e o comprimento médio dos canais por ordem.

O córrego Morumbi recebe 68 afluentes de primeira a terceira ordem até a e o ribeirão Três Barros (quarta ordem), que por sua vez recebe 53 afluentes, também de primeira a terceira ordem. Após receber o ribeirão Três Barros, o córrego Morumbi recebe mais dois afluentes, ambos de primeira ordem. Essa informações foram obtidas a partir da rede de drenagem existente na carta topográfica de Faxinal na escala de 1:50.000. A rede de drenagem extraída da fotointerpretação será utilizada para a análise qualitativa. Isto se deve à necessidade de informações altimétricas para aplicação dos métodos de análise morfométrica aqui aplicados.

Com a fotointerpretação, as informações sobre os padrões de drenagem e de densidade poderão ser complementados, bem como a identificação de anomalias utilizando a análise qualitativa. A figura 55 apresenta a rede de drenagem e a ordem dos canais.

Tabela 3: Relação dos canais da área de estudo por ordem, quantidade, comprimento total e comprimento médio de cada ordem.

Ordem	Quantidade de canais	Comprimento total (m)	Comprimento médio (m)
1	125	47.949,36	383,59
2	34	15.855,27	466,33
3	4	4.821,23	1.205,30
4	2	14.749	7.374,5
5	1	2.594	2.594
TOTAL	125	85.968,86	

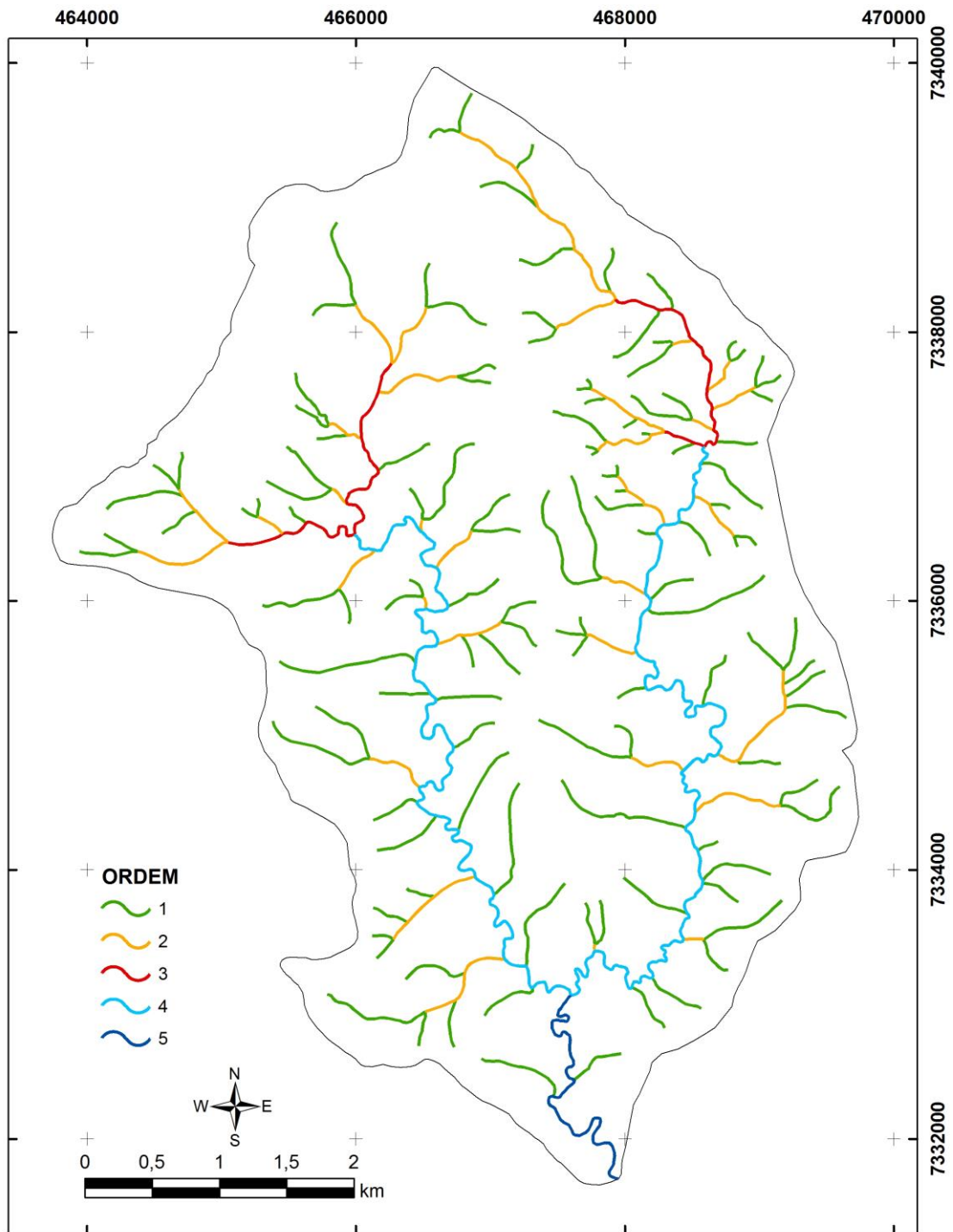


Figura 55: Carta hidrográfica da área de estudo mostrando a ordem dos canais.

A partir da rede de drenagem extraída da carta topográfica, procedeu-se à aplicação dos métodos de análise morfométrica como indicativos de possíveis anomalias ou movimentações crustais recentes. Foi calculado o índice RDE total, RDE trecho e a relação RDE trecho/RDE total para todos os canais (125 ao todo) (Anexos I a VIII). Os trechos foram padronizados como sendo o espaço que o canal percorre entre duas cotas (equidistância de 20m). Nos perfis longitudinais foram plotados além do canal em questão, uma curva logarítmica adaptada ao canal (linha de melhor ajuste) a litologia e uma curva que relaciona o RDE trecho/RDE total, indicando prováveis anomalias (Figuras 56 e 58).

Quanto mais equilibrado for o curso d'água, mais bem ajustado à função logarítmica estará seu perfil longitudinal, ressaltando-se que o equilíbrio refere-se à estabilidade do comportamento hidráulico do fluxo, fazendo com que não haja erosão nem agração, havendo então, somente processos de transporte de sedimentos (GUEDES *et al.*, 2006). O ajuste ou desajuste do perfil em função da curva logarítmica pode estar associado a movimentos de soerguimento ou subsidência.

O perfil longitudinal do córrego Morumbi (Figura 56) apresentou-se quase que em toda a sua extensão (entre 2 e 11km) abaixo da linha de melhor ajuste. Esse desajuste pode estar ligado à ocorrência de subsidência da área, o que corroboraria com a proposta de Couto (2011), de compartimentação morfoestrutural, correspondendo aos blocos B e C, limitados por falhas normais, onde o bloco B encontra-se soerguido e o bloco C encontra-se rebaixado (Figura 57). A relação entre os dados do RDE trecho/RDE total não apresentaram anomalias de primeira ordem, apenas as de segunda ordem. Essas anomalias podem estar sendo causadas por um sistema de falhas transcorrentes com componente sinistral que propiciaram o desvio do curso fluvial (no trecho entre o início do canal até pouco mais de 1000 metros – seção I).

Uma segunda seção a ser analisada (entre 4500 e 7500 metros, aproximadamente – seção II) apresenta novas anomalias, que por sua vez podem estar associadas à mudança no padrão do canal, que apresenta maior grau de sinuosidade, justamente na área onde há maior discrepância entre o perfil do canal e a linha de melhor ajuste. Novamente essas anomalias coincidem com áreas onde há desvios na direção do canal ocasionados por sistemas de falhas transcorrentes. No terceiro setor (de 12500 metros até a foz – seção III) o surgimento de novas anomalias está relacionado ao deslocamento

do córrego Morumbi, influenciado por um sistema de falhas transcorrentes que ocasionaram a captura do córrego Morumbi pelo ribeirão Três Barros.

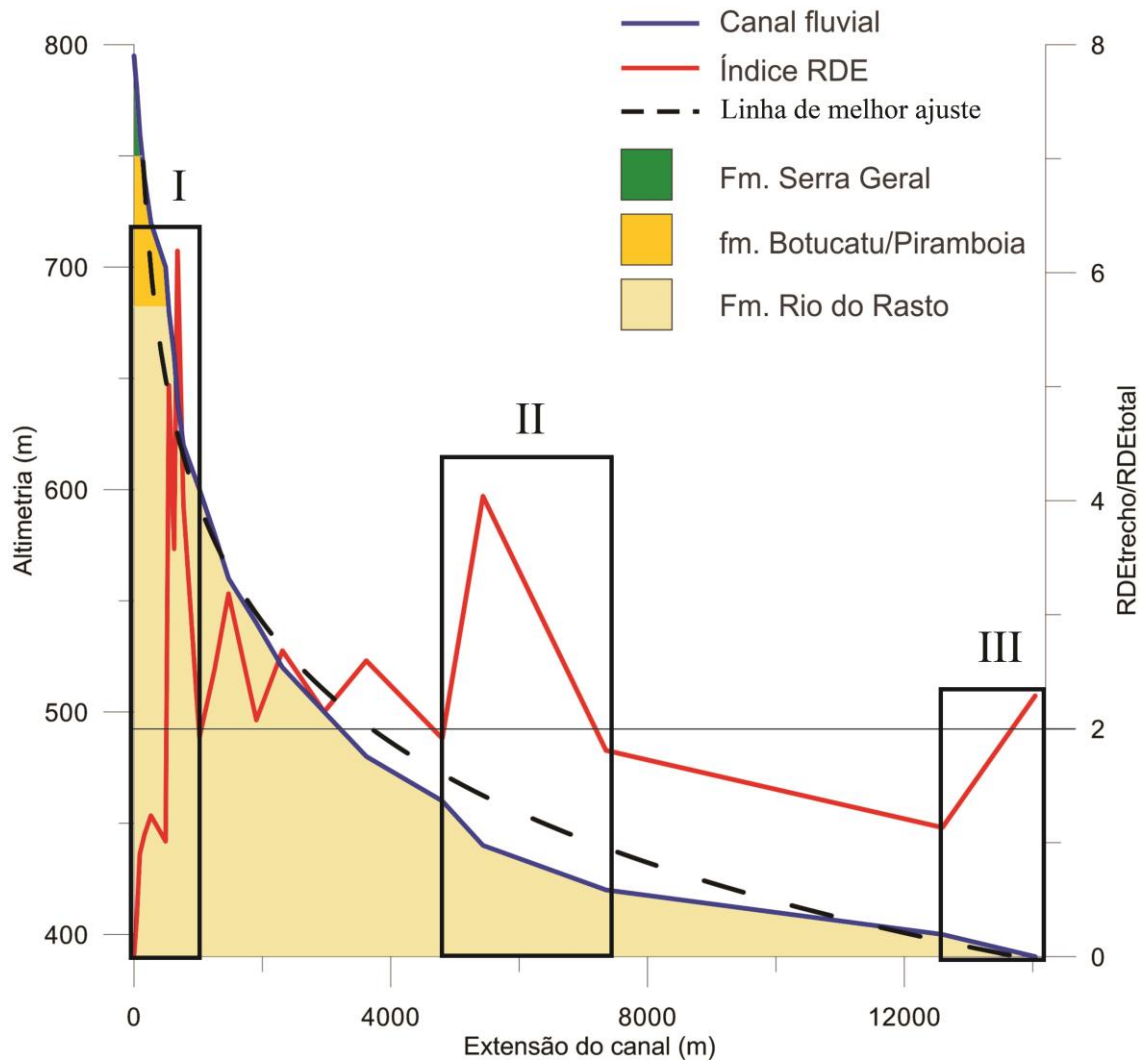


Figura 56: Perfil longitudinal e anomalias da bacia do córrego Morumbi

Dos 70 canais afluentes do córrego Morumbi, todos apresentaram anomalias de segunda ordem e 6 apresentaram anomalias de primeira ordem. Os canais que apresentaram anomalias de primeira ordem foram os afluentes 20, 24, 29, 42, 47 e 70. (Anexo IV)

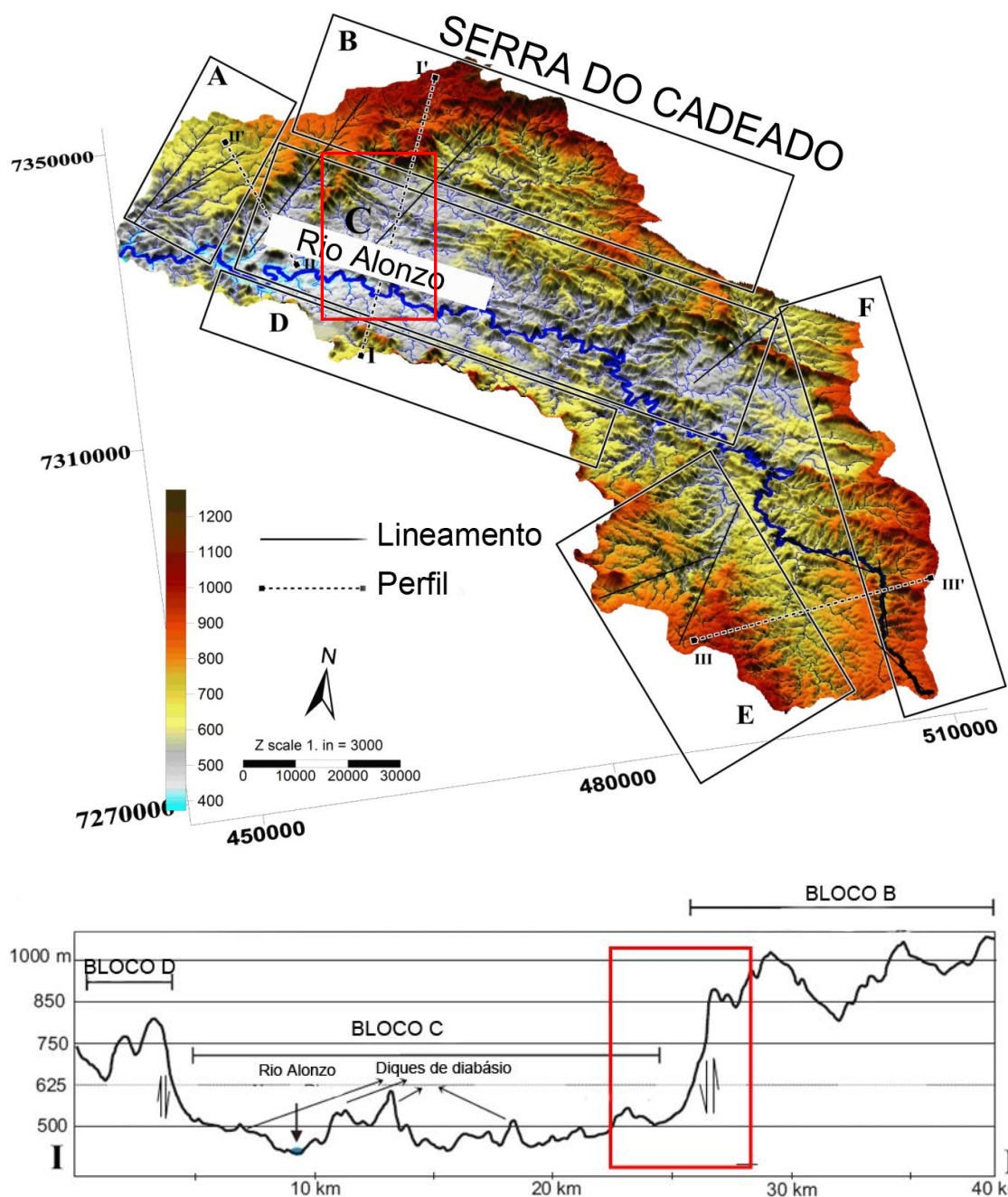


Figura 57: Modelo esquemático do comportamento morfoestrutural da bacia do rio Alonzo e seção entre os blocos B, C e D. A área em vermelho mostra a localização da área de estudo neste contexto.

Fonte: Adaptado de Couto (2011)

Assim como no córrego Morumbi, o perfil longitudinal do ribeirão Três Barros apresentou apenas anomalias de segunda ordem. Dos seus afluentes, apenas dois apresentaram anomalias de primeira ordem, o afluente 5a e o afluente 34a. A interpolação do resultado do índice RDE trecho/RDE total é apresentada na figura 58.

Quanto ao perfil longitudinal do ribeirão Três Barros (Figura 58), este se apresenta melhor ajustado à linha de melhor ajuste. O trecho compreendido entre 1500 e

5500 metros apresenta-se rebaixado, porém com um desnível menor do que aquele do córrego Morumbi.

Observa-se na seção A' a ocorrência de anomalias de segunda ordem, com valores entre 2 e 4. Nestes trechos ocorre uma série de canais retilíneos com ligeiro deslocamento, o que poderia indicar que o canal do ribeirão Três Barros está incidindo sobre uma falha transcorrente com movimentação sinistral.

Após uma análise sobre os dados de RDE apresentados na figura 56 e 58, juntamente com a análise da fotointerpretação, esses dados apresentaram congruência, sendo que os setores de anomalias correspondem á áreas com indícios de movimentação, influenciando no deslocamento dos canais, como será disposto a seguir.

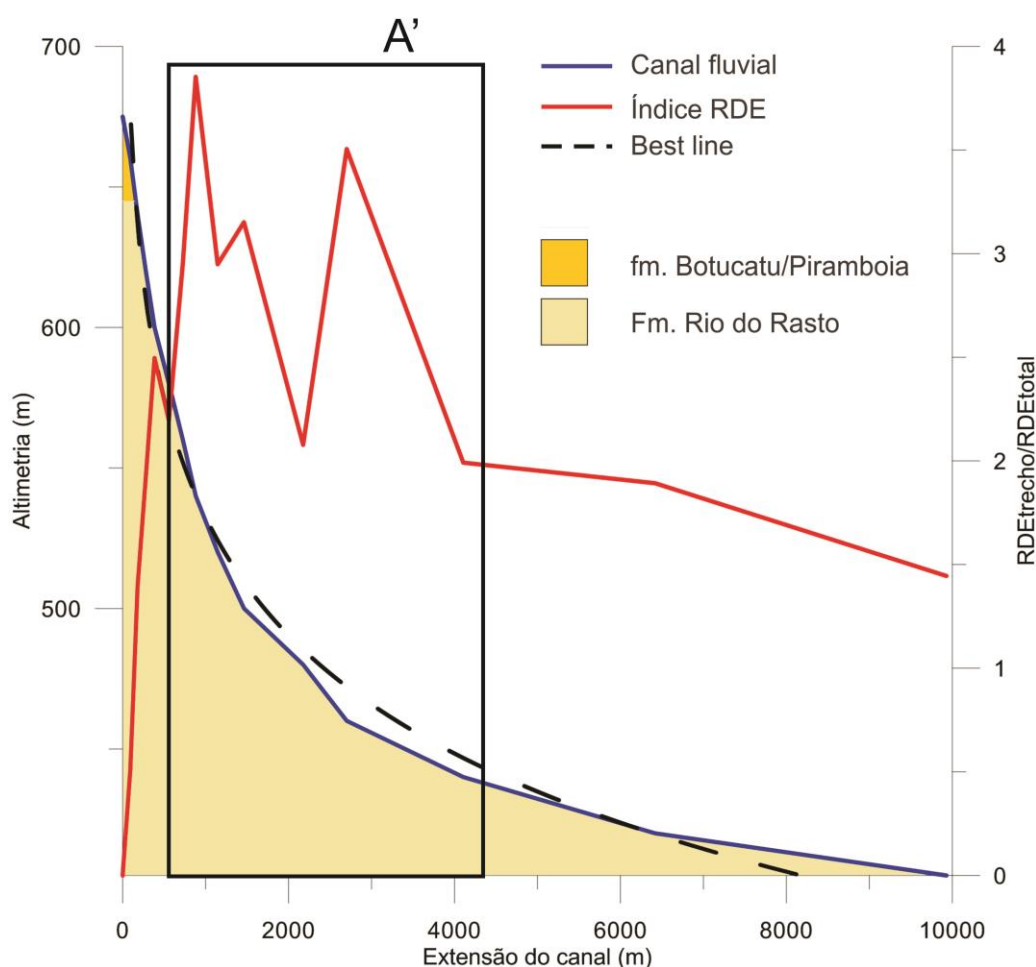


Figura 58: Perfil longitudinal e anomalias da bacia do ribeirão Três Barros.

Os resultados da relação entre o índice de Relação Declividade-Extensão trecho pela Relação Declividade Extensão total foram espacializados (Figura 59) e divididos em 6 classes: de 0 a 2, representando trechos em equilíbrio, entre 2 e 4, 4 e 6, 6 e 8 e 8 e

10, indicando anomalias de 2ª ordem e maiores que 10, indicando anomalias de 1ª ordem.

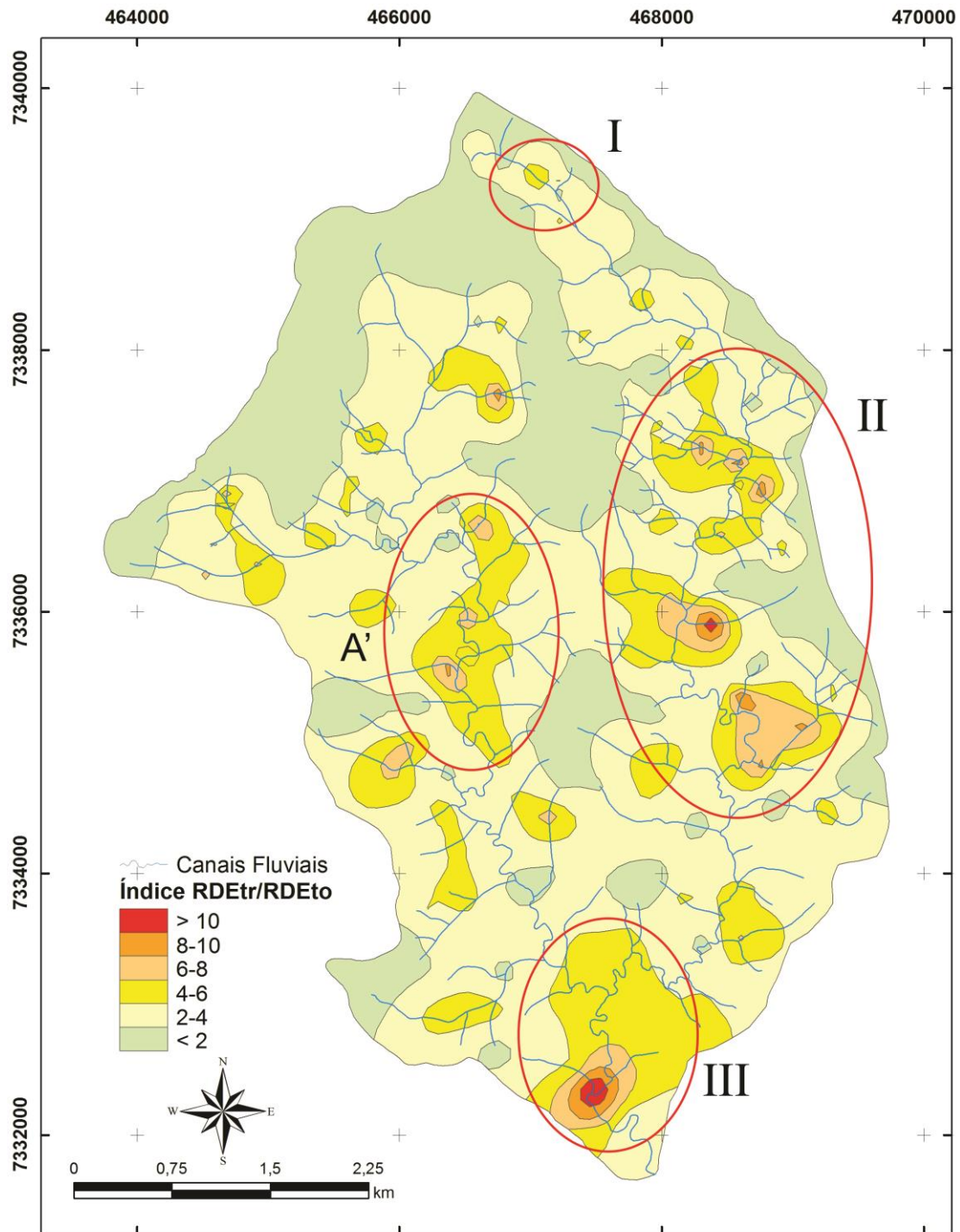


Figura 59: Interpolação da relação RDEtrecho/RDEtotal. Os destaques são para as seções descritas anteriormente.

De acordo com Salamuni *et al.*, (2004), a assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do rio principal, perpendicular à direção do seu

eixo, sendo que essa migração pode ser causada por processos fluviais internos e/ou forças tectônicas.

Valores próximos a 50, indicam que não houve basculamento significativo e a bacia se encontra em condições estáveis. Valores menores que 50 apontam para um possível basculamento da margem esquerda da bacia, enquanto valores maiores do que 50 indicam um provável basculamento da margem direita da bacia.

O Fator de Assimetria da Bacia (FAB) apresentou altos valores, que indicariam um soerguimento na porção direita da bacia, fazendo com que o canal se deslocasse para o setor oriental. O quadro 5 apresenta a área do setor oriental da bacia, a área do setor ocidental, área total e o índice do FAB.

Quadro 5: Valores para cálculo do FAB

Variável	Área (km ²)
Setor Oriental	6,52
Setor Ocidental	21,05
Área Total	27,57
FAB	Índice (valor adimensional)
	76,35

A presença de um afluente de grande porte na bacia do córrego Morumbi dificulta esse tipo de afirmação, porém sinaliza uma anomalia, que pode ter sido causado, dentre outros fatores por eventos neotectônicos. Na bacia do ribeirão São Pedro, situada à Oeste da área de estudo, o canal principal encontra-se fortemente deslocado para a margem direita, o que indicaria um soerguimento da margem esquerda da bacia que caracteriza o interflúvio entre as duas bacias (CAMOLEZI *et al.*, 2012).

Assim como o Fator de Assimetria de Bacias, o Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT) apresenta altos valores de assimetria da rede de drenagem em relação a sua área de captação. Foram traçados 17 segmentos de reta perpendiculares ao eixo principal da bacia, com equidistância de 500m e a partir desses segmentos foi possível delinear o eixo principal da bacia. A partir da linha média calculou-se a simetria do canal principal. Em todos os segmentos analisados, com exceção da penúltima seção, o canal encontra-se deslocado para o setor oriental, chegando a 0,81 (quanto mais próximo a 1 menor a simetria). A tabela 4 sintetiza esses valores e a figura 60 apresenta o FAB e o FSTT.

Tabela 4: Valores utilizados para cálculo do FSTT. Na coluna da distância do eixo central Or significa que o deslocamento é para o setor oriental e Oc para o setor ocidental.

Segmento	Comprimento do segmento (m)	Distância do eixo central do segmento (m)	Valor do FSTT
1	498,11	158,79 - (Or)	0,63
2	1.334,79	175,29 - (Or)	0,26
3	2.989,75	871,65 - (Or)	0,58
4	3.629,37	967,21 - (Or)	0,53
5	4.296,51	1.541,79 - (Or)	0,71
6	4.545,11	1.875,74 - (Or)	0,81
7	5.187,26	1.954,97 - (Or)	0,75
8	5.239,06	1.591,36 - (Or)	0,60
9	4.379,73	771,02 - (Or)	0,35
10	4.355,54	939,76 - (Or)	0,43
11	4.289,91	906,82 - (Or)	0,42
12	3.803,50	688,95 - (Or)	0,36
13	3.329,52	815,89 - (Or)	0,49
14	3.458,34	1.000,63 - (Or)	0,57
15	2.799,19	419,43 - (Or)	0,30
16	1.080,81	92,85 - (Oc)	0,17
17	393,05	110,00 - (Or)	0,55

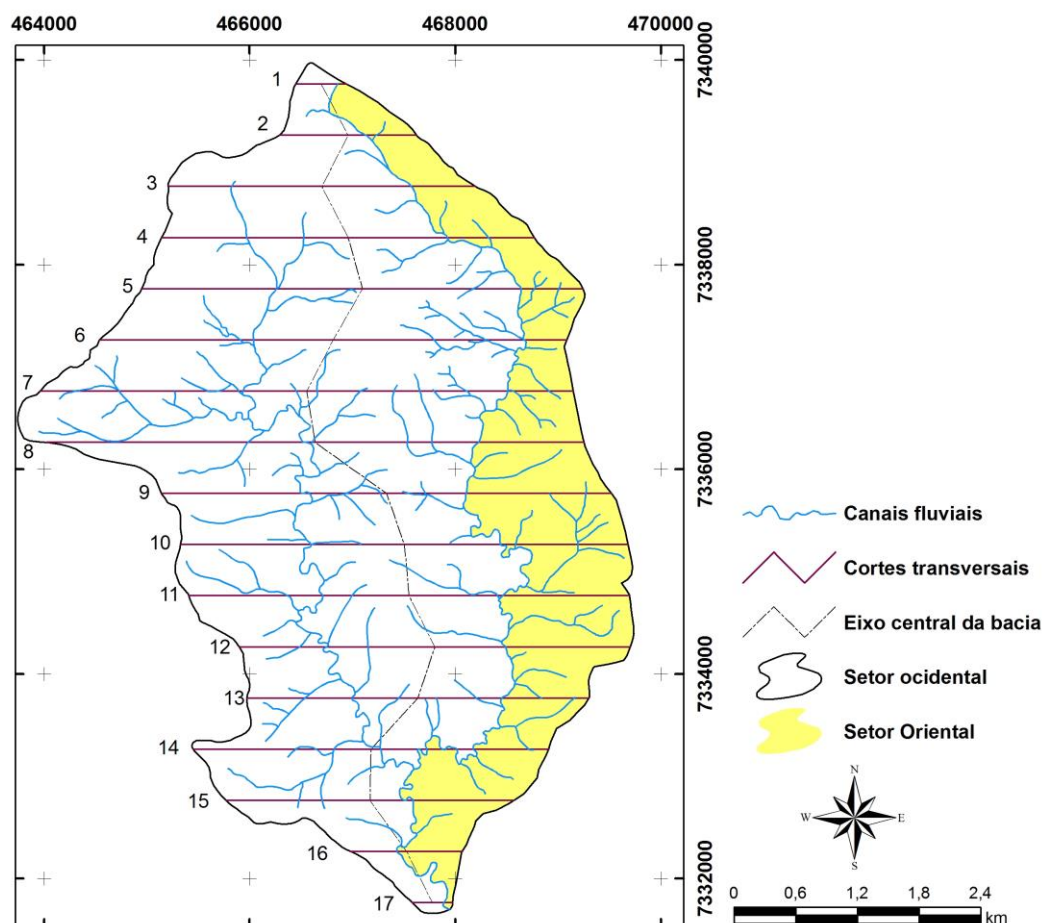


Figura 60: Espacialização do Fator de Simetria Topográfica Transversal e do Fator de Assimetria de Bacias

6.3 Análise Qualitativa da rede de drenagem

Com o auxílio da fotointerpretação foi possível uma análise mais elaborada sobre os padrões, direções e formas da rede de drenagem, bem como na identificação de anomalias, controle estrutural e sistemas que condicionam a sua evolução. Foram reconhecidos na bacia do córrego Morumbi cinco padrões da rede de drenagem: Retangular, Paralelo, Dendrítico, Contorcido e Radial (Figura 61).

O padrão retangular é o padrão que mais ocorre em toda a bacia. Caracteriza-se pelo alto controle estrutural, onde as linhas retas da rede de drenagem seguem linhas de fraqueza e se adaptam fortemente às condições estruturais e tectônicas (HOWARD, 1967).

Esse padrão de drenagem é controlado em grande parte pela presença dos diques de diabásio, que exibem topografia alongada seguindo direções preferenciais. Muitas vezes falhas de direção NE-SW cortam esses corpos intrusivos e condicionam desvios bruscos na direção dos canais, chegando a formar 90° de deflexão. Ocorre em pequenas áreas do Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados e em maior parte no Domínio Intermediário das Colinas Baixas.

O padrão de drenagem paralelo é influenciado pelo controle estrutural, podendo ser associado a estruturas dobradas, falhadas ou até estruturas monoclinais. Esse padrão está mais associado ao Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados, formando uma rede de canais de pequena extensão orientados seguindo uma direção perpendicular da direção das formas que os controlam.

O padrão dendrítico ocorre em pequenas áreas, onde os canais não possuem orientação definidas de acordo com estruturas. Nesse tipo de padrão de drenagem o controle estrutural é presente somente nos casos onde há estratificação horizontal, condicionando assim a sua evolução.

O padrão contorcido é observado em uma área muito pequena, ao sul da bacia, onde os canais apresentam-se muito pequenos e próximos entre si. Segundo Howard (*op. cit.*) difere do padrão de treliça recurvada por ocorrer em áreas menores. Os canais nessa área assemelham-se a um canal entrelaçado.

O padrão radial da rede de drenagem é do tipo centrífugo e está associado à presença dos relevos residuais próximos as escarpas que limitam a bacia ao norte. Os canais são retilíneos, densos, de pequena extensão e em sua maioria são intermitentes.

Essa alta densidade reflete nos depósitos de fluxos gravitacionais encontrados nessa área.

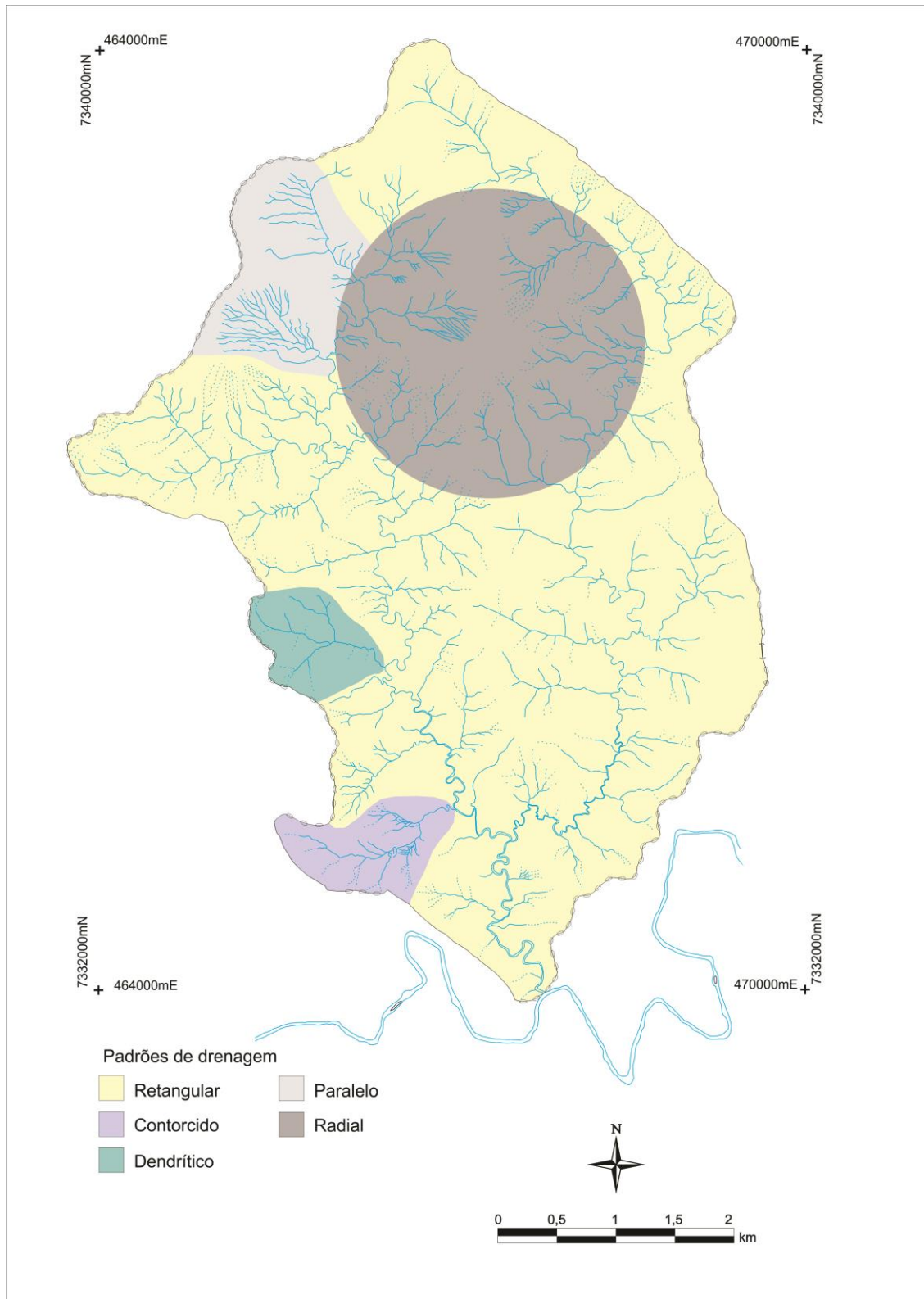


Figura 61: Padrões de drenagem da bacia do córrego Morumbi

Quanto aos padrões de análise da rede de drenagem propostos por Soares; Fiori (1978) a bacia do córrego Morumbi apresenta densidade alta a média. Na sua porção

norte, próxima ao Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados a densidade é mais alta, devido às altas declividades. Embora as áreas ocupadas pelas Formações Botucatu e Piramboia sejam zonas de recarga do Aquífero Guarani, a silicificação desses litotipos dificulta a entrada de água nesse sistema e propicia uma maior densidade na rede de drenagem.

Quanto ao grau de sinuosidade dos canais, pode-se classificá-los como de sinuosidade mista. Embora os principais padrões de drenagem da bacia sejam o retangular e o paralelo, há algumas áreas onde os canais apresentam-se formando curvas, principalmente no baixo curso. No entanto, muitas dessas curvas nos canais não ocorrem de maneira livre, são angulosas e possivelmente condicionadas por sistemas de falhas.

A angularidade da rede de drenagem pode ser classificada levando em consideração o Domínio dos Patamares e Escarpas Dissecadas e o Domínio Intermediário das Colinas Baixas. Naquele, a rede de drenagem apresenta uma baixa angularidade, com predomínio de um padrão paralelo, perpendiculares à direção principal da escarpa e dos relevos residuais.

A tropia é uma propriedade dos elementos da drenagem de se desenvolverem em uma direção preferencial, podendo ser classificada como unidirecional, bidirecional, tridirecional, multidirecional ou ordenada. No caso da bacia hidrográfica do córrego Morumbi, a rede de drenagem pode ser classificada como multidirecional, pois esta ocorre em todas as direções. A direção predominante da orientação dos cursos fluviais é N60-90W e N70-90E.

Sobre a assimetria da rede de drenagem, de maneira geral a rede de drenagem é simétrica, no entanto, ocorrem em algumas áreas na bacia, áreas fortemente assimétricas, com afluentes apenas em uma margem dos canais, afluentes curtos em uma margem e extensos na outra e uma maior densidade de afluentes no ribeirão Três Barros do que no córrego Morumbi.

Através da fotointerpretação foi possível identificar algumas anomalias nos canais da bacia do córrego Morumbi. Três tipos principais de anomalias foram identificadas: curvaturas abruptas, retilinilaridade e meandramento local. Além desses três tipos foi identificada uma captura fluvial (Figura 62).

As curvaturas abruptas ocorrem em toda a bacia, porém com mais frequência no córrego Morumbi. Essas curvaturas formam ângulos retos, podendo ser resultado de movimentações de falhas perpendiculares à direção dos canais (Figura 63). Na literatura

muitas dessas anomalias são tratadas como capturas fluviais, porém não é possível a identificação de vales secos ou depósitos que possam comprovar essas ideias.

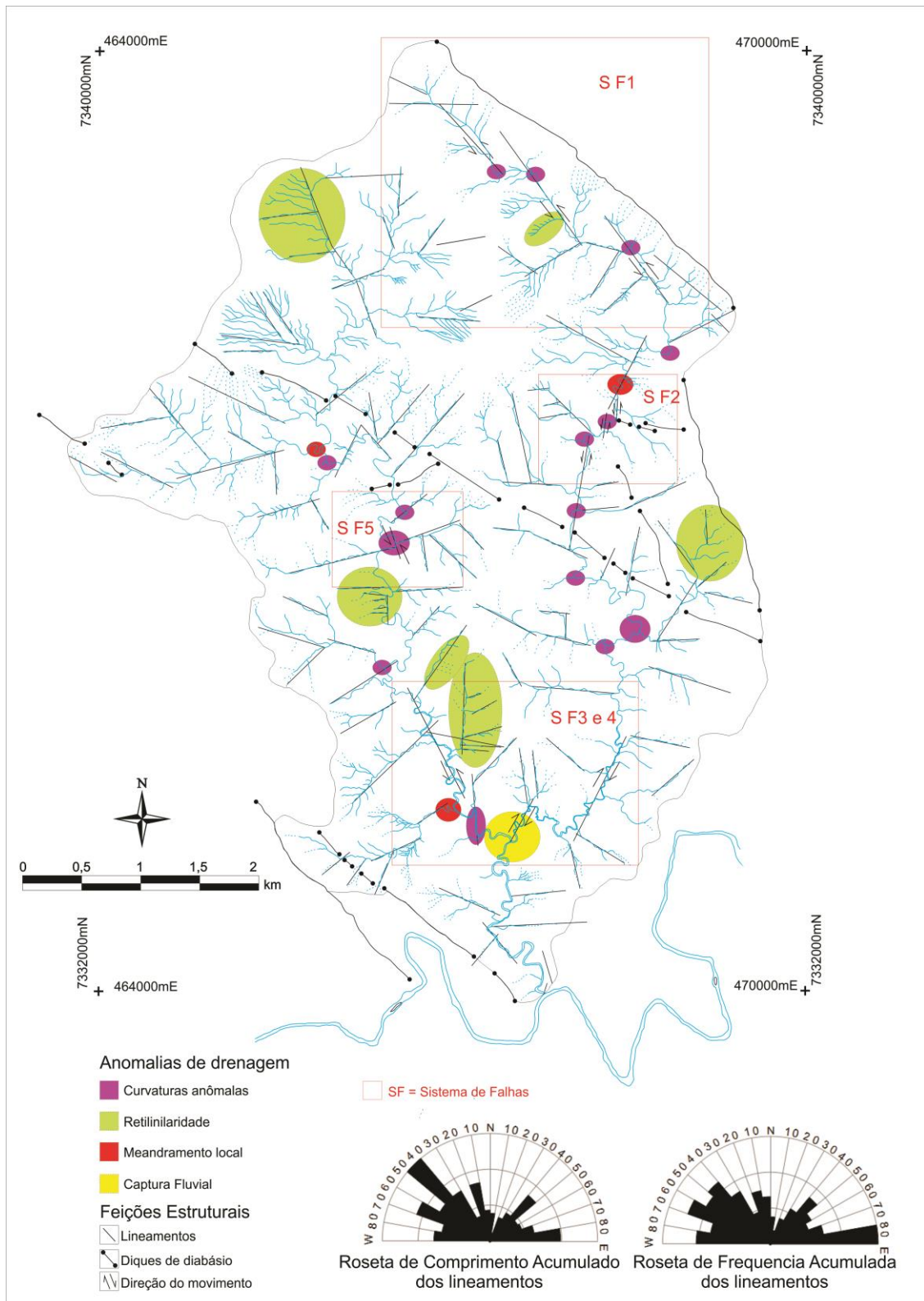


Figura 62: Anomalias e controle estrutural da rede de drenagem da bacia do córrego Morumbi

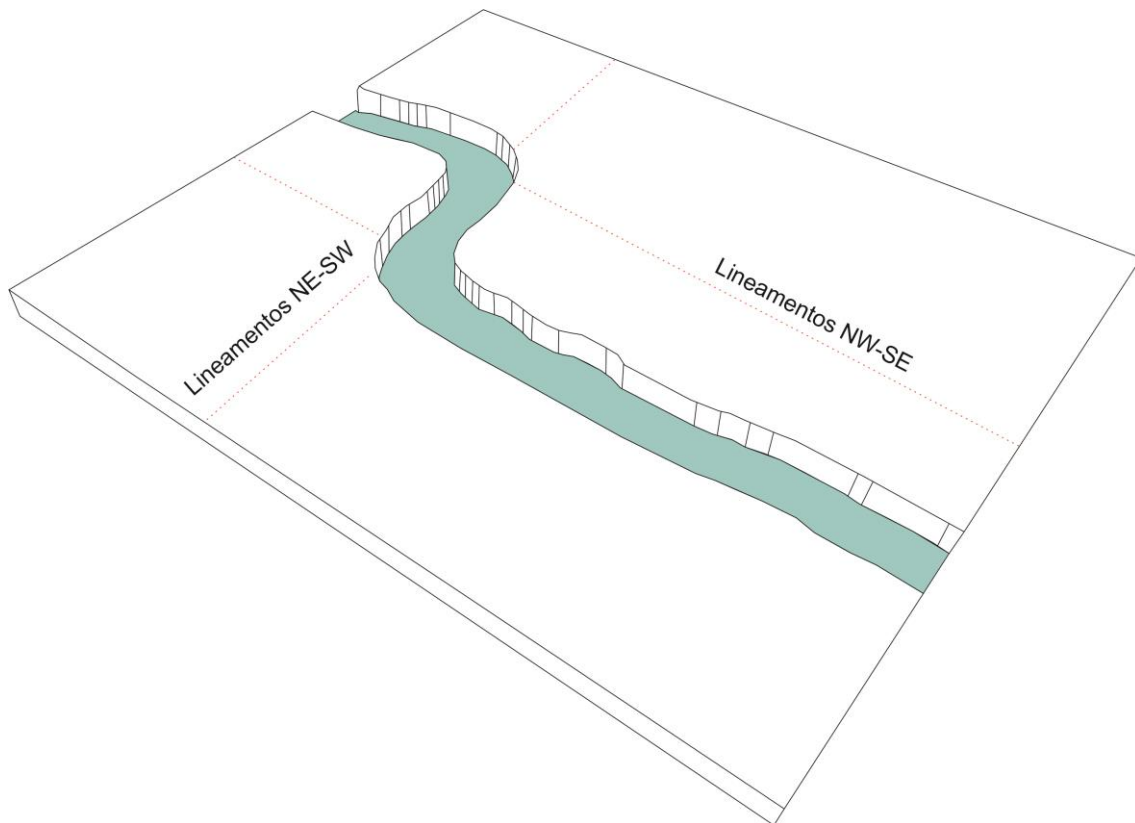


Figura 63: Modelo esquemático das curvaturas abruptas, possivelmente ligadas a falhas perpediculares a direção do canal.

Base: Adaptado de Maia; Bezerra (2012)

A retilinearidade é um tipo de anomalia que diz respeito à assimetria dos canais. Na área de estudo, essas anomalias ocorrem da seguinte forma: presença de canais em apenas uma das margens e canais extensos em uma margem e curtos na margem oposta. Essas anomalias podem ser justificadas por basculamento de blocos que alteram a topografia local, aumentando a declividade e conseqüentemente a formação de novos canais. Na maioria dos casos observados na área de estudo os afluentes estão concentrados na margem esquerda, ocorrendo sempre paralelos.

A diferença de densidade de drenagem entre os afluentes do ribeirão Três Barros e do córrego Morumbi pode estar associada às maiores altitudes no setor ocidental da bacia do córrego Morumbi e também pelo provável deslocamento do canal para o setor oriental, como colocado pelo Fator de Assimetria de Bacias e Fator de Simetria Topográfico Transversal.

Em menor escala ocorrem alguns meandramentos locais. Esse tipo de anomalia ocorre de forma abrupta em padrões de drenagem ou em canais essencialmente retilíneos, sendo causados por uma mudança no gradiente do canal. Esses meandros encontram-se comprimidos, podendo indicar movimentações crustais ascencionais. Se

essa movimentação for rápida ocorre o aprofundamento do canal, formando um meandro encaixado.

Finalmente, a partir dos lineamentos traçados na área de estudo e sua correlação com a rede de drenagem foi possível a identificação de alguns sistemas de falhas e inferir uma movimentação, com base nos desvios da rede de drenagem. Cinco sistemas foram identificados: um no alto curso, um no médio e um no baixo curso do córrego Morumbi e um no baixo curso e no médio curso do ribeirão Três Barros (Figura 65).

Um sistema transcorrente sinistral foi identificado no alto curso do córrego Morumbi. Esse sistema tem início nas cabeceiras de drenagem do canal e percorre pouco mais de 2km. Nesse sistema ocorre uma série de falhamentos transcorrentes em arco, formando fraturas no sentido E-W que desviam o canal, até que ele encontre outra falha de direção NW-SE e volte a percorrer essa direção. Nessa área esses desvios ocorrem sucessivamente, com o canal defletindo sempre para a sua margem esquerda (Figura 64).

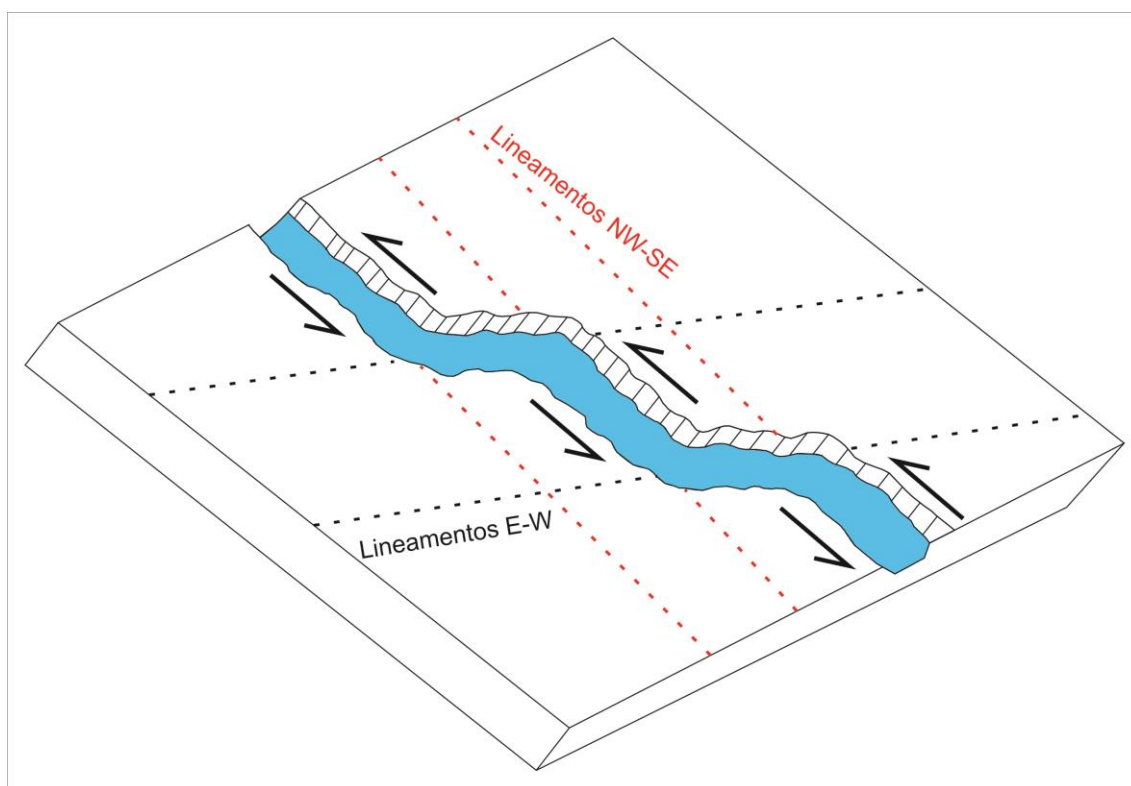


Figura 64: Modelo do sistema de falhas do alto curso do córrego Morumbi.

O segundo sistema identificado ocorre no médio curso do córrego Morumbi. Nesse sistema foram identificados alguns desvios bruscos no canal principal, formando ângulos de 90°. O canal inicialmente possuía direção N-S encontra uma falha no sentido

E-W e volta a percorrer a direção N-S. O canal estaria sobre falhas transcorrentes com componente sinistral, porém com uma menor dimensão do que no sistema anterior (Figura 65).

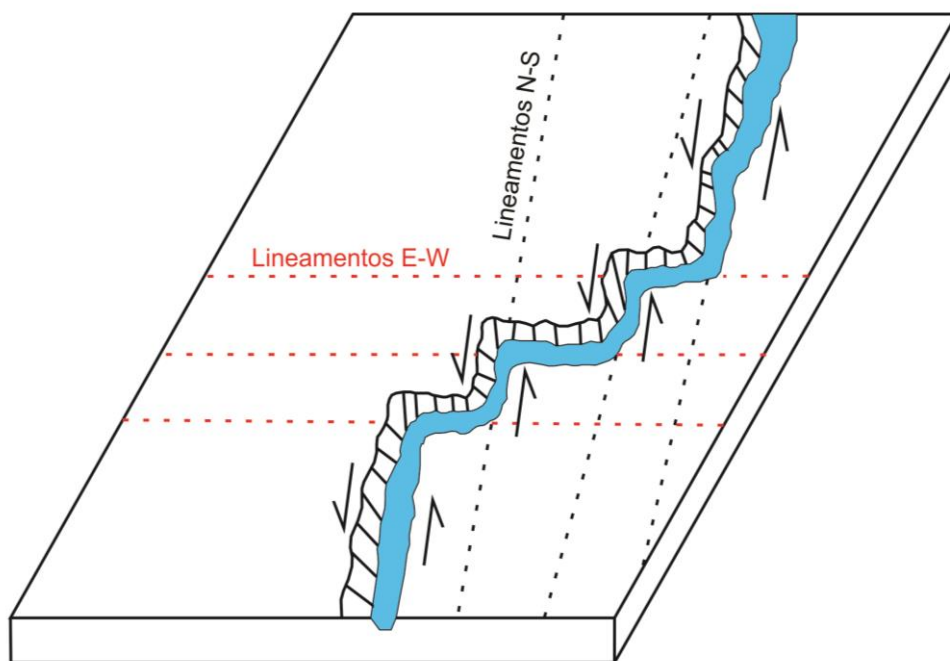


Figura 65: Modelo do sistema de falhas no médio curso do córrego Morumbi

O terceiro sistema de falhas ocorre próximo à confluência do ribeirão Três Barros com o rio Morumbi, em seu baixo curso. Nessa área o sistema transcorrente apresenta componente dextral. O córrego Morumbi flui na direção NE-SW, encontra uma falha NW-SE, e volta a encontrar uma falha, voltando a fluir na direção NE-SW (Figura 66).

O quarto sistema também ocorre nessa área, porém no ribeirão Três Barros, um sistema transcorrente sinistral, onde o canal possuía orientação NW-SE e passa a fluir para E-W até encontrar o córrego Morumbi (Figura 66).

É nessa área onde o córrego Morumbi recebe o ribeirão Três Barros, porém a existência desses sistemas nos leva a hipótese de uma captura fluvial. Todas essas mudanças sucessivas no córrego Morumbi levam a essa predição. Se não houvesse esse sistema de falhas no baixo curso, o córrego Morumbi estaria fluindo para outra direção, paralelo à direção do ribeirão Três Barros.

O uso e ocupação do solo extensivamente agrícola nessa área impossibilita o encontro de paleocanais ou depósitos nessa área que possam confirmar essa hipótese.

Contudo, o ribeirão Três Barros apresenta-se mais dissecado verticalmente do que o córrego Morumbi, o que poderia indicar que o ribeirão Três Barros é mais antigo que o córrego Morumbi (dadas as mesmas condições climáticas, geológicas, geomorfológicas e de uso e ocupação). A figura 66 apresenta um blocodiagrama desse processo de captura fluvial.

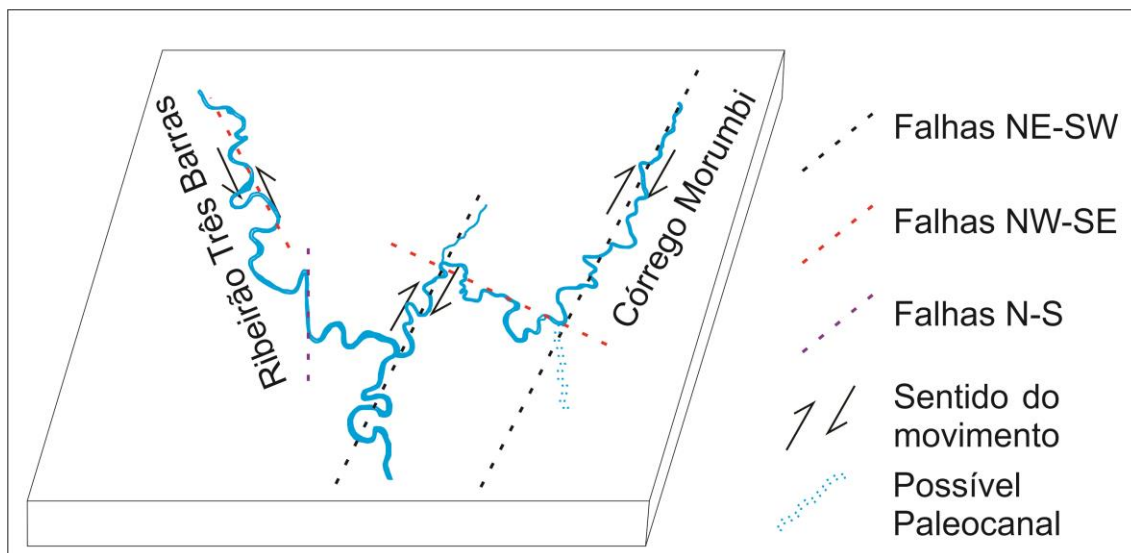


Figura 66: Blocodiagrama do sistema de falhas que teria originado a captura do córrego Morumbi pelo ribeirão Três Barros.

O quinto e último falhamento identificado influenciando na rede de drenagem ocorre no médio curso do ribeirão Três Barros. Nessa área, um grande lineamento NE-SW quase E-W, com mais de 2km controla dois canais afluentes do ribeirão Três Barros, um na margem direita e outro na margem esquerda e uma falha transcorrente no sentido NW-SE transecta esse lineamento, com componente sinistral deslocando os afluentes da margem direita e esquerda para sul e norte respectivamente (Figura 67).

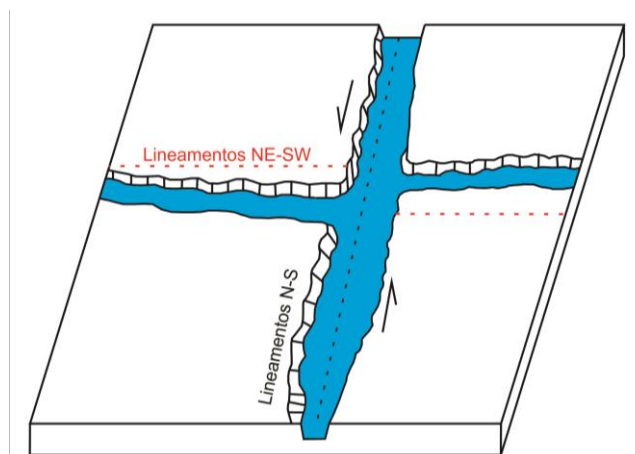


Figura 67: Blocodiagrama da quinta falha que afeta o médio curso do ribeirão Três Barros

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados da fotointerpretação tanto geológica quanto geomorfológica foi essencial para a compreensão da dinâmica geomorfológica da bacia hidrográfica do córrego Morumbi e da sua rede de drenagem. Esses dados mais refinados podem auxiliar na compreensão dos condicionantes geomorfológicos em uma escala mais regional, levando-se em conta os demais trabalhos realizados por Manieri (2010), Santos F. (2010), Couto (2011), Couto *et al.*, (2011; 2012), Fortes *et al.*, (2011), Vargas (2012) e Camolezi *et al.*, (2012).

Juntamente com os dados levantados em campo, o mapa geológico foi elaborado com mais acurácia do que os mapas de geologia regional na escala de 1:250.000, além da identificação de lineamentos importantes na área de estudo. Esses dados permitiram inferir o controle estrutural da rede de drenagem, seja por análise dos padrões de drenagem, que exibem controle associado a resistências das rochas, seja por falhas que condicionam a formação e evolução da rede de drenagem.

Foram definidos três domínios geomorfológicos: Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados, Domínio Intermediário das Colinas Baixas, Domínio das Colinas Exumadas e Domínio dos Fundos de Vales e Baixadas Sedimentares.

O Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados apresenta a maior complexidade geológica-geomorfológica da área de estudo, com ocorrência de escarpas erosivas, escarpas estruturais, patamares estruturais e blocos abatidos tectonicamente. Nesse domínio a rede de drenagem exhibe a maior densidade em toda a bacia e os canais apresentam-se paralelos.

O Domínio Intermediário das Colinas Baixas recobre a maior extensão da bacia, com embasamento da Formação Rio do Rasto e cobertura coluvial espessa. É um domínio em que a rede de drenagem possui processos de dissecação acentuados, moldando colinas suave-onduladas típicas de áreas em que ocorrem as litologias pelíticas da Fm. Rio do Rasto.

O Domínio das Colinas Exumadas ocorre de maneira dispersa na bacia e correspondem a áreas onde a cobertura coluvial é muito fina ou inexistente, formando ressaltos litológicos da Formação Rio do Rasto. Essas áreas ocorrem mais concentradas na porção média da bacia, podendo ter alguma perturbação tectônica que fez com que essas áreas fossem exumadas.

O Domínio dos Fundos de Vale e Baixadas Sedimentares são áreas recobertas por depósitos colúvio-aluviais, normalmente apresentam uma morfologia de fundo chato, favorecendo os processos deposicionais que nele atuam. Podem ser observadas algumas feições fluviais como depósitos de cascalho, polimíticos, com variação granular de milimétrico a decimétrico.

Os resultados obtidos com a aplicação das análises morfométricas apresentaram áreas com maiores índices de anomalias ao longo do perfil longitudinal do canal do córrego Morumbi e do ribeirão Três Barros. Foram delimitadas três áreas com maiores anomalias no córrego Morumbi e uma área no ribeirão Três Barros. A presença dessas anomalias pode evidenciar processos neotectônicos, que alteram padrões de canal e da rede de drenagem como um todo.

A aplicação do Fator de Assimetria de Bacias e do Fator de Simetria Topográfica Transversal apontam para um pequeno deslocamento do córrego Morumbi para o setor oriental da bacia, indicando um provável soerguimento do setor ocidental da bacia. Esses dados corroboram com os dados da bacia do ribeirão São Pedro, localizado a oeste da área de estudo, apresentados por Camolezi *et al.*, (2012).

A análise quantitativa da rede de drenagem possibilitou a identificação de três tipos principais de anomalias: curvaturas anômalas, retilinilaridade e meandramento local, com uma maior quantidade de anomalias no córrego Morumbi, principalmente das curvaturas anômalas.

A sobreposição da rede de drenagem e dos lineamentos permitiu inferir cinco sistemas de falhas atuando na configuração da rede de drenagem da área de estudo, três delas no córrego Morumbi e duas no ribeirão Três Barros. São falhamentos transcorrentes em arcos, sinistrais ou dextrais que através de sua movimentação propiciaram o desvio da rede de drenagem, culminando em uma captura de drenagem do córrego Morumbi pelo ribeirão Três Barros.

As quatro seções definidas como áreas de maiores índices de anomalia através da aplicação do índice de Relação Declividade-Extensão (Setor I, II, III e A') correspondem àquelas áreas de sistemas de falhamentos transcorrentes que ocasionaram os desvios bruscos da rede de drenagem que acabaram por promover a captura de drenagem do córrego Morumbi pelo ribeirão Três Barros.

Com isso percebemos a importância dos trabalhos geomorfológico em escala de detalhe e semi-detalhe para a compreensão da evolução geomorfológica dessa região.

Esses dados não se esgotam aqui, carecendo de mais informações e métodos de análise que possibilitarão cada vez mais o entendimento geomorfológico dessa área.

REFERÊNCIAS

ACKLAS JR.; R. ETCHEBEHERE, M. L. C. Análise de perfis longitudinais de drenagens do município de Guarulhos para detecção de deformações neotectônicas. **Revista UNG, Geociências**, Guarulhos, v. 8, n. 6, p. 64-78, 2003.

ANDRADES FILHO, C. O. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE-SRTM e ALOS-PALSAR FBD**. 177 f., 2010. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Ribeirão Preto.

_____; ROSSETI, D. F.; ZANI, H. Hipsometria derivada de MDE-SRTM aplicada na distinção entre a Formação Barreiras e os Sedimentos Pós-Barreiras na Bacia Paraíba. *In: XV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Curitiba, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Anais...*, Curitiba, INPE, p. 3443-3450, 2011.

BEZERRA, F. H. R. **Neotectonics in Northeastern Brazil**. 224 f., 1998. Tese (Doutorado em Geologia), University College London, Londres.

BRAVO, J. V. M.; SANTIL, F. L. P. Avaliação de variação dos índices morfométricos a partir de dados extraídos de cartas topográficas e implicações para o planejamento contra o risco a enchentes na bacia do rio Marumbi (PR). **Revista Brasileira de Cartografia**, Brasília, v. 65, 2013, no prelo.

BURNETT, A. W.; SCHUMM, S. A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. **Science**, v. 222, p. 49-50, 1983.

CAMOLEZI, B. A.; FORTES, E.; MANIERI, D. D. Controle estrutural da rede de drenagem com base na correlação de dados morfométricos e morfoestruturais: o caso da bacia do ribeirão São Pedro – Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília, v. 13, n. 2, p. 201-211, 2012.

CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. Routledge, New York, 275p., 2007.

CHOROWICZ, J.; FABRE, J. Organization of drainage networks from space imagery in the Tanezrouft plateau (Western Sahara): implications for recent intracratonic deformations. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 21, n. 2, p. 139-151, 1997.

COUTO, E. V. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do Alto Ivaí – Rio Alonzo – Sul do Brasil**. 123 f., 2011. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, Paraná, Brasil.

_____; MANIERI, D. D.; MANOSSO, F. C.; FORTES, E. Correlação Morfoestrutural da Rede de Drenagem e Lineamentos da Borda Planáltica, Faxinal - Paraná. **Geociências**, UNESP, Rio Claro, v. 30, n. 3, p. 315-326, 2011.

_____; FORTES, E.; SORDI, M. V.; MARQUES, A. J.; CAMOLEZI, B. A. Seppômen maps for geomorphic developments analysis: the case of Paraná plateau border, Faxinal, State of Paraná, Brazil. **Acta Scientiarum. Technology**. Maringá, v. 34, n.1, p. 71-78, 2012.

DAUBRÉE, A. *Geologie expérimentéle*. **Paris Dunod**, Paris, p. 357-375, 1879.

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

DSG – Departamento de Serviço Geográfico. **Carta topográfica de Faxinal-S**. Folha SF-22-V-B-III-1. Escala 1:50.000, 2000.

DUTTON, C. E. **Tertiary history of the Grand Canyon district**. U. S. Geological Survey Mon, 422 p. 1882.

EBERT, H. D. **Petrographische und Tektonische Untersuchungen in der Serra do Cadeado-Aufwölbung, Paraná, Süden Brasilien**. 267f. 1987. Tese (Doutorado em Geologia). Technische Universität Clausthal. Clausthal.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária; EMATER – Instituto Paranaense de Assistência Técnica e Extensão Rural. **Mapa de Solos do Estado do Paraná**. Escala 1: 250.000, 1999.

ENGELN, O. D. **Geomorphology**. MacMillan Press, New York, 655p, 1942.

ETCHEBEHERE, M. L. C., **Terraços neo-quaternários no vale do rio do Peixe, planalto ocidental paulista: Implicações stratigráficas e tectônicas**. 2000. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.

_____; 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.

_____; _____. CASADO, F. C. Análise Morfoestrutural Aplicada no Vale do Rio do Peixe (SP): Uma Contribuição ao Estudo da Neotectônica e da Morfogênese do Planalto Ocidental Paulista. **Revista UNG, Geociências**, Guarulhos, v.10, n. 6, p. 45-62, 2005.

FERREIRA, F. J. F. **Integração de dados aeromagnéticos e geológicos: Configuração e evolução tectônica do Arco de Ponta Grossa**. 169 f., 1982. Dissertação (Mestrado em Geologia), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FORNACIARI, F. A. **Resposta da drenagem à movimentação tectônica na bacia do rio São José (ES)**. 92 f., 2009. Trabalho de conclusão de curso (Bacharelado em Geografia). Departamento de Geografia, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.

FORTES, E. **Geomorfologia do baixo curso do rio Ivinhema, MS: Uma abordagem morfo genética e morfoestrutural**. 298 f. 2003. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.

_____; STEVAUX, J. C.; VOLKMER, S. Neotectonics and channel evolution of the Lower Ivinhema River: A right-bank tributary of the upper Paraná River, Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 70, n. 3, p. 325-338, 2005.

_____; VOLKMER, S.; STEVAUX, J. C.; MARQUES, A. J. Anomalias de Drenagem e Controles Morfo tectônicos da Evolução dos Terraços do Baixo Curso do Rio Ivinhema - MS. **Geociências**, Rio Claro, v. 26, n. 3, p. 249-261, 2007.

_____; SILVA, A. C.; VOLKMER, S.; MANIERI, D. D.; SANTOS, F. R. Controles Morfoestruturais da Compartimentação da Serra Geral: uma abordagem preliminar. **Terr@ Plural**, UEPG, Ponta Grossa, v. 2, n.2, p. 279-292, 2008.

_____; OLIVEIRA, R. B.; VOLKMER, S. Aplicações da técnica de Seppômen na Análise Paleoclimática e Morfoestrutural: o caso da bacia do ribeirão São Pedro, Faxinal – PR. *In*: VI Seminário Latino Americano de Geografia Física. 2010, Coimbra. **Anais...**, p. 01-12, 2010.

_____; SORDI, M. V.; CAMOLEZI, B. A.; VOLKMER, S. Controle morfoestrutural e tectônico da evolução dos depósitos de fluxos gravitacionais da bacia do ribeirão Laçador - Paraná, Brasil: uma abordagem preliminar. *In*: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário e III Encontro do Quaternário Sul-Americano, 2011, Armação dos Búzios. **Anais...**, p. 1-5, 2011.

FREITAS, R. O. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. **Boletim de Geociências – Série Geológica**, São Paulo, v. 130, n. 6, p. 1-120, 1951.

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

_____; GON, P. P.; STEVAUX, J. C.; SANTOS, M. L.; ETCHEBEHERE, M. L. C. Perfil longitudinal e a aplicação do índice de gradiente (RDE) no Rio dos Patos, bacia hidrográfica do rio Ivaí, PR. **Revista Brasileira de Geociências**, Curitiba, v. 41, n. 4, p. 597-603, 2011.

GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: Região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. 259f., 1999. Tese (Doutorado em Geologia Regional), Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.

GORDON JR., M. Classificação das Formações Gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Notas Preliminares Estaduais da Divisão Geológica Mineral. **Departamento Nacional de Produção Mineral**. Rio de Janeiro, n. 38, 1947. 20p.

GUARNIERI, P.; PIRROTA, C. The response of drainage basins to the late Quaternary tectonics in the Sicilian side of the Messina Strait (NE Sicily). **Geomorphology**, Amsterdam, v. 95, n. 3, p. 260-273, 2008.

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 UNG Geociências**, Guarulhos, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.

GUIMARÃES, D. Arqui-Brasil e sua evolução geológica. **Boletim do Departamento Nacional de Pesquisa Mineral**, São Paulo, v. 88, p. 1-341, 1951.

GUY, M. Quelques principes et quelques expériences sur la methodologie de la photo-interpretation. *In*: XI Symposium International de Photo-Interpretation, Paris. **Acte...** v. 1, p. 21 - 41. 1966

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

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

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. SBG/MG. *In*: Workshop sobre Neotectônica e Sedimentação Cenozóica Continental no Sudeste Brasileiro, Belo Horizonte, **Anais...** Belo Horizonte, v. 1, p. 1-31, 1990.

HIDROWEB – Agência Nacional de Águas. **Homepage**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em junho de 2012.

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

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **AAPG Bulletin**, v. 51, p. 2246-2259, 1967.

HUGGETT, R.J. **Fundamentals of Geomorphology**. Routledge, London. 483p. 2007.

IAPAR – Instituto Agrônômico do Paraná. **Homepage**. Disponível em: <<http://www.iapar.br/>>. Acesso em junho de 2012.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual Técnico de Vegetação**. Editora do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 1991.

_____. **Manual Técnico de Pedologia**. Editora do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 2007, 2ª. Ed. 316 p.

JAGGAR, T. A. Jr. The laccoliths of the Black Hills. **U. S. Geological Survey Report**. v. 21, n. 3, p. 163-203. 1901.

KELLER, E. A.; PINTER, N. **Active Tectonics**, Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall. 2002.

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

_____. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147-265, 1956.

LATTMAN, L. H.; MATZIKE, R. H. Geological significance of fracture trace in photogrammetric engineering. **The American Society of Photogrammetry**, v.27, n.3, 1961.

LEOPOLD, L. B. WOLMAN, M. G. River channel patterns: braided, meandering and straight. **USGS Professional Paper**, 282-b, p. 39-103, 1957.

LUEDER, D. R. **Aerial Photographic Interpretation**. McGraw-Hill Book Company, London. 1959

MAACK, R. Notas preliminares sobre clima, solos e vegetação do Estado do Paraná. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, p.102-200, 1948.

_____. **Geografia física do Estado do Paraná**. [S.n], Rio de Janeiro, 2ª. Ed., 1960, 485p.

MAIA, R. P. **Geomorfologia e Neotectônica na Bacia Hidrográfica do Rio Apodi-Mossoró, RN**. 2012. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

_____; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e neotectônica da bacia hidrográfica do rio Apodi-Mossoró – NE/Brasil. **Mercator**, Fortaleza, v. 11, n. 24, p. 209-228, 2012.

MANIERI, D. D. **Comportamento Morfoestrutural e Dinâmica das Formas do Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio São Pedro, Faxinal - PR**. 103 f. Dissertação (Mestrado em Geografia) Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, Paraná, Brasil. 2010.

MARTINEZ, M.; HAYAKAWA, E. H.; STEVAUX, J. C.; PROFETA, J. D. SL index as indicator of anomalies in the longitudinal profile of the Pirapó River. **Geociências**. Rio Claro, v. 30, n. 1, p. 63-76, 2011.

MARTONNE, E. Problèmes géomorphologiques du Brésil Tropical Atlantique. **Anales Géographiques**, Paris, v. 49, n. 277, p. 1-27, 1940.

MELLO, C. L. Sedimentação e Tectônica Cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas Implicações na Evolução de um Sistema de Lagos. 275f., 1997. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar), Universidade de São Paulo, São Paulo.

MIALL, A. D. A review of the braided-river depositional environment. **Earth Science Reviews**, v. 13, p. 1-62, 1977.

MILLER, V. C. **Photogeology**. McGraw-Hill Book Company, London. 1961.

MINEROPAR – Minerais do Paraná SA. **Atlas Geológico do Estado do Paraná**. [S.N], Cutitiba, Paraná, 2001. 125 p.

NASCIMENTO, J. S. **Condicionamento litoestrutural do relevo e evolução das drenagens da bacia do rio Laçador, Faxinal**. 26 f. 2008. Relatório de Pesquisa (Iniciação Científica) Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, Paraná, Brasil. 2008.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 3, p. 291-346, 1969.

OBRUCHEV, V.A. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. Akad. Nauk. SSSR **Izv. Serv. Geol.**, v. 5 p.13-24. 1948.

PARVIS, M. Drainage pattern significance in airphoto identification of soils and bedrock. **Highway Research Board, National Research Council Bulletin**, v. 28, p. 36-62, 1950.

PAVLIDES, L. Early Paleozoic composite melange terrane, central Appalachian Piedmont, Virginia and Maryland: its origin and tectonic history. *In*: HORTON, J. W., Jr.; RAST, N.; ed., *Melanges and olistostromes of the United States Appalachians: Geological Society of America Special Paper*, pp. 135–193. 1989

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

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. IBGE, Rio de Janeiro, 1974, 141p.

PÉREZ-PEÑA, J. V.; AZOR, A.; AZAÑÓN, J. M.; KELLER, E. A. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 119, n. 1, p. 74-87, 2010.

PETTS, G. E.; FOSTER, D. L. **Rivers and Landscape**. Ed. Edward Arnold, 1985. 274 p.

PUBELLIER, M; DEFFONTAINES, B.; QUEBRAL, R.; RANGIN, C. Drainage network analysis and tectonics of Mindanao, southern Philippines. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 9, n. 4, p. 325-342, 1994.

RIVERAU, J. C. Notas de aula do curso de fotointerpretação. *In*: XI Semana de Estudos, Ouro Preto, Sociedade Internacional de Cultura e Escola Geológica. **Anais...** Ouro Preto, 1972.

ROSTIROLLA, S. P.; ASSINE, M. L.; FERNANDES, L. A.; ARTUR, P. C. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O Exemplo do Domo de Quatiguá. **Revista Brasileira de Geociências**, Brasília, v. 30, n.4, p. 639-648, 2000.

_____; MANCINI, F.; REIS NETO, J. M.; FIGUEIRA, E.; ARAÚJO, É. C. Análise Estrutural da Mina de Vazante e Adjacências: Geometria, Cinemática e Implicações para a Hidrogeologia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 32, n.32, p. 59-68, 2002.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço e Interpretação Preliminares. **Geonomos, Revista de Geociências**, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p.1-15. 1993.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 214f., 1998. Tese (Doutorado em Geologia), Universidade Federal do Paraná, Curitiba.

_____; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**. Curitiba, v. 34, n. 4, 469-478 pp. 2004.

SANT, D. A.; KARANTH, R. V. Drainage evolution of the lower Narmada valley, western India. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 8, p. 221-244, 1993.

SANTOS, F. R. **Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/PR**. 56 f. 2010. Dissertação (Mestrado em Geografia) Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, Paraná, Brasil. 2010.

SANTOS, G. B. **Geomorfologia Fluvial no Alto Vale do Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero – MG: Paleoníveis deposicionais e a dinâmica atual**. 143 f. 2008. Dissertação (Mestrado em Geografia). Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte. 2008.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N.E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 7, n. 2, p. 03-12, 2006.

_____; _____. Morphostructural mapping of Paraná State, Brazil. **Journal of Maps**. v. 5, n. 1, p. 170-178, 2009.

SANTOS, M. L.; STEVAUX, J. C.; GASPARETTO, N. V. L.; SOUZA FILHO, E. E. Geologia e Geomorfologia Da Planície Aluvial Do Rio Ivaí - Pr. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, p. 23-34, 2008.

SCHUMM, S. A. **The Fluvial System**. John Wiley & Sons Press, Colorado, 337 p. 1977.

_____. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. **Journal of Geology**, v. 101, p. 279-294, 1993.

_____; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial Rivers**. Cambridge University Press, Cambridge, 401 p. 2000.

SOARES, P. C. **O Mesozoico gonduânico no Estado de São Paulo**. 152 f. 1973. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, São Paulo. 1973.

_____. Divisão Estratigráfica do Mesozoico no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5 p.229-251, 1975.

_____; FIORI, A. P. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro, v. 36, n.258-259, p. 35-59, 1978.

SOUZA JUNIOR, M. de A. **Sensoriamento Remoto Aplicado no Estudo de Estruturas Geológicas com Ocorrências de Depósitos Minerais, na Porção Centro-Norte do Estado da Paraíba**. 1999. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

SOUZA JUNIOR, M. D. **Efeitos tectônicos na formação da paisagem da bacia hidrográfica do rio Ivaí, curso inferior**. 100 f. 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá.

SORDI, M. V. **Neotectônica e controle morfoestrutural da bacia do rio Laçador, Faxinal, PR**. 34 f. 2011. Relatório de Pesquisa (Iniciação Científica) Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, Paraná, Brasil. 2011.

ŠTĚPANČÍKOVÁ P., STEMBERK J., VILÍMEK V., KOŠŤÁK, B., Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic) **Geomorphology**, Amsterdam, v. 102, n. 1, p.68–80, 2008.

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

STRUGALE, M. **Arcabouço e evolução estratigráfica do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozoico): Implicações na hidrodinâmica do sistema aquífero Guarani na migração de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. 169 f. 2002. Dissertação (Mestrado em Geologia Exploratória), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; PORTELA FILHO, C. V. Compartimentação Estrutural das Formações Piramboia e Botucatu na Região de São Jerônimo da Serra, Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 34, p.303-316, 2004.

_____; _____; _____; _____; 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**, v. 24, n. 2-4, p. 203-227, 2007.

SUERTEGARAY, D. M. A.; ROSSATO, M. S.; BELLANCA, E. T.; FACHINELLO, A.; CÂNDIDO, L. A.; SILVA, C. R. **Terra Feições Ilustradas**. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2003, 263 p.

SUGUIO, K. **Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins**. Ed. Bertrand do Brasil, 1998, 1217p.

VARGAS, K. B. **Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas – PR**. 98 f., 2012. Dissertação (Mestrado em Geografia) Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, Paraná, Brasil.

VIEIRA, A. J. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. *In*: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1973, Porto Alegre. **Anais...** p. 259-277, 1973.

VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada**. São Paulo, Ed. McGraw Hill do Brasil, 1975, 245p.

WERNICK, E.; SINELLI, O. Análise estrutural em Geomorfologia. **Notícia Geomorfológica**, v. 10, n. 20, p. 39-54, 1970.

WILLIS, B. The northern Appalachians. **National Geographic Society Mon.** v. 1, n. 6, p. 169-202, 1895.

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 de Bacias Sedimentares**. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, pp. 135-168, 1990.

ZERNITZ, E. R. Drainage patterns and their significance. **The Journal of Geology**. University of Chicago Press. v. 40, n. 6, p. 498-521, 1932.

ANEXOS

Anexo I

Anexo II

Índices RDE total dos canais principais.

RDE TOTAL						
Canal	Extensão (m)	Cota Cab	Cota foz	Amplitude altimétrica	Log. Nat da extensão	RDE
Morumbi	14037	795	390	405	9,55	42,41
Três Barros	9929	675	405	270	9,2	29,34

Anexo III

Índices RDE total dos canais afluentes do córrego Morumbi

Afluentes Morumbi						
Canal	Extensão (m)	Cota cabeceira	Cota foz	Amplitude Altimétrica	Logaritmo Natural Extensão	RDE
Afluyente 1	264	755	715	40	5,58	7,17
Afluyente 2	237,3	695	615	80	5,47	14,63
Afluyente 3	496,3	740	590	150	6,21	24,17
Afluyente 4	454	640	555	85	6,12	13,89
Afluyente 5	351,6	575	535	40	5,86	6,82
Afluyente 6	754,9	635	530	105	6,63	15,85
Afluyente 7	293	630	575	55	5,68	9,68
Afluyente 8	515,8	575	515	60	6,25	9,61
Afluyente 9	342,9	555	515	40	5,84	6,85
Afluyente 10	576,87	555	505	50	6,36	7,86
Afluyente 11	162,71	540	510	30	5,09	5,89
Afluyente 12	446,19	550	495	55	6,10	9,02
Afluyente 13	184,18	550	510	40	5,22	7,67
Afluyente 14	583,4	550	490	60	6,37	9,42
Afluyente 15	247,5	555	515	40	5,51	7,26
Afluyente 16	188,68	535	510	25	5,24	4,77
Afluyente 17	698,12	540	485	55	6,55	8,40
Afluyente 18	311,3	515	495	20	5,74	3,48
Afluyente 19	313,6	525	475	50	5,75	8,70
Afluyente 20	1077,54	595	475	120	6,98	17,19
Afluyente 21	87,21	595	570	25	4,47	5,59
Afluyente 22	174,1	595	550	45	5,16	8,72
Afluyente 23	129,16	535	515	20	4,86	4,11
Afluyente 24	956,4	640	495	145	6,86	21,13
Afluyente 25	125,04	590	555	35	4,83	7,25
Afluyente 26	95,62	595	570	25	4,56	5,48
Afluyente 27	74,65	515	510	5	4,31	1,16
Afluyente 28	188,07	495	485	10	5,24	1,91
Afluyente 29	620,4	530	475	55	6,43	8,55
Afluyente 30	522,79	515	470	45	6,26	7,19
Afluyente 31	195,36	515	505	10	5,27	1,90
Afluyente 32	160,24	495	475	20	5,08	3,94
Afluyente 33	372,8	515	465	50	5,92	8,44
Afluyente 34	656,4	555	465	90	6,49	13,87
Afluyente 35	88,28	555	530	25	4,48	5,58
Afluyente 36	90,85	525	505	20	4,51	4,44
Afluyente 37	413	540	485	55	6,02	9,13
Afluyente 38	149,06	495	465	30	5,00	5,99
Afluyente 39	1362,2	555	445	110	7,22	15,24

Afluente 40	819,3	570	470	100	6,71	14,91
Afluente 41	371,8	510	445	65	5,92	10,98
Afluente 42	951,6	525	445	80	6,86	11,66
Afluente 43	638,7	480	435	45	6,46	6,97
Afluente 44	139,95	490	465	25	4,94	5,06
Afluente 45	147,55	490	465	25	4,99	5,01
Afluente 46	232,8	465	430	35	5,45	6,42
Afluente 47	448	495	425	70	6,10	11,47
Afluente 48	1440,2	515	415	100	7,27	13,75
Afluente 49	392,8	515	475	40	5,97	6,70
Afluente 50	301,7	505	470	35	5,71	6,13
Afluente 51	361	515	470	45	5,89	7,64
Afluente 52	474,7	515	465	50	6,16	8,11
Afluente 53	336,2	455	415	40	5,82	6,88
Afluente 54	1192,5	475	415	60	7,08	8,47
Afluente 55	323,9	455	425	30	5,78	5,19
Afluente 56	1332,9	495	415	80	7,20	11,12
Afluente 57	376,7	485	425	60	5,93	10,12
Afluente 58	1076	475	415	60	6,98	8,59
Afluente 59	174,72	435	410	25	5,16	4,84
Afluente 60	564,8	455	410	45	6,34	7,10
Afluente 61	311	435	410	25	5,74	4,36
Afluente 62	557,3	450	410	40	6,32	6,33
Afluente 63	831,43	455	410	45	6,72	6,69
Afluente 64	312,5	435	410	25	5,74	4,35
Afluente 65	447	435	410	25	6,10	4,10
Afluente 66	4107,4	440	410	30	8,32	3,61
Afluente 67	378,33	435	405	30	5,94	5,05
Afluente 68	357,4	445	405	40	5,88	6,80
Afluente 69	432	420	405	15	6,07	2,47
Afluente 70	677	435	395	40	6,52	6,14

Anexo IV

Índices RDE total dos canais afluentes do ribeirão Três Barros.

Afluentes córrego Três Barros						
Canal	Extensão (m)	Cota cabeceira	Cota foz	Amplitude altimétrica	Logaritmo natural da extensão	RDE
Afluentes 1 a	355,4	675	570	105	5,87	17,88
Afluentes 2 a	862,2	600	515	85	6,76	12,57
Afluentes 3 a	510,5	630	555	75	6,24	12,03
Afluentes 4 a	956,1	595	505	90	6,86	13,11
Afluentes 5 a	258,3	595	545	50	5,55	9,00
Afluentes 6 a	775	595	490	105	6,65	15,78
Afluentes 7 a	315,3	550	510	40	5,75	6,95
Afluentes 8 a	239,2	520	490	30	5,48	5,48
Afluentes 9 a	441,8	545	485	60	6,09	9,85
Afluentes 10 a	635,04	550	470	80	6,45	12,40
Afluentes 11 a	539,7	540	475	65	6,29	10,33
Afluentes 12 a	2327	620	455	165	7,75	21,28
Afluentes 13 a	283,5	620	550	70	5,65	12,40
Afluentes 14 a	810,3	555	475	80	6,70	11,94
Afluentes 15 a	284,5	575	515	60	5,65	10,62
Afluentes 16 a	607,2	615	510	105	6,41	16,38
Afluentes 17 a	312,3	555	495	60	5,74	10,45
Afluentes 18 a	363,74	515	470	45	5,90	7,63
Afluentes 19 a	142,37	525	505	20	4,96	4,03
Afluentes 20 a	180,22	505	470	35	5,19	6,74
Afluentes 21 a	1015,16	495	455	40	6,92	5,78
Afluentes 22 a	281,9	490	470	20	5,64	3,55
Afluentes 23 a	869,74	580	455	125	6,77	18,47
Afluentes 24 a	266,3	510	455	55	5,58	9,85
Afluentes 25 a	803,9	535	445	90	6,69	13,45
Afluentes 26 a	369,9	515	485	30	5,91	5,07
Afluentes 27 a	446,8	475	435	40	6,10	6,56
Afluentes 28 a	275,92	455	435	20	5,62	3,56
Afluentes 29 a	315,7	480	445	35	5,75	6,08
Afluentes 30 a	844,1	480	435	45	6,74	6,68
Afluentes 31 a	345,2	490	450	40	5,84	6,84
Afluentes 32 a	435	490	450	40	6,08	6,58
Afluentes 33 a	261,4	470	445	25	5,57	4,49
Afluentes 34 a	1072	500	430	70	6,98	10,03
Afluentes 35 a	383,2	465	425	40	5,95	6,72
Afluentes 36 a	500,3	480	425	55	6,22	8,85
Afluentes 37 a	378,4	470	425	45	5,94	7,58
Afluentes 38 a	1313,5	480	415	65	7,18	9,05
Afluentes 39 a	600,4	485	415	70	6,40	10,94

Afluente 40 a	375,2	455	415	40	5,93	6,75
Afluente 41 a	534,7	455	415	40	6,28	6,37
Afluente 42 a	710,6	475	415	60	6,57	9,14
Afluente 43 a	987,21	470	415	55	6,89	7,98
Afluente 44 a	165,42	465	445	20	5,11	3,92
Afluente 45 a	283,5	455	435	20	5,65	3,54
Afluente 46 a	222	440	425	15	5,40	2,78
Afluente 47 a	909,1	455	410	45	6,81	6,61
Afluente 48 a	1637,7	510	410	100	7,40	13,51
Afluente 49 a	262	455	425	30	5,57	5,39
Afluente 50 a	364,6	450	410	40	5,90	6,78
Afluente 51 a	510,5	460	410	50	6,24	8,02
Afluente 52 a	749,5	455	410	45	6,62	6,80
Afluente 53 a	460,1	435	410	25	6,13	4,08

Anexo V

Índices RDE trecho/total do córrego Morumbi.

Trecho	Cota sup.	Cota inf.	Amp. Altm.	Ext. trecho	Ext. Acum	RDE Trecho	RDE Total	RDEtr/RDEto
1	795	780	15	43,46	43,46	15,00	42,41	0,35
2	780	760	20	47,56	91,02	38,28	42,41	0,90
3	760	740	20	71,7	162,72	45,39	42,41	1,07
4	740	720	20	100,14	262,86	52,50	42,41	1,24
5	720	700	20	229,53	492,39	42,90	42,41	1,01
6	700	680	20	51,14	543,53	212,57	42,41	5,01
7	680	660	20	82,53	626,06	151,72	42,41	3,58
8	660	640	20	51,62	677,68	262,56	42,41	6,19
9	640	620	20	91,44	769,12	168,22	42,41	3,97
10	620	600	20	250,3	1019,42	81,46	42,41	1,92
11	600	580	20	235,1	1254,52	106,72	42,41	2,52
12	580	560	20	218	1472,52	135,09	42,41	3,19
13	560	540	20	433	1905,52	88,01	42,41	2,08
14	540	520	20	406,1	2311,62	113,84	42,41	2,68
15	520	500	20	650,2	2961,82	91,10	42,41	2,15
16	500	480	20	657,3	3619,12	110,12	42,41	2,60
17	480	460	20	1182	4801,12	81,24	42,41	1,92
18	460	440	20	634,6	5435,72	171,31	42,41	4,04
19	440	420	20	1915	7350,72	76,77	42,41	1,81
20	420	400	20	5240	12590,72	48,06	42,41	1,13
21	400	390	10	1446,28	14037	97,06	42,41	2,29

Anexo VI

Índices RDE trecho/total do ribeirão Três Barros.

Trecho	Cota sup	Cota inf	Amp. Altm.	Ext. trecho	Ext. Total	RDE Trecho	RDE Total	RDEtr/RDEto
1	675	660	15	92,41	92,41	15,00	29,34	0,51
2	660	640	20	87,89	180,3	41,03	29,34	1,40
3	640	620	20	98,96	279,26	56,44	29,34	1,92
4	620	600	20	104,86	384,12	73,26	29,34	2,50
5	600	580	20	173,35	557,47	64,32	29,34	2,19
6	580	560	20	167,42	724,89	86,60	29,34	2,95
7	560	540	20	155,8	880,69	113,05	29,34	3,85
8	540	520	20	264,8	1145,49	86,52	29,34	2,95
9	520	500	20	316,1	1461,59	92,48	29,34	3,15
10	500	480	20	713,7	2175,29	60,96	29,34	2,08
11	480	460	20	525,2	2700,49	102,84	29,34	3,50
12	460	440	20	1405	4105,49	58,44	29,34	1,99
13	440	420	20	2311	6416,49	55,53	29,34	1,89
14	420	405	15	3512,51	9929	42,40	29,34	1,45

Anexo VII

Índices RDE trecho/total dos afluentes do córrego Morumbi.

Cota sup.	Cota inf.	Amp. Altm.	Ext. Trecho	Ext. Acum.	RDE Trecho	RDE Total	RDEtr/RDEto
AFLUENTE 1							
755	740	15	67,65	67,65	15,00	7,17	2,09
740	720	20	93,61	161,26	34,45	7,17	4,81
720	715	5	102,76	264,02	12,85	7,17	1,79
AFLUENTE 2							
695	680	15	18,6	18,6	15,00	14,63	1,03
680	660	20	50,88	69,48	27,31	14,63	1,87
660	640	20	50,34	119,82	47,60	14,63	3,25
640	620	20	39,19	159,01	81,15	14,63	5,55
620	615	5	78,25	237,26	15,16	14,63	1,04
AFLUENTE 3							
740	720	20	34,29	34,29	20,00	24,17	0,83
720	700	20	40,89	75,18	36,77	24,17	1,52
700	680	20	38,91	114,09	58,64	24,17	2,43
680	660	20	59,33	173,42	58,46	24,17	2,42
660	640	20	81,82	255,24	62,39	24,17	2,58
640	620	20	84,89	340,13	80,13	24,17	3,32
620	600	20	58,9	399,03	135,49	24,17	5,61
600	590	10	97,29	496,32	51,01	24,17	2,11
AFLUENTE 4							
640	620	20	40,06	40,06	20,00	13,89	1,44
620	600	20	34,43	74,49	43,27	13,89	3,12
600	580	20	167,68	242,17	28,88	13,89	2,08
580	560	20	116,64	358,81	61,52	13,89	4,43
560	555	5	95,15	453,96	23,85	13,89	1,72
AFLUENTE 5							
575	560	15	119,54	119,54	15,00	6,82	2,20
560	540	20	174,7	294,24	33,69	6,82	4,94
540	535	5	57,35	351,59	30,65	6,82	4,49
AFLUENTE 6							
635	620	15	36,66	36,66	15,00	15,85	0,95
620	600	20	50,05	86,71	34,65	15,85	2,19
600	580	20	72,96	159,67	43,77	15,85	2,76

580	560	20	228,46	388,13	33,98	15,85	2,14
560	540	20	178,4	566,53	63,51	15,85	4,01
540	530	10	188,3	754,83	40,09	15,85	2,53
AFLUENTE 7							
630	620	10	7,13	7,13	10,00	9,68	1,03
620	600	20	132,86	139,99	21,07	9,68	2,18
600	580	20	85,79	225,78	52,64	9,68	5,44
580	575	5	67,21	292,99	21,80	9,68	2,25
AFLUENTE 8							
630	620	10	7,13	7,13	10,00	9,68	1,03
620	600	20	132,86	139,99	21,07	9,68	2,18
600	580	20	85,79	225,78	52,64	9,68	5,44
580	575	5	67,21	292,99	21,80	9,68	2,25
AFLUENTE 9							
555	540	15	51,62	51,62	15,00	6,85	2,19
540	520	20	180,81	232,43	25,71	6,85	3,75
520	515	5	110,46	342,89	15,52	6,85	2,27
AFLUENTE 10							
555	540	15	171,92	171,92	15,00	7,86	1,91
540	520	20	135,14	307,06	45,44	7,86	5,78
520	505	15	270,04	577,1	32,06	7,86	4,08
AFLUENTE 11							
540	520	20	53,56	53,56	20,00	5,89	3,40
520	510	10	109,15	162,71	14,91	5,89	2,53
AFLUENTE 12							
550	540	10	30,53	30,53	10,00	9,02	1,11
540	520	20	63,26	93,79	29,65	9,02	3,29
520	500	20	114,14	207,93	36,43	9,02	4,04
500	495	5	238,2	446,13	9,36	9,02	1,04
AFLUENTE 13							
550	540	10	23,61	23,61	10,00	7,67	1,30
540	520	20	92,08	115,69	25,13	7,67	3,28
520	510	10	68,49	184,18	26,89	7,67	3,51
AFLUENTE 14							
550	540	10	20,56	20,56	10,00	9,42	1,06

540	520	20	102,77	123,33	24,00	9,42	2,55
520	500	20	198,94	322,27	32,40	9,42	3,44
500	490	10	261,62	583,89	22,32	9,42	2,37
AFLUENTE 15							
555	540	15	39,92	39,92	15,00	7,26	2,07
540	520	20	115,23	155,15	26,93	7,26	3,71
520	515	5	90,26	245,41	13,59	7,26	1,87
AFLUENTE 16							
535	520	15	63,64	63,64	15,00	4,77	3,14
520	510	10	125,04	188,68	15,09	4,77	3,16
AFLUENTE 17							
540	520	20	131,2	131,2	20,00	8,4	2,38
520	500	20	214,2	345,4	32,25	8,4	3,84
500	485	15	352,7	698,1	29,69	8,4	3,53
AFLUENTE 18							
515	500	15	188,82	188,82	15,00	3,48	4,31
500	495	5	122,46	311,28	12,71	3,48	3,65
AFLUENTE 19							
525	520	5	11,3	11,3	5,00	8,7	0,57
520	500	20	139,21	150,51	21,62	8,7	2,49
500	480	20	107,18	257,69	48,09	8,7	5,53
480	475	5	55,94	313,63	28,03	8,7	3,22
AFLUENTE 20							
595	580	15	48,45	48,45	15,00	17,19	0,87
580	560	20	98,77	147,22	29,81	17,19	1,73
560	540	20	167,04	314,26	37,63	17,19	2,19
540	520	20	101,32	415,58	82,03	17,19	4,77
520	500	20	324,7	740,28	45,60	17,19	2,65
500	480	20	308,91	1049,19	67,93	17,19	3,95
480	475	5	28,44	1077,63	189,46	17,19	11,02
AFLUENTE 21							
595	580	15	42,44	42,44	15,00	5,59	2,68
580	570	10	44,77	87,21	19,48	5,59	3,48
AFLUENTE 22							
595	580	15	41,97	41,97	15,00	8,72	1,72

580	560	20	54,04	96,01	35,53	8,72	4,07
560	550	10	78,08	174,09	22,30	8,72	2,56
AFLUENTE 23							
535	520	15	66,92	66,92	15,00	4,11	3,65
520	515	5	62,24	129,16	10,38	4,11	2,52
AFLUENTE 24							
640	620	20	61,09	61,09	20,00	21,13	0,95
620	600	20	86,52	147,61	34,12	21,13	1,61
600	580	20	160,74	308,35	38,37	21,13	1,82
580	560	20	114,38	422,73	73,92	21,13	3,50
560	540	20	183,94	606,67	65,96	21,13	3,12
540	520	20	89,63	696,3	155,37	21,13	7,35
520	500	20	238,4	934,7	78,41	21,13	3,71
500	495	5	21,77	956,47	219,68	21,13	10,40
AFLUENTE 25							
590	580	10	23,14	23,14	10,00	7,25	1,38
580	560	20	82,91	106,05	25,58	7,25	3,53
560	555	5	46	152,05	16,53	7,25	2,28
AFLUENTE 26							
595	580	15	53,69	53,69	15,00	5,48	2,74
580	570	10	41,93	95,62	22,80	5,48	4,16
AFLUENTE 27							
515	510	5	74,65	74,65	5,00	1,16	4,31
AFLUENTE 28							
495	485	10	188,07	188,07	10,00	1,91	5,24
AFLUENTE 29							
530	520	10	58,56	58,56	10,00	8,55	1,17
520	500	20	283	341,56	24,14	8,55	2,82
500	480	20	89,7	431,26	96,16	8,55	11,25
480	475	5	189,13	620,39	16,40	8,55	1,92
AFLUENTE 30							
515	500	15	133,74	133,74	15,00	7,19	2,09
500	480	20	176,23	309,97	35,18	7,19	4,89
480	470	10	212,9	522,87	24,56	7,19	3,42

AFLUENTE 31							
515	505	10	195,36	195,36	10,00	1,9	5,26
AFLUENTE 32							
495	480	15	129,22	129,22	15,00	3,94	3,81
480	475	5	31,05	160,27	25,81	3,94	6,55
AFLUENTE 33							
515	500	15	131,84	131,84	15,00	8,44	1,78
500	480	20	143,15	274,99	38,42	8,44	4,55
480	465	15	97,79	372,78	57,18	8,44	6,77
AFLUENTE 34							
555	540	15	56,82	56,82	15,00	13,87	1,08
540	520	20	91,17	147,99	32,46	13,87	2,34
520	500	20	110,28	258,27	46,84	13,87	3,38
500	480	20	213,7	471,97	44,17	13,87	3,18
480	465	15	183,61	655,58	53,56	13,87	3,86
AFLUENTE 35							
555	540	15	35,71	35,71	15,00	5,58	2,69
540	530	10	52,57	88,28	16,79	5,58	3,01
AFLUENTE 36							
525	520	5	8,27	8,27	5,00	4,44	1,13
520	505	15	82,58	90,85	16,50	4,44	3,72
AFLUENTE 37							
540	520	20	149,57	149,57	20,00	9,13	2,19
520	500	20	120,92	270,49	44,74	9,13	4,90
500	485	15	142,53	413,02	43,47	9,13	4,76
AFLUENTE 38							
495	480	15	41,18	41,18	15,00	5,99	2,50
480	465	15	107,88	149,06	20,73	5,99	3,46
AFLUENTE 39							
555	540	15	57,86	57,86	15,00	15,24	0,98
540	520	20	208	265,86	25,56	15,24	1,68
520	500	20	235,6	501,46	42,57	15,24	2,79
500	480	20	244,1	745,56	61,09	15,24	4,01
480	460	20	432,56	1178,12	54,47	15,24	3,57
460	445	15	183,81	1361,93	111,14	15,24	7,29

AFLUENTE 40							
570	560	10	40,17	40,17	10,00	14,91	0,67
560	540	20	99,01	139,18	28,11	14,91	1,89
540	520	20	130,56	269,74	41,32	14,91	2,77
520	500	20	178,36	448,1	50,25	14,91	3,37
500	480	20	282,5	730,6	51,72	14,91	3,47
480	470	10	88,64	819,24	92,42	14,91	6,20
AFLUENTE 41							
510	500	10	36,56	36,56	10,00	10,98	0,91
500	480	20	116,04	152,6	26,30	10,98	2,40
480	460	20	147,1	299,7	40,75	10,98	3,71
460	445	15	72,06	371,76	77,39	10,98	7,05
AFLUENTE 42							
525	520	5	52,58	52,58	5,00	11,66	0,43
520	500	20	393,1	445,68	22,68	11,66	1,94
500	480	20	225,8	671,48	59,48	11,66	5,10
480	460	20	105,21	776,69	147,65	11,66	12,66
460	445	15	174,94	951,63	81,60	11,66	7,00
AFLUENTE 43							
480	460	20	262,71	262,71	20,00	6,97	2,87
460	440	20	249,5	512,21	41,06	6,97	5,89
440	435	5	126,51	638,72	25,24	6,97	3,62
AFLUENTE 44							
490	480	10	56,2	56,2	10,00	5,06	1,98
480	465	15	137,75	193,95	21,12	5,06	4,17
AFLUENTE 45							
490	480	10	29,9	29,9	10,00	5,01	2,00
480	465	15	117,66	147,56	18,81	5,01	3,75
AFLUENTE 46							
465	460	5	10,53	10,53	5,00	6,42	0,78
460	440	20	135,12	145,65	21,56	6,42	3,36
440	435	5	87,11	232,76	13,36	6,42	2,08
AFLUENTE 47							
495	480	15	46,26	46,26	15,00	11,47	1,31
480	460	20	258,1	304,36	23,58	11,47	2,06
460	440	20	50,73	355,09	139,99	11,47	12,21

440	425	15	92,95	448,04	72,30	11,47	6,30
AFLUENTE 48							
515	500	15	92,59	92,59	15,00	13,75	1,09
500	480	20	233,9	326,49	27,92	13,75	2,03
480	460	20	419,77	746,26	35,56	13,75	2,59
460	440	20	146,41	892,67	121,94	13,75	8,87
440	420	20	277,3	1169,97	84,38	13,75	6,14
420	400	20	234,3	1404,27	119,87	13,75	8,72
AFLUENTE 49							
515	500	15	59,08	59,08	15,00	6,70	2,24
500	480	20	239,3	298,38	24,94	6,70	3,72
480	475	5	94,37	392,75	20,81	6,70	3,11
AFLUENTE 50							
505	500	5	20,24	20,24	5,00	6,13	0,82
500	480	20	151,45	171,69	22,67	6,13	3,70
480	470	10	130,01	301,7	23,21	6,13	3,79
AFLUENTE 51							
515	500	15	94,54	94,54	15,00	7,64	1,96
500	480	20	141,93	236,47	33,32	7,64	4,36
480	470	10	124,56	361,03	28,98	7,64	3,79
AFLUENTE 52							
515	500	15	81,73	81,73	15,00	8,11	1,85
500	480	20	169,49	251,22	29,64	8,11	3,66
480	465	15	223,4	474,62	31,87	8,11	3,93
AFLUENTE 53							
455	440	15	63,32	63,32	15,00	6,88	2,18
440	420	20	165,61	228,93	27,65	6,88	4,02
420	415	5	107,24	336,17	15,67	6,88	2,28
AFLUENTE 54							
475	460	15	149,95	149,95	15,00	8,47	1,77
460	440	20	346,4	496,35	28,66	8,47	3,38
440	420	20	327,86	824,21	50,28	8,47	5,94
420	415	5	368,3	1192,51	16,19	8,47	1,91
AFLUENTE 55							
455	440	15	176,32	176,32	15,00	5,19	2,89

440	425	15	147,62	323,94	32,92	5,19	6,34
AFLUENTE 56							
495	480	15	86,4	86,4	15,00	11,12	1,35
480	460	20	105,44	191,84	36,39	11,12	3,27
460	440	20	199,3	391,14	39,25	11,12	3,53
440	420	20	274,62	665,76	48,49	11,12	4,36
420	415	5	667,2	1332,96	9,99	11,12	0,90
AFLUENTE 57							
485	480	5	10,03	10,03	5,00	10,12	0,49
480	460	20	117,14	127,17	21,71	10,12	2,15
460	440	20	111,46	238,63	42,82	10,12	4,23
440	425	15	138,08	376,71	40,92	10,12	4,04
AFLUENTE 58							
475	460	15	73,94	73,94	15,00	8,59	1,75
460	440	20	182,97	256,91	28,08	8,59	3,27
440	420	20	395,2	652,11	33,00	8,59	3,84
420	415	5	424,1	1076,21	12,69	8,59	1,48
AFLUENTE 59							
435	420	15	73,96	73,96	15,00	4,84	3,10
420	410	10	100,77	174,73	17,34	4,84	3,58
AFLUENTE 60							
455	440	15	86,82	86,82	15,00	7,10	2,11
440	420	20	203,4	290,22	28,54	7,10	4,02
420	410	10	274,5	564,72	20,57	7,10	2,90
AFLUENTE 61							
435	420	15	155,14	155,14	15,00	4,36	3,44
420	410	10	155,88	311,02	19,95	4,36	4,58
AFLUENTE 62							
450	440	10	87,55	87,55	10,00	6,33	1,58
440	420	20	210,5	298,05	28,32	6,33	4,47
420	410	10	259,3	557,35	21,49	6,33	3,40
AFLUENTE 63							
455	440	15	188,98	188,98	15,00	6,69	2,24
440	420	20	322,8	511,78	31,71	6,69	4,74
420	410	10	152,23	664,01	43,62	6,69	6,52

AFLUENTE 64							
435	420	15	183,21	183,21	15,00	4,35	3,45
420	410	10	129,28	312,49	24,17	4,35	5,56
AFLUENTE 65							
435	420	15	172,9	172,9	15,00	4,10	3,66
420	410	10	274,1	447	16,31	4,10	3,98
AFLUENTE 66							
440	420	20	124,05	124,05	20,00	3,61	5,54
420	410	10	283,3	407,35	14,38	3,61	3,98
AFLUENTE 67							
435	420	15	147,26	147,26	15,00	5,05	2,97
420	405	15	231,1	378,36	24,56	5,05	4,86
AFLUENTE 68							
445	440	5	9,67	9,67	5,00	6,80	0,74
440	420	20	149,74	159,41	21,29	6,80	3,13
420	405	15	198,04	357,45	27,07	6,80	3,98
AFLUENTE 69							
420	405	15	432	432	15,00	2,47	6,07
AFLUENTE 70							
435	420	15	151,38	151,38	15,00	6,14	2,44
420	400	20	485	636,38	26,24	6,14	4,27
400	395	5	40,65	677,03	83,28	6,14	13,56

Anexo VIII

Índices RDE trecho/total dos afluentes do ribeirão Três Barros.

Cota Sup.	Cota Inf.	Amp. Alt.	Ext. Trecho	Ext. Acum.	RDE Trecho	RDE Total	RDEtr/ RDEto
AFLUENTE 1 A							
675	660	15	39,43	39,43	15	17,88	0,84
660	640	20	50,26	89,69	35,69	17,88	2,00
640	620	20	55	144,69	52,61	17,88	2,94
620	600	20	68,64	213,33	62,16	17,88	3,48
600	580	20	70,41	283,74	80,60	17,88	4,51
580	570	10	71,61	355,35	49,62	17,88	2,78
AFLUENTE 2 A							
600	580	20	132,31	132,31	20	12,57	1,59
580	560	20	155,19	287,5	37,05	12,57	2,95
560	540	20	214,97	502,47	46,75	12,57	3,72
540	520	20	292,1	794,57	54,40	12,57	4,33
520	515	5	67,58	862,15	63,79	12,57	5,07
AFLUENTE 3 A							
630	620	10	8,03	8,03	10	12,03	0,83
620	600	20	114,21	122,24	21,41	12,03	1,78
600	580	20	92,95	215,19	46,30	12,03	3,85
580	560	20	111,26	326,45	58,68	12,03	4,88
560	555	5	184,08	510,53	13,87	12,03	1,15
AFLUENTE 4 A							
595	580	15	101,92	101,92	15	13,11	1,14
580	560	20	131,5	233,42	35,50	13,11	2,71
560	540	20	83,97	317,39	75,60	13,11	5,77
540	520	20	309,1	626,49	40,54	13,11	3,09
520	505	15	329,6	956,09	43,51	13,11	3,32
AFLUENTE 5 A							
595	580	15	119,47	119,47	15	9	1,67
580	560	20	99,03	218,5	44,13	9,00	4,90
560	545	15	39,77	258,27	97,41	9,00	10,82
AFLUENTE 6 A							
595	580	15	44,56	44,56	15	15,78	0,95
580	560	20	69,39	113,95	32,84	15,78	2,08
560	540	20	177,28	291,23	32,86	15,78	2,08
540	520	20	156,72	447,95	57,17	15,78	3,62
520	500	20	105,8	553,75	104,68	15,78	6,63

500	490	10	221,3	775,05	35,02	15,78	2,22
AFLUENTE 7 A							
550	540	10	87,91	87,91	10	6,95	1,44
540	520	20	140,58	228,49	32,51	6,95	4,68
520	510	10	86,78	315,27	36,33	6,95	5,23
AFLUENTE 8 A							
520	500	20	127,68	127,68	20	5,48	3,65
500	490	10	111,55	239,23	21,45	5,48	3,91
AFLUENTE 9 A							
545	540	5	21,05	21,05	5	9,85	0,51
540	520	20	89,83	110,88	24,69	9,85	2,51
520	500	20	112,79	223,67	39,66	9,85	4,03
500	485	15	218,1	441,77	30,38	9,85	3,08
AFLUENTE 10 A							
550	540	10	20,99	20,99	10	12,4	0,81
540	520	20	93,94	114,93	24,47	12,40	1,97
520	500	20	73,19	188,12	51,41	12,40	4,15
500	480	20	107,28	295,4	55,07	12,40	4,44
480	470	10	339,65	635,05	18,70	12,40	1,51
AFLUENTE 11 A							
540	520	20	111,52	111,52	20	10,33	1,94
520	500	20	111,31	222,83	40,04	10,33	3,88
500	480	20	156,43	379,26	48,49	10,33	4,69
480	475	5	160,44	539,7	16,82	10,33	1,63
AFLUENTE 12 A							
620	600	20	64,97	64,97	20	21,28	0,94
600	580	20	170,52	235,49	27,62	21,28	1,30
580	560	20	90,63	326,12	71,97	21,28	3,38
560	540	20	221,71	547,83	49,42	21,28	2,32
540	520	20	84,37	632,2	149,86	21,28	7,04
520	500	20	325,2	957,4	58,88	21,28	2,77
500	480	20	148,73	1106,13	148,74	21,28	6,99
480	460	20	884,51	1990,64	45,01	21,28	2,12
460	455	5	337,4	2328,04	34,50	21,28	1,62
AFLUENTE 13 A							
620	600	20	28,5	28,5	20	12,4	1,61
600	580	20	70,53	99,03	28,08	12,40	2,26
580	560	20	87,24	186,27	42,70	12,40	3,44

560	550	10	97,22	283,49	29,16	12,40	2,35
AFLUENTE 14 A							
555	540	15	141,24	141,24	15	11,94	1,26
540	520	20	69,3	210,54	60,76	11,94	5,09
520	500	20	154,49	365,03	47,26	11,94	3,96
500	480	20	316,2	681,23	43,09	11,94	3,61
480	475	5	129,07	810,3	31,39	11,94	2,63
AFLUENTE 15 A							
575	560	15	82,56	82,56	15	10,62	1,41
560	540	20	96,34	178,9	37,14	10,62	3,50
540	520	20	53,47	232,37	86,92	10,62	8,18
520	515	5	52,14	284,51	27,28	10,62	2,57
AFLUENTE 16 A							
615	600	15	55,7	55,7	15	16,38	0,92
600	580	20	86,7	142,4	32,85	16,38	2,01
580	560	20	85,72	228,12	53,22	16,38	3,25
560	540	20	136,82	364,94	53,35	16,38	3,26
540	520	20	160,29	525,23	65,53	16,38	4,00
520	510	10	82,03	607,26	74,03	16,38	4,52
AFLUENTE 17 A							
555	540	15	62,05	62,05	15	10,45	1,44
540	520	20	94,06	156,11	33,19	10,45	3,18
520	500	20	104,46	260,57	49,89	10,45	4,77
500	495	5	51,75	312,32	30,18	10,45	2,89
AFLUENTE 18 A							
515	500	15	162,17	162,17	15	7,63	1,97
500	480	20	131,57	293,74	44,65	7,63	5,85
480	470	10	69,98	363,72	51,97	7,63	6,81
AFLUENTE 19 A							
525	520	5	12,37	12,37	5	4,03	1,24
520	505	15	130,01	142,38	16,43	4,03	4,08
AFLUENTE 20 A							
505	500	5	5,25	5,25	5	6,74	0,74
500	480	20	74,59	79,84	21,41	6,74	3,18
480	470	10	100,39	180,23	17,95	6,74	2,66
AFLUENTE 21 A							
495	480	15	234,1	234,1	15	5,78	2,60

480	460	20	461,06	695,16	30,15	5,78	5,22
460	455	5	320,4	1015,56	15,85	5,78	2,74
AFLUENTE 22 A							
490	480	10	108,75	108,75	10	3,55	2,82
480	470	10	173,14	281,89	16,28	3,55	4,59
AFLUENTE 23 A							
580	560	20	79,79	79,79	20	18,47	1,08
560	540	20	109,98	189,77	34,51	18,47	1,87
540	520	20	169,27	359,04	42,42	18,47	2,30
520	500	20	146,91	505,95	68,88	18,47	3,73
500	480	20	110,39	616,34	111,67	18,47	6,05
480	460	20	84,19	700,53	166,42	18,47	9,01
460	455	5	169,25	869,78	25,70	18,47	1,39
AFLUENTE 24 A							
510	500	10	70,6	70,6	10	9,85	1,02
500	480	20	71,76	142,36	39,68	9,85	4,03
480	460	20	89,88	232,24	51,68	9,85	5,25
460	455	5	34,04	266,28	39,11	9,85	3,97
AFLUENTE 25 A							
535	520	15	57,12	57,12	15	13,45	1,12
520	500	20	125,69	182,81	29,09	13,45	2,16
500	480	20	247,49	430,3	34,77	13,45	2,59
480	460	20	156,86	587,16	74,86	13,45	5,57
460	445	15	216,7	803,86	55,64	13,45	4,14
AFLUENTE 26 A							
515	500	15	100,78	100,78	15	5,07	2,96
500	485	15	269,1	369,88	20,62	5,07	4,07
AFLUENTE 27 A							
475	460	15	88,62	88,62	15	6,56	2,29
460	440	20	257,3	345,92	26,89	6,56	4,10
440	435	5	100,89	446,81	22,14	6,56	3,38
AFLUENTE 28 A							
455	440	15	226,47	226,47	15	3,56	4,21
440	435	5	49,46	275,93	27,89	3,56	7,84
AFLUENTE 29 A							
480	460	20	141,75	141,75	20	6,08	3,29
460	445	15	173,96	315,71	27,22	6,08	4,48

AFLUENTE 30 A							
480	460	20	123,44	123,44	20	6,68	2,99
460	440	20	565,2	688,64	24,37	6,68	3,65
440	435	5	155,45	844,09	27,15	6,68	4,06
AFLUENTE 31 A							
490	480	10	51,76	51,76	10	6,84	1,46
480	460	20	109,72	161,48	29,43	6,84	4,30
460	450	10	183,76	345,24	18,79	6,84	2,75
AFLUENTE 32 A							
490	480	10	37,69	37,69	10	6,58	1,52
480	460	20	138,32	176,01	25,45	6,58	3,87
460	450	10	259	435,01	16,80	6,58	2,55
AFLUENTE 33 A							
470	460	10	55,99	55,99	10	4,49	2,23
460	445	15	205,5	261,49	19,09	4,49	4,25
AFLUENTE 34 A							
500	480	20	175,42	175,42	20	10,03	1,99
480	460	20	432,2	607,62	28,12	10,03	2,80
460	440	20	359,9	967,52	53,77	10,03	5,36
440	430	10	104,89	1072,41	102,24	10,03	10,19
AFLUENTE 35 A							
465	460	5	28,62	28,62	5	6,72	0,74
460	440	20	199,39	228,01	22,87	6,72	3,40
440	425	15	155,15	383,16	37,04	6,72	5,51
AFLUENTE 36 A							
480	460	20	81,08	81,08	20	8,85	2,26
460	440	20	261,6	342,68	26,20	8,85	2,96
440	425	15	157,64	500,32	47,61	8,85	5,38
AFLUENTE 37 A							
470	460	10	58,4	58,4	10	7,58	1,32
460	440	20	163,59	221,99	27,14	7,58	3,58
440	425	15	156,43	378,42	36,29	7,58	4,79
AFLUENTE 38 A							
480	460	20	222,1	222,1	20	9,05	2,21
460	440	20	291,9	514	35,22	9,05	3,89
440	420	20	232,8	746,8	64,16	9,05	7,09
420	415	5	566,62	1313,42	11,59	9,05	1,28

AFLUENTE 39 A							
485	480	5	22,94	22,94	5	10,94	0,46
480	460	20	173,9	196,84	22,64	10,94	2,07
460	440	20	213,4	410,24	38,45	10,94	3,51
440	420	20	117,86	528,1	89,61	10,94	8,19
420	415	5	72,34	600,44	41,50	10,94	3,79
AFLUENTE 40 A							
455	440	15	143,75	143,75	15	6,75	2,22
440	420	20	148,2	291,95	39,40	6,75	5,84
420	415	5	83,26	375,21	22,53	6,75	3,34
AFLUENTE 41 A							
455	440	15	129,27	129,27	15	6,37	2,35
440	420	20	263	392,27	29,83	6,37	4,68
420	415	5	142,38	534,65	18,78	6,37	2,95
AFLUENTE 42 A							
475	460	15	78,21	78,21	15	9,14	1,64
460	440	20	183,04	261,25	28,55	9,14	3,12
440	420	20	280,4	541,65	38,63	9,14	4,23
420	415	5	168,86	710,51	21,04	9,14	2,30
AFLUENTE 43 A							
470	460	10	29,77	29,77	10	7,98	1,25
460	440	20	210,77	240,54	22,82	7,98	2,86
440	420	20	458	698,54	30,50	7,98	3,82
420	415	5	288,6	987,14	17,10	7,98	2,14
AFLUENTE 44 A							
465	460	5	7,01	7,01	5	3,92	1,28
460	445	15	158,42	165,43	15,66	3,92	4,00
AFLUENTE 45 A							
455	440	15	131,22	131,22	15	3,54	4,24
440	435	5	152,24	283,46	9,31	3,54	2,63
AFLUENTE 46 A							
440	425	15	221,96	221,96	15	2,78	5,40
AFLUENTE 47 A							
455	440	15	142,59	142,59	15	6,61	2,27
440	420	20	94,27	236,86	50,25	6,61	7,60
420	410	10	672,3	909,16	13,52	6,61	2,05

AFLUENTE 48 A							
510	500	10	40,32	40,32	10	13,51	0,74
500	480	20	198,81	239,13	24,06	13,51	1,78
480	460	20	190,44	429,57	45,11	13,51	3,34
460	440	20	194,96	624,53	64,07	13,51	4,74
440	420	20	225,42	849,95	75,41	13,51	5,58
420	410	10	787,8	1637,75	20,79	13,51	1,54
AFLUENTE 49 A							
455	440	15	114,22	114,22	15	5,39	2,78
440	425	15	147,78	262	26,59	5,39	4,93
AFLUENTE 50 A							
450	440	10	37,45	37,45	10	6,78	1,47
440	420	20	211,1	248,55	23,55	6,78	3,47
420	410	10	116,07	364,62	31,41	6,78	4,63
AFLUENTE 51 A							
460	440	20	72,14	72,14	20	8,02	2,49
440	420	20	141,8	213,94	30,17	8,02	3,76
420	410	10	296,6	510,54	17,21	8,02	2,15
AFLUENTE 52 A							
455	440	15	102,78	102,78	15	6,8	2,21
440	420	20	372	474,78	25,53	6,8	3,75
420	410	10	274,7	749,48	27,28	6,8	4,01
AFLUENTE 53 A							
435	420	15	196,82	196,82	15	4,08	3,68
420	410	10	263,3	460,12	17,48	4,08	4,28

APÊNDICES

Apêndice I

Apêndice II