

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

KARINE BUENO VARGAS

**CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL E EVOLUÇÃO DA
PAISAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS
ANTAS - PR**

**MARINGÁ
2012**

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

KARINE BUENO VARGAS

**CARACTERIZAÇÃO MORFOESTRUTURAL E EVOLUÇÃO DA
PAISAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS
ANTAS - PR**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá como requisito a obtenção do título de mestre em Geografia.

Orientador: Edison Fortes
Co-orientador: Eduardo Salamuni

**MARINGÁ
2012**

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

V297c Vargas, Karine Bueno
Caracterização morfoestrutural e evolução da paisagem da bacia hidrográfica do Ribeirão Água das Antas - PR / Karine Bueno Vargas. -- Maringá, 2012. 103 f. : figs., tabs.

Orientadora: Prof. Dr. Edison Fortes.
Co-orientador: Prof. Dr. Eduardo Salamuri.
Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Maringá, Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes, Departamento de Geografia, Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2012.

1. Ribeirão Água das Antas, PR - Comportamento morfoestrutural. 2. Ribeirão Água das Antas, PR - Comportamento morfodinâmica. 3. Neotectônica - Ribeirão Água das Antas, PR. I. Fortes, Edison, orient. II. Salamuni, Eduardo, co-orient. III. Universidade Estadual de Maringá. Centro de Ciências Humanas, Letras e Artes. Departamento de Geografia. Programa de Pós-Graduação em Geografia. III. Título.

CDD 22.ed. 551.41

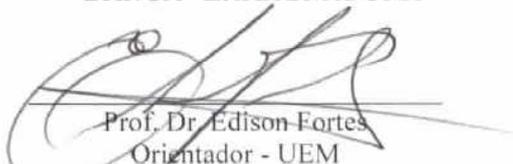
MGC-000201

BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS ANTAS -PR

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

Aprovada em **30 de março de 2012.**

BANCA EXAMINADORA



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



Prof. Dr. José Cândido Stevaux
Membro convidado
Universidade Estadual de Maringá



Prof. Dr. Julio Cesar Paisani
(membro convidado)
UNIOESTE/Francisco Beltrão

AGRADECIMENTOS

A Deus.

Ao meu orientador, Prof^o Dr. Edison Fortes, pelo seu voto de confiança quando demonstrei interesse em realizar o mestrado, me incentivando a prestar a seleção e acreditando em meu potencial. Agradeço-o também pela sua orientação, paciência e auxílio nas partes mais complexas da pesquisa.

Ao meu coorientador, Prof^o Dr. Eduardo Salamuni, da Universidade Federal do Paraná, pela sua disponibilidade, contribuindo de forma significativa no desenvolvimento da pesquisa, sempre com sugestões construtivas.

A CAPES pelo período de vigência da Bolsa de Mestrado.

A minha família por seu apoio e amor incondicional, sendo sempre meu porto seguro.

Aos meus irmãos científicos pelo apoio técnico.

Aos meus amigos, que na ausência de minha família em Maringá, fizeram esse tão sagrado e importante papel, afinal, amigos são a família que podemos escolher. E àqueles amigos que estão longe, pelo apoio e carinho virtual constante, porque verdadeiras amizades perduram no tempo e na distância.

A secretaria do Programa de Pós-Graduação em Geografia, Miriam de Carlos, pela sua dedicação ao programa e boa vontade em auxiliar-me sempre que necessário.

Ao Grupo de Estudos Multidisciplinar do Meio Ambiente (GEMA), pela força e apoio no desenvolvimento da pesquisa.

RESUMO

A bacia do ribeirão Água das Antas encontra-se no centro-norte do estado do Paraná, na transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense, nas bordas planálticas da Bacia Sedimentar do Paraná. Na presente pesquisa, foram identificados os compartimentos geomorfológicos e litoestruturais da bacia, os quais foram mapeados e analisados, verificando-se a influência de possíveis eventos neotectônicos e paleoclimáticos na gênese do mesmo. Verificou-se que os conjuntos litotípicos presentes na bacia são facilmente associados à morfologia da paisagem e fortemente condicionados ao ambiente geoestrutural. Os diferentes litotipos apresentam grau diferencial de resistência ao intemperismo e erosão, refletindo diretamente no modelado do relevo. Além disso, foi mapeada a rede de drenagem e suas anomalias, onde se aplicou índices morfométricos, os quais apresentaram resultados satisfatórios, demonstrando que o ribeirão Água das Antas possui um forte controle morfoestrutural. A presente pesquisa justifica-se pela ausência de mapeamentos geomorfológicos no Norte-Central Paranaense, além da falta de estudos que busquem compreender a evolução da paisagem nas bordas planálticas.

PALAVRAS-CHAVES: Caracterização Morfoestrutural, Neotectônica, Paleoclima, Evolução de Paisagem.

ABSTRACT

Água das Antas River Basin is located in Paraná's state north center at the transition from the Second to the Third Paranaense Plateau at Paraná Sedimentary Basin plateau border. This research identified the basin geomorphological compartments and lithostructural which were mapped and analyzed verifying the influence of possible neotectonic and paleoclimatic events at their genesis. It was found that the lithotype groups present in the basin are easily associated to the landscape morphology and strongly conditioned to the geostructural environment. The different lithotypes show a resistance level different for weathering and erosion, directly reflecting on the relief shaping. Besides that drainage and its anomalies were mapped applying morphometric indices which presented satisfactory results, showing that Água das Antas Ribeirão has a strong morphostructural control. This research is justified by the absence of geomorphological mapping in the north center the a state of Parana and the lack of studies seeking the understanding of plateau border landscape evolution.

KEY-WORDS: Morphostructural Characterization, Neotectonics, Paleoclimate, Landscape Evolution.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Procedimentos básicos para o mapeamento geomorfológico.....	15
Figura 2: Parâmetros para o cálculo RDE. Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subsequentes.....	18
Figura 3: Bloco esquemático do fator assimétrico de bacia.....	19
Figura 4: Bloco esquemático do fator de simetria topográfica transversal.....	20
Figura 5: Propriedades da rede de drenagem.....	23
Figura 6: Padrões de drenagem básicos.....	25
Figura 7: Anomalias de drenagem.....	26
Figura 8: Formas de rearranjo de drenagem através de captura vistas em planta.....	29
Figura 9: Localização da bacia do ribeirão Água das Antas.....	35
Figura 10: Mapa das Principais Unidades Geológicas do Paraná.....	37
Figura 11: Geologia simplificada da Bacia Sedimentar do Paraná.....	38
Figura 12: Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná destacando a acumulação de sedimentos ao longo de sua evolução.....	38
Figura 13: Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná.....	39
Figura 14: Principais seguimentos estruturais.....	41
Figura 15: Perfil topográfico esquemático do Estado do Paraná (E-W), onde o quadrado corresponde à área de estudo.....	43
Figura 16: Recorte das unidades de relevo regional.....	45
Figura 17: Unidades fitogeográficas do contexto da bacia do ribeirão Água das Antas.....	48
Figura 18: Unidades pedológico do contexto bacia do ribeirão Água das Antas.....	50
Figura 19: Mapa Geológico da bacia do ribeirão Água das Antas.....	53
Figura 20: Siltitos da Formação Rio do Rasto embasando a bacia do ribeirão Água das Antas, as falhas subverticais e subhorizontais mostram movimentação sinistral.....	54
Figura 21: Cornija da Serra da Caneleira, com afloramento das formações Pirambóia (base) e Botucatu (Topo).....	54

Figura 22: Afloramento de arenito com textura fina de cor cinza e amarelada, com estratificação cruzada, pertencente à Formação Pirambóia.....	55
Figura 23: Afloramento de arenitos da Formação Botucatu com estratificação cruzada.....	56
Figura 24: Afloramento de arenito Botucatu, evidenciando estratificação cruzada acanalada e tabular, com grânulos milimétricos de quartzo junto aos <i>sets</i>	56
Figura 25: Disjunções colunares em basaltos maciços da Formação Serra Geral.....	57
Figura 26: Aspecto das formações superficiais.....	59
Figura 27: Modelo digital de elevação (MDE) da bacia do ribeirão Água das Antas.....	61
Figura 28: Contexto Geológico da área em que ocorre o bloco elevado, na porção central do mapa, na direção NW-SE.....	62
Figura 29: Mapa Geomorfológico da Bacia do Ribeirão Água das Antas.....	63
Figura 30: (1) Arenito Botucatu avermelhado com estratificação cruzada; (2) no <i>front</i> da escarpa aflora arenito Pirambóia sotoposto pelo arenito Botucatu; (3) na baixa vertente afloramento de siltitos e argilitos da Formação Rio Rastro; (4) linha de falha na escarpa, com indicação de movimentação normal e componente transcorrente sinistral.....	64
Figura 31: Mapa de Declividade da Bacia do Ribeirão Água das Antas.....	65
Figura 32: (1) Vista de relevo escalonado com patamar vinculado à paleonível detrítico (2 e 3) detalhe da cobertura detrítica sobre paleonível, com blocos e cascalhos facetados de natureza polimítica. (4), Bloco de arenito silicificado da Formação Botucatu junto a cobertura detrítica.	66
Figura 33: Perfil Transversal do trecho onde encontra-se os patamares e as zonas de cascalheira na bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas.....	66
Figura 34: Linha de cascalhos arredondados, composto basicamente de diabásios alterados, com algumas ocorrências de material ferruginoso, o que atesta a condição de um paleoclima associado a sazonalidade pluviométrica.	67
Figura 35: Feição dômica (1), com patamares nas bordas, sendo possível observar drenagens de primeira ordem, formando sulcos ao longo de linhas de falha abertas (4), e entulhamento desses canais com blocos ângulos polimíticos sobre a Formação Rio do Rasto, formando níveis de depósitos de fluxos torrenciais, sotoposto por nível de colúvio.....	69
Figura 36: Feição dômica com drenagem radial.....	70
Figura 37: Gráficos de Roseta - Frequência Absoluta/Comprimento Absoluto dos Lineamentos da Bacia do Ribeirão Água das Antas.....	74

Figura 38: Mapa de Lineamentos da Bacia do Ribeirão Água das Antas.....	75
Figura 39: Mapa Hidrográfico da Bacia do Ribeirão Água das Antas.....	77
Figura 40: Perfil longitudinal do ribeirão Água das Antas.....	78
Figura 41: Distribuição de valores RDE ao longo de um perfil longitudinal, evidenciando as três principais anomalias.....	82
Figura 42: Mapa de anomalias de drenagem da bacia do ribeirão Água das Antas.....	85

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Descrição do arcabouço estratigráfico da bacia do ribeirão Água das Antas.....	51
Tabela 2: Dados estatísticos dos lineamentos estruturais da bacia do ribeirão Água das Antas.....	73
Tabela 3: Medidas morfométricas da bacia do ribeirão Água das Antas (SRTM 30 m).....	79
Tabela 4: Dados morfométricos da bacia do ribeirão Água das Antas.....	80
Tabelas 5: Variáveis morfométricas para a aplicação do índice RDE.....	80

LISTA DO APÊNDICE

1. Mapa Geológico da bacia do ribeirão Água das Antas (Anexo 1 – tamanho A3).....99
2. Mapa Geomorfológico da Bacia do Ribeirão Água das Antas (Anexo 2 – tamanho A3).....100
3. Mapa Hidrográfico da Bacia do Ribeirão Água das Antas (Anexo 3 - tamanho A3).....101
4. Mapa de anomalias de drenagem da bacia do ribeirão Água das Antas (Anexo 4 – tamanho A3).....102

SÚMARIO

1. INTRODUÇÃO	10
2. OBJETIVOS	12
2.1. Objetivo Geral.....	12
2.2. Objetivos Específicos.....	12
3. HIPÓTESES	12
4. JUSTIFICATIVA	12
5. MATERIAIS E MÉTODOS	13
5.1. Fotointerpretação de Fotografias Aéreas e Imagens Orbitais.....	13
5.2. Mapeamentos.....	14
5.3. Morfometrias de Drenagem.....	17
5.4. Levantamentos de Campo.....	21
6. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	21
6.1. Geomorfologia Estrutural e as Dinâmicas da Rede de Drenagem.....	21
6.2. Evolução Paleoclimática e Tectônica das Paisagens Tropicais e Subtropicais.....	30
7. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	35
8. ANÁLISE FISIAGRÁFICA DA PAISAGEM REGIONAL	36
8.1. Aspectos Geológicos	36
8.1.1. Bacia Sedimentar do Paraná.....	37
8.1.2. Alinhamentos Estruturais.....	40
8.2. Aspectos Geomorfológicos	42
8.3. Aspectos Bioclimáticos e Pedológicos	47
9. RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
9.1. Análise Geológica e Geomorfológica Local	51
9.1.2. Arcabouço Litoestratigráfico.....	51
9.1.2. Caracterização Morfoestrutural e Morfodinâmica.....	60
9.1.3. Comportamento Estrutural.....	72
9.2. Ribeirão Água das Antas e o seu Significado Morfoestrutural	76
9.2.1. Morfometrias de Drenagem.....	76
9.2.2. Anomalias de Drenagem.....	83
10. CONSIDERAÇÕES FINAIS	86
11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89
12. APÊNDICE	98

1. INTRODUÇÃO

Atualmente, os estudos ambientais têm como foco principal a bacia hidrográfica como unidade de análise. Segundo Cristofolleti (1980), as bacias hidrográficas têm um funcionamento sistêmico, que facilita análise dinâmica do conjunto de elementos e unidades que compõe o sistema, e também permite indagar e averiguar as relações entre este sistema e o meio que esta inserida (CRISTOFOLLETI, 1980).

A bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas, objeto de estudo desta dissertação, está localizada no Norte-Central do Estado do Paraná, tendo seu maior domínio no distrito de Ribeirão Bonito, pertencente ao município de Grandes Rios. A bacia encontra-se inserida em uma área de transição geomorfológica, nas bordas planálticas do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense, apresentando uma grande diversidade ambiental representada pelos seus aspectos geológicos e geomorfológicos.

As bordas planálticas que fazem parte do contexto da área de estudo, correspondem a áreas de grande complexidade geológica e geomorfológica. A partir da década de 1940, os estudos desenvolvidos, principalmente no estado de São Paulo (MARTONNE, 1943; KING, 1956; BIGARELLA e AB'SABER, 1964; BIGARELLA e MOUSINHO, 1965; AB'SABER, 1977), contemplaram os aspectos morfogenéticos por meio de abordagens paleoclimáticas, para a identificação das superfícies de erosão e da evolução das escarpas *cuestiformes* desses setores, e a partir deste tipo de abordagem, procurou-se identificar as possíveis superfícies de aplainamento da área e a influência paleoclimática sobre elas.

Para Saadi (1991), as diferenças fundamentais entre os modelos clássicos de evolução de paisagem estão relacionadas ao modo do comportamento da tectônica e suas relações no tempo com a manifestação da erosão, pois a evolução da geomorfologia é regida por três ritmos fundamentais: ritmos tectônicos, ritmos eustáticos e os ritmos bioclimáticos.

Segundo Peulvast e Vanney (2002), o ponto fraco de muitos modelos clássicos de evolução de paisagem, reside no mau conhecimento dos mecanismos, como é o caso dos modelos de evolução de aplainamentos, insistindo sobre o papel limitado das alternâncias em curto e longo prazo, entre fases climáticas que autorizam a remoção dos mantos de intemperismo e do nivelamento pela ação da erosão areolar, desconsiderando a influência da tectônica sobre o relevo.

No final do século XIX, Davis (1899), em sua teoria intitulada "*The geographical cycle*", evidencia a formação do relevo a partir de grandes eventos tectônicos de soerguimento que, em algum momento, cessam sua atividade e a partir disso, o relevo evolui

de cima para baixo, por meio da imposição da rede de drenagem e um longo período de estabilidade tectônica. Esse estudo abre as portas para eventos tectônicos associados à formação do relevo (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Verificou-se na área de estudo, indícios de atividades tectônicas que são descritas e analisadas a fim de buscar o seu significado na gênese do relevo. Esta abordagem já vem sendo apresentada por diversos autores, entre eles, Volkov et al. (1967); Ouchi (1985); Phillips e Schumm (1987); Schumm (1993); Wescott (1993). Tais autores apresentam uma vasta discussão que, em geral, determinam a rede de drenagem como um dos elementos mais sensíveis às modificações tectônicas, posto que altera seu curso e adapta as formas, além de apresentar padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo. De acordo com Schumm et al. (2000), cada padrão de drenagem apresenta um significado litoestrutural.

O desenvolvimento de estudos neotectônicos no Brasil, sobretudo a partir da década de 1980 (HASUI et al. 1980 ; ASSUMPÇÃO, 1992 ; MIOTO, 1993 ; SAADI, 1993; SAADI, 1999), permitiu estabelecer novos métodos para análise e interpretação do relevo, bem como estabelecer novos parâmetros para a interpretação da evolução dos relevos das bordas planálticas.

Na presente pesquisa, foram caracterizadas as morfoestruturas da área a fim de compreender a associação de seus condicionantes geomorfológicos e geológicos, verificando, portanto, suas relações na evolução da paisagem, juntamente com uma abordagem paleoclimática e morfotectônica.

As abordagens aplicadas à geomorfologia estrutural ainda são escassas no Brasil, sendo poucos os estudos sobre a influência morfoestrutural e tectônica em zonas de estabilidade. Contudo, em áreas posicionadas em zonas de contatos litológicos e com acentuada energia de relevo, como é o caso da área abordada na presente pesquisa, as abordagens morfoestrutural e morfotectônica representam um importante elemento a ser considerado.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo Geral

Caracterizar as morfoestruturas da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas, a fim de identificar e analisar a associação de seus condicionantes geomorfológicos e geológicos, bem como suas influências na evolução da paisagem.

2.2. Objetivos Específicos

Identificar anomalias de drenagem e seus significados morfoestruturais;

Reconhecer os eventos tectônicos e paleoclimáticos na borda planáltica paranaense e suas implicações no modelado do relevo;

Reconhecer a influência das estruturas geológicas na evolução das superfícies geomorfológicas.

3. HIPÓTESES

- Os níveis morfológicos da área encontram-se fortemente condicionados pelos litotipos e estruturas tectônicas da Bacia Sedimentar do Paraná;
- As formações superficiais representadas por depósitos quaternários apresentam distribuição controladas estruturalmente;
- A rede de drenagem apresenta padrões condicionados aos litotipos e às estruturas da Bacia Sedimentar do Paraná;
- Os traços de juntas e falhas controlam os processos hidrográficos por meio do desenvolvimento de anomalias e formação de vales suspensos.

4. JUSTIFICATIVA

A presente pesquisa justifica-se pela defasagem de mapeamentos geomorfológicos e geológicos em menor escala do Norte-Central paranaense, pois os trabalhos existentes desta região se encontram com sérios problemas de atualização e apresentam-se, em sua maioria, em escalas bastante generalizadas. No entanto, destacam-se os trabalhos de Manieri (2010),

Santos (2010) e Couto (2011), os quais vêm suprindo essa defasagem regional. Além de buscar suprir esta lacuna, o estudo busca ainda contribuir para o entendimento dos eventos tectônicos e paleoclimáticos regionais e suas influências na evolução da paisagem. O estudo também poderá servir para trabalhos futuros ligados a análise do comportamento do relevo e a influência estrutural sobre os processos erosivos e deposicionais.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1. Fotointerpretação de Fotografias Aéreas e Imagens Orbitais

Para extrair as informações relativas à rede de drenagem, geomorfologia e geologia, foram utilizados métodos de fotointerpretação visual de fotografias aéreas, usando fotografias do ITC-PR, escala 1:25.000, baseado no Manual Técnico de Geomorfologia - IBGE (2009). Em seguida, os objetos obtidos a partir das imagens, foram analisados por meio de um estereoscópio de bolso e de espelho, o qual possibilita a transposição das informações de maneira fiel para o papel, por meio da escanerização e digitalização, desde que haja controle de pontos para um bom georreferenciamento. Foram aplicados elementos de reconhecimento básico para a leitura das fotos, tais como tonalidade, cor, forma, tamanho, padrão, textura, associação e sombra.

Para extração dos lineamentos estruturais, utilizaram-se dados SRTM, reamostrados com resolução 30 m, obtidos do Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005). Esses dados foram importados para o *software* Global Mapper, que foram transferidos, por sua vez, para o *software* Spring versão 5. Com o auxílio do Spring, foram observadas imagens com padrões de cinza e de diferentes azimutes de iluminação nas imagens (respectivamente a 45°,90°,180°,225°,270° e 315°), com ângulo de inclinação de 45° para que áreas sombreadas pudessem ser melhor observadas e aferidas, sendo extraído manualmente os lineamentos. Após a extração e vetorização dos lineamentos, foram produzidos diagramas de rosetas, proporcionando resultados de frequência absoluta e comprimento absoluto dos lineamentos.

5.2. Mapeamentos

Os documentos cartográficos realizados na área tiveram como objetivo distribuir espacialmente as informações da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas em escalas compatíveis com os levantamentos dos aspectos físicos.

Para a construção do Modelo Digital de Elevação (MDE), também se utilizou dados SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) com resolução 30 m, obtidos do Projeto TOPODATA (VALERIANO, 2005). Igualmente, os dados foram importados no *software* Global Mapper 8, sendo primeiramente recortada a bacia hidrográfica, seguida da transformação dos dados em *gridd*, sendo possível a confecção automática do MDE no *software* Surfer 8, utilizando-se o aplicativo 3D Surface.

A declividade do terreno é expressa como a variação de altitude entre dois pontos do terreno, em relação à distância que os separa. O mapa de declividade foi produzido no *software* ArcGIS 9.3, tendo com base imagens SRTM com resolução 30 m. Esta imagem será fatiada e as classes de declividades serão discriminadas em seis intervalos distintos sugeridos pela EMBRAPA (1979): 0-3% (relevo plano), 3-8% (relevo suavemente ondulado), 8-20% (relevo ondulado), 20-45% (relevo fortemente ondulado), 45-75% (relevo montanhoso), e > 75% (relevo fortemente montanhoso).

Os mapas geomorfológico, geológico, hidrográfico e de anomalias de drenagem, foram elaborados mediante o trabalho de fotointerpretação de fotografias aéreas na escala 1: 25.000, tendo o Manual Técnico de Geomorfologia - IBGE (2009) como apoio para auxiliar na identificação das formas e padronização das legendas. Na figura 1, são apresentados os procedimentos básicos para o mapeamento geomorfológico, no entanto, tais procedimentos foram levados em consideração para os demais mapeamentos realizados.

A edição gráfica dos mapas para a geração do produto cartográfico final se deu através da digitalização dos overlays no *software* Corel Draw X3.

A elaboração da legenda do mapa geológico obedeceu aos critérios usuais para esse tipo de trabalho, no qual foram consideradas as unidades litoestratigráficas presentes na bacia hidrográfica, classificadas por cores, bem como representação das estruturas, e tipos de contatos litológicos por símbolos.

A elaboração da legenda do mapa geomorfológico foi feita com base nas propostas do IBGE (2009), porém, com adaptações. Na legenda foi considerado os domínios geomorfológicos, a fim de representar os espaços com características próprias em relação aos

seus atributos de altimetria, declividade e padrões de formas semelhantes de relevo. Os domínios foram representados por famílias de cores.

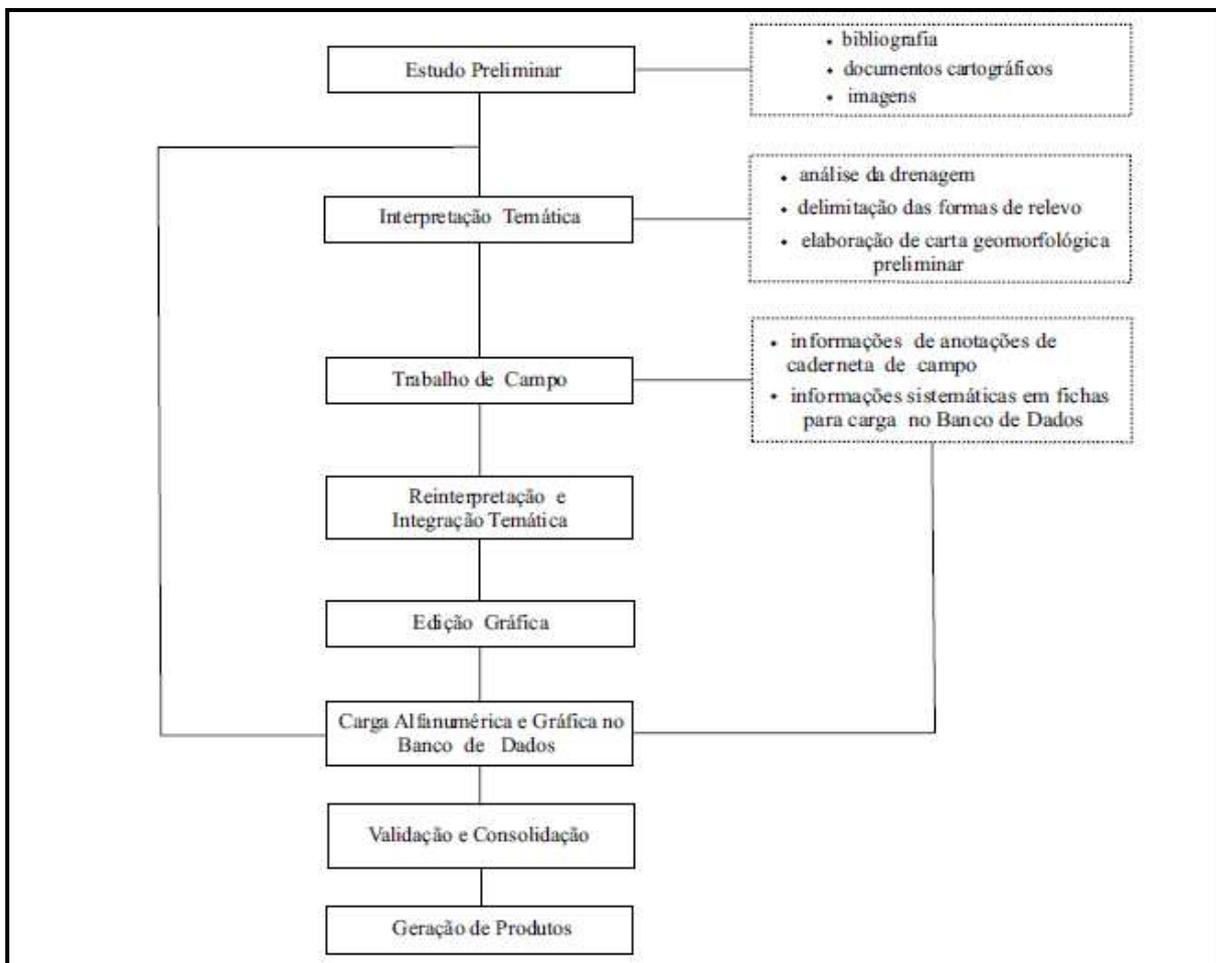


Figura 1: Procedimentos básicos para o mapeamento geomorfológico. Fonte: IBGE (2009).

As formas individuais do relevo foram destacadas a partir de fotointerpretação, no qual foi levado em consideração o significado genético da forma, e secundariamente, o padrão de forma propriamente dito. Considerando essa abordagem, segue abaixo o conceito de cada forma analisada e mapeada.

As **Escarpas Adaptadas de Falha** consistem em escarpas, cuja origem está associada a falhamentos normais, porém, com ausência do espelho de falha, devido à erosão que propiciou o recuo de seu *front*. Na área do presente estudo, estas escarpas estão associadas às falhas regionais que cortam longitudinalmente a bacia hidrográfica.

Segundo Suertegaray et al. (2003), as escarpas adaptadas de falha são abruptos paredões que tem sua gênese no recente deslocamento vertical de blocos falhados. Nessa feição, a inclinação que constitui o bloco ascendente coincide com o espelho de falha. No

entanto, o desnível que marca o movimento dos blocos e as feições provocadas pelo deslocamento, é atenuado pela erosão que tende a aplainá-los.

As **Bordas de Patamares** consistem em rebordo erosivo que limita a superfície tabular, formando degraus, de topo parcial ou totalmente coincidente, com um plano estratigráfico exumado. Segundo IBGE (2009), elas compreendem a um ou mais degraus sucessivos, com superfície mais planas. Na bacia do ribeirão Água das Antas, localizam-se nas margens da escarpa adaptada de falha, estando em algumas áreas bastante dissecadas por drenagens de 1º ordem.

As **Bordas Erosivas** encontram-se principalmente no alto e médio curso do ribeirão Água das Antas, as quais estão associadas às retomadas erosivas do canal por erosão remontante, podendo estar associadas à cabeceiras de drenagem ou por erosão diferencial na borda das escarpas. De acordo com IBGE (2009), as bordas erosivas compreendem a rupturas convexas em diferentes níveis topográficos, associadas às atividades erosivas ao longo das vertentes.

As **Rupturas de Declive** com a forma **côncava e convexa** no mapa geomorfológico estão associadas às escarpas. Para Guerra (1978), ruptura de declive é a falta de continuidade de um aclave numa encosta de vale ou de montanha, produzida por influência estrutural, tectônica, erosiva e etc. As **rupturas convexas** são formas de quebra convexas da vertente, em diferentes níveis topográficos, mas que apresentam um ângulo de abertura maior, sendo mais suaves que a borda erosiva e de patamar. As **rupturas côncavas** ocorrem no limite da escarpa com o patamar, ocorrendo ao longo das vertentes com ruptura de declive acentuada, podendo marcar diferenças na litologia.

Os **Ressaltos Litológicos** correspondem às saliências de pequena dimensão ao longo das vertentes, na bacia elas encontram-se a SE, estando associadas a contatos de litologia diferente, como as das diversas faces da Formação Rio do Rasto. Segundo IBGE (2009), os ressaltos são rupturas de declive que limitam diferentes tipos de modelado ou diferentes níveis altimétricos, cujo traçado pode ser relacionado ao controle estrutural ou litológico.

A **erosão acelerada** ocorre principalmente nas áreas assimétricas da bacia, sendo consideradas anômalas. De acordo com Suguio (1998), trata-se de um processo de formação de sulco no terreno por erosão pluvial. Onde espessos mantos de intemperismo, forte declividade e falta de cobertura vegetal em geral, favorecem o ravinamento. Na bacia do ribeirão Água das Antas, a erosão acelerada encontra-se associada aos processos de erosão remontante, facilmente identificados em fotos aéreas.

Interflúvios, também conhecidos como divisores de água, são terrenos ou área mais

elevadas, situadas entre dois vales. Caracterizam-se por serem toda a região ou área compreendida entre dois talwegues, ou entre dois cursos de maior importância de uma mesma bacia hidrográfica ou mesmo de bacias distintas. Na bacia são identificados quatro tipos de **interflúvio**, os quais se caracterizam em relação à forma, sendo eles: **convexo principal**, **convexo secundário**, **anguloso principal** e **anguloso secundário**.

Vales são expressos pela relação entre as vertentes e os leitos. A forma do vale e os seus traçados estão em função da estrutura, da natureza das rochas, do volume do relevo, do clima e também da fase em que se encontra dentro da relação entre a resistência das rochas e a força de erosão. Na bacia do ribeirão Água das Antas foram identificados três tipos de vales: **Vale em V**, que é esculpido pelo ribeirão, e possivelmente o curso está numa altitude mais elevada do que seu nível de base, ou seja, o canal está numa fase ativa de erosão, nos locais onde o rio alcança ou se aproxima do seu nível de base, o processo predominante é a deposição e não a erosão. O **vale de fundo chato** corresponde à forma do fundo do vale, que é relativamente plana ou chata, isso ocorre devido ao tipo litológico e ao fluxo de energia da drenagem baixo, o qual não altera o fundo do vale. Os **vales suspensos** encontram-se bem acima do vale principal, havendo uma confluência com o desnível, sendo resultado do fato de que ambos possuem níveis de base diferente, esse tipo de vale é indicativo de neotectônica. **Captura de drenagem** no alto curso do ribeirão, tal fenômeno está associado às cabeceiras de drenagem, onde um dos rios pode inverter completamente o sentido do fluxo de outro rio através da erosão remontante (SUGUIO, 1998).

Ombreiras são feições que compreendem pequenos lances abruptos nas encostas dos vales. Onde em climas mais quentes e úmidos, estão associados à erosão diferencial ou mesmo níveis antigos de erosão. Os **topos** são formas localizadas na parte mais elevada de um morro ou de uma elevação e o **colo**, que é uma depressão localizada junto a uma linha de cristas de uma serra, interrompendo a continuidade da linha de cumeada.

5.3. Morfometrias de Drenagem

Para a construção do perfil longitudinal, segundo Etchebehere (2004), no eixo das abscissas lança-se a extensão do rio, com origem posicionada na cabeceira ou na foz do mesmo, e no outro eixo a altimetria do canal. A partir disso o perfil nos mostra a relação entre altitude e extensão do canal.

A utilização da técnica denominada “Relação Declividade-Extensão - RDE”, também conhecida como “Índice de Hack”, para a detecção de deformações crustais a partir de estudos

de parâmetros morfométricos obtidos do perfil longitudinal da drenagem, constitui um indicador sensível às mudanças na declividade de um canal fluvial. Assim, as anomalias de drenagem podem estar associadas à desembocaduras de tributários, à diferentes resistências, à erosão hidráulica do substrato rochoso e/ou à atividade tectônica (HACK, 1973).

A técnica de análise morfométrica dos índices RDEs de drenagem, se afigura como simples, rápida e apropriada para avaliações de cunho regional, permitindo definir setores anômalos em cada drenagem e selecionar, dessa forma, alvos para investigações de campo (ETCHEBEHERE et al. 2004).

Para calcular o índice de gradiente (RDE) por trecho e em sua totalidade foi utilizado o método descrito por Hack (1973), que mensura o índice **RDE trecho**, que pode ser calculado da seguinte forma: **$RDE = (Dh/Dl) \cdot L$**

Onde Dh é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água; Dl é a projeção horizontal da extensão do referido segmento Dh/Dl correspondente ao gradiente da drenagem naquele trecho; e L corresponde ao comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice RDE está sendo calculado. A figura 2 possibilita um entendimento mais claro de como pode ser calculado o índice RDE para um determinado trecho de drenagem.

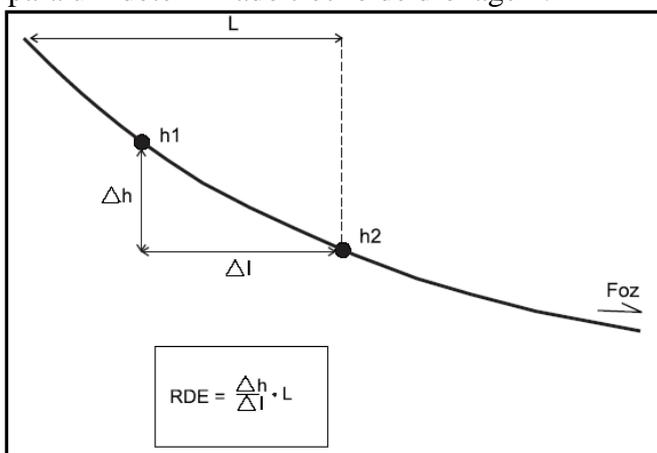


Figura 2: Parâmetros para o cálculo RDE. Os pontos h1 e h2 representam duas isoípsas subsequentes. Fonte: Adaptado de Etchebehere et al. (2004)

O índice **RDE total** pode ser calculado da seguinte forma **$RDE\ total = (DH/Lg\ L)$** .

Onde DH é a diferença altimétrica entre a cota superior e inferior do canal, ou seja, a diferença entre a cota localizada a montante do rio e a cota localizada na sua foz; Lg L é o logaritmo natural da extensão total do curso d'água.

Os setores anômalos são definidos a partir de limiares, onde se considera: índice de gradiente **$RDE = RDE\ trecho / RDE\ total$** .

Os valores compreendidos entre os limiares 2 e 10, correspondem a anomalias de 2ª ordem, já os valores superiores a 10, anomalias de 1ª ordem (SEEBER e GORNITZ (1983) apud FUJITA, 2009).

Outro parâmetro morfométrico utilizado foi o **Fator Assimetria da Bacia**, onde a assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do seu rio principal, perpendicularmente à direção de seu eixo (Figura 3). É um modo de avaliar a existência de inclinações tectônicas em escala de uma bacia de drenagem e pode ser aplicado em áreas relativamente extensas e planas (COX, 1994).

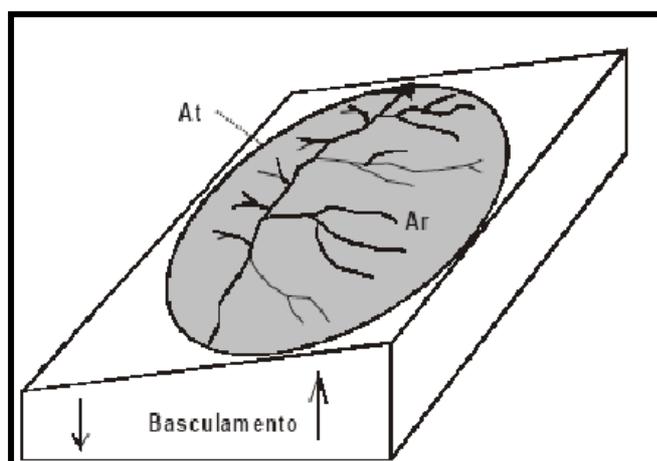


Figura 3: Bloco esquemático do fator assimétrico de bacia. Fonte: Adaptação de Salamuni et al. (2004) .

O Fator Assimétrico da Bacia é definido pela Equação:

$$\text{FAB} = 100 (\text{Ar}/\text{At})$$

A expressão Ar é a medida da área de toda porção direita da bacia olhando para a jusante e At corresponde à medida da área total da bacia de drenagem.

Quando o índice resultante possui valor muito próximo ou igual a 50, a bacia possui condições estáveis. No entanto, uma resultante abaixo ou acima de 50, pode ocorrer devido à mudança de inclinação do terreno resultante de atividade tectônica ou por erosão diferencial de controle estrutural litológico. Valores abaixo de 50 indicam provável basculamento da margem esquerda do canal, enquanto valores acima de 50 indicam provável basculamento da margem direita do canal (COX, 1994).

Foi também utilizado o **Fator de Simetria Topográfica Transversal**, proposto por (HARE e GARDNER, 1985), o qual é baseado no fato de que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao canal.

A figura 4 mostra como são obtidos os valores utilizados na relação:

$$T = D_a / D_d$$

Onde D_a corresponde à distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo e D_d é à distância da linha média da bacia ao divisor da bacia. Quando não há alteração do perfil topográfico, T é próximo de zero, enquanto a assimetria cresce na medida em que os valores de T se aproximam de 1.

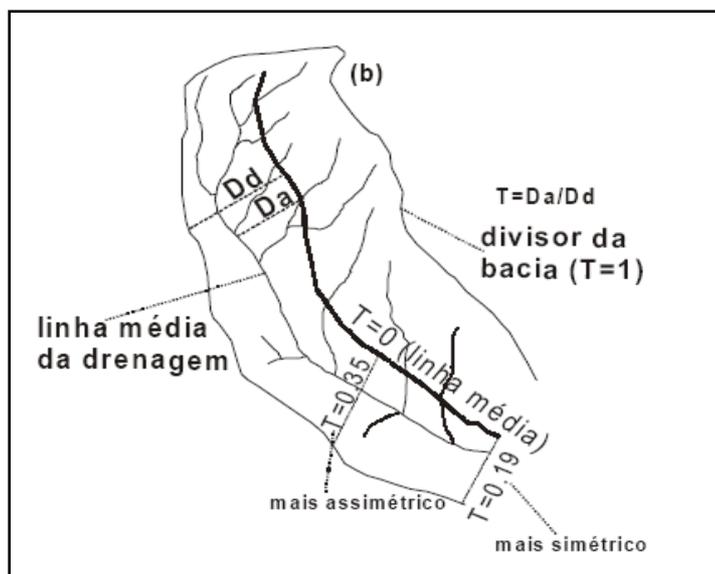


Figura 4: Bloco esquemático do fator de simetria topográfica transversal. Fonte: Adaptação de Salamuni et al. (2004)

Foram verificadas outras características morfométricas da bacia a partir do *software* Global Mapper® v. 11.0, que fornecem dados relativos aos eixos da bacia, comprimento total das drenagens, área e perímetro da bacia. A partir dessas bases, foram obtidos dados de diferentes características físicas, como: área da bacia, perímetro, coeficiente de compacidade, fator de forma, índice de circularidade, declividade, altitude, densidade de drenagem, índice de sinuosidade e ordem dos cursos d'água. Foi utilizado também o *software* ArcGIS® v. 9.3, para a finalização dos mapas de declividade. A metodologia utilizada para a caracterização morfométrica constituiu-se de vários fatores, os quais podem ser encontrados em Antoneli e Thomaz (2007), Christofolletti (1980), Villela e Mattos (1975), Tonello (2005) e Cardoso (2006).

5.4. Levantamento de Campo

Foram realizadas excursões de campo que tiveram por objetivo o reconhecimento da área, onde cada ponto de parada foi demarcado na carta topográfica, sendo caracterizado e registrado por meio de fotografia. Medidas de falhas foram tomadas (direção/mergulho) com a utilização da bússola tipo Brunton. A área foi georeferenciada com auxílio do GPS Garmin e Trex. As análises das informações retiradas em campo consistiram em trabalhos de gabinete com apoio de bibliografia específica.

6. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

6.1. Geomorfologia Estrutural e as Dinâmicas da Rede de Drenagem

Para Peulvast e Vanney (2002), a geomorfologia estrutural (ou morfoestrutural) é o ramo da geomorfologia consagrada à análise das relações estabelecidas entre o relevo da superfície da Terra (e hoje, dos demais planetas) e as estruturas geológicas, tratando das formas de relevo, cuja existência, aspecto ou geometria, dependem diretamente, ou principalmente, das condições geológicas. Tendo por objetivo não apenas a descrição estática dos relevos, mas também o entendimento e explicação do conjunto de inter-relações estabelecidas nas dinâmicas internas, relevos estruturais e dinâmicas externas, colocando assim como instrumento fundamental para a compreensão das paisagens e dos fatos topográficos.

Os conceitos que melhor fazem compreender o modelado da terra, para Ross, (2000, p. 26-27), são os de morfoestrutura e morfoescultura, os quais foram propostos pelos russos Mescherikov e Gerasimov (entre as décadas de 1940 e 1970).

O conceito de morfoestrutura diz respeito à estrutura mórfica e geológica do terreno, geralmente referenciando-se a embasamentos estruturais (cristalinos e/ou sedimentares), ou seja, equivale à feições geomorfológicas, correlacionadas exclusivamente à estrutura geológica, tais como bacias sedimentares, cadeias orogênicas menores e plataformas. De acordo com Saadi (1998), a abordagem morfoestrutural focaliza o controle exercido sobre a morfologia pelo arcabouço litoestrutural, entendido como o conjunto de “elementos geológicos passivos”, tais como natureza litotípica (rochas sedimentares, ígneas, metamórficas), arranjo de camadas (dobradas, monoclinais, horizontais) e rupturas crustais

(falhas, zonas de cisalhamento). Sendo impossível analisar o relevo sem que haja uma inter-relação entre os fatos geomorfológicos e as ações geológicas e climáticas nele atuantes.

As morfoesculturas também estão relacionadas às morfoestruturas, no entanto, elas correspondem às depressões, os planaltos e planícies, estando associadas às influências climáticas atuais e pretéritas. São representadas pelo modelado ou tipologias de formas, geradas sobre diferentes morfoestruturas, através do desgaste erosivo promovido por ambientes climáticos diferenciados, tanto no tempo quanto no espaço, que imprimiram e continuam a imprimir suas marcas no relevo (SAADI, 1998).

Sobre os conceitos de morfoestrutura e morfoescultura, ROSS (2000, p. 308) sintetiza que:

“(...) todo o relevo terrestre pertence a uma determinada estrutura que o sustenta e mostra um aspecto escultural que é decorrente da ação do tipo climático atual e pretérito que atuou e atua nessa estrutura. Deste modo, a morfoestrutura e a morfoescultura definem situações estáticas, produtos da ação dinâmica do endógeno e do exógeno”.

Assim, a partir desses conceitos, objetiva-se mostrar as relações existentes entre as morfoestruturas da Bacia Sedimentar do Paraná, e a morfoesculturas das Bordas Planálticas. Verificando as influências da rede de drenagem sobre a formação do relevo, pois de acordo com Thomas e Allison, (1993) a rede de drenagem é o elemento de maior sensibilidade às transmissões das mudanças desencadeadoras de alterações ambientais, sendo o primeiro elemento da paisagem a dar resposta às alterações da base, considerando-se uma ferramenta de análise geomorfológica.

Para Etchebehere (2000); Howard (1967); Schumm et al. (2000), são por meio de análises da rede de drenagem, dos padrões estabelecidos pelos canais, capturas de drenagens, formas das nascentes, assimetria das bacias e assimetria de depósitos fluviais, entre muitos outros métodos que avaliam o conjunto das drenagens como elemento principal a responder as alterações crustais. Dessa maneira, o entendimento do comportamento da rede de drenagem é essencial para pesquisas que envolvam análise fisiográfica da paisagem, como análises morfotectônicas, que constituem numa significativa ferramenta devido às suas respostas imediatas às reativações tectônicas, quer em domínios de bordas de placas, como em zonas intraplacas.

Muitos trabalhos, utilizando a rede drenagem como base, trouxeram contribuições relevantes para uma abordagem analítica e para o entendimento da evolução da paisagem,

destacando-se os trabalhos pioneiros de Horton (1945); Strahler (1952); Howard (1967); Hack (1973); Rust (1978); Cox (1994); Bishop (1982) Wolman e Leopold (1957).

Segundo Howard (1967), a rede de drenagem modifica seu curso, se adapta às formas e apresenta padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo, e cada padrão de drenagem, apresenta um significado litoestrutural, morfoestrutural e morfotectônico.

Para analisar as formas de drenagem devem ser observados padrões como tropia, sinuosidade, angularidade e assimetria, os quais foram expostos por Lueder (1959). Horton (1945), no entanto, introduziu a densidade de drenagem como mais um elemento das formas de drenagem, as quais foram sintetizadas por Soares e Fiori (1976) (Figura 5).

As propriedades relacionadas com grau de integração, continuidade e densidade, refletem basicamente à permeabilidade e nível de dissolução do substrato rochoso. A densidade de drenagem consiste na relação entre o valor do comprimento total da rede de canais da bacia relativo à sua área. O grau de controle e a tropia são propriedades que fornecem informações referentes à orientação estrutural que controla a drenagem. A sinuosidade é produto da relação entre comprimento do canal e distância em linha reta entre dois pontos, sendo regida pela geologia, quando o canal encontra-se em fase erosiva pela dinâmica fluvial ele evolui para a fase deposicional. A angularidade refere-se ao ângulo entre o canal principal e os afluentes na área de confluência, sendo uma variável fundamental na verificação de controle estrutural de drenagem. A assimetria é indicada, principalmente, pelo comprimento dos canais da área à direita e à esquerda da bacia hidrográfica, em relação à área total da bacia. Esta propriedade é decorrente da movimentação de blocos ou forma e posição do substrato rochoso (SOARES e FIORI, 1976).

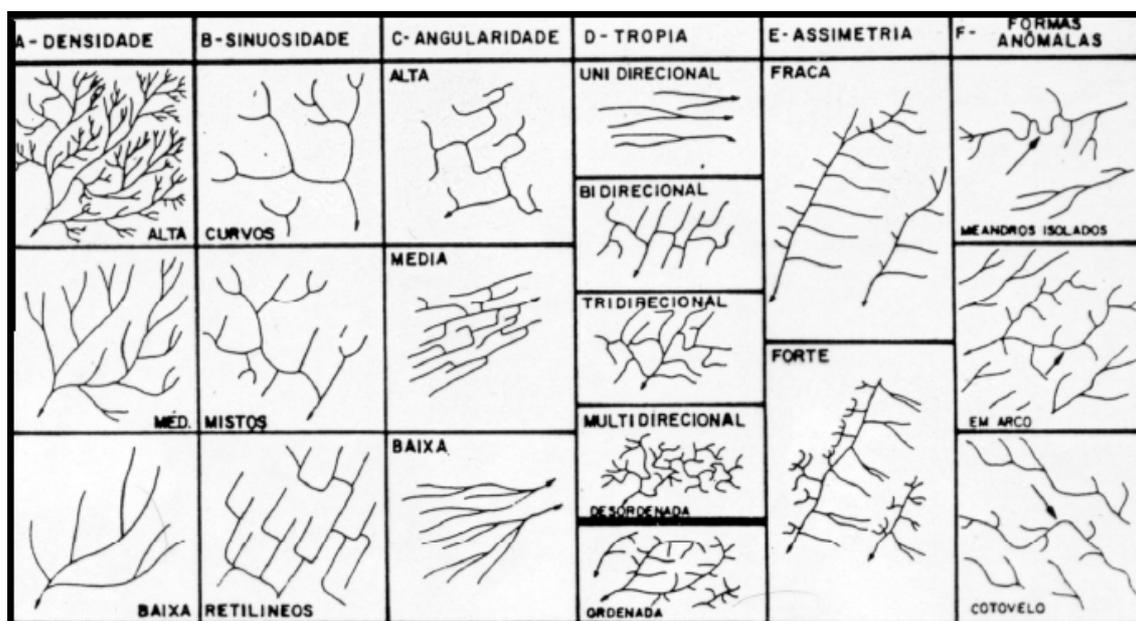


Figura 5: Propriedades da rede de drenagem, compilado de Soares e Fiori (1976).

Para Christofolletti (1980), os tipos de canais correspondem ao modo de padronizar o arranjo espacial que o leito apresenta ao longo do rio, podendo ser classificado a partir de parâmetros relativos ao tamanho dos grãos transportados ou a sua morfologia. A morfologia dos canais fluviais, segundo Wolman e Leopoldo (1957) e Rust (1978), obedece à seguinte subdivisão: entrelaçados, meandrantos, anastomosados e retos. Alguns autores ainda consideram: deltaico, ramificado, reticulado e irregular.

A hierarquia fluvial consiste em estabelecer um ordenamento na disposição dos canais para efeitos comparativos entre sub-bacias inseridas nos modelados. É um importante parâmetro morfométrico, essencial para a caracterização da rede de drenagem na descrição das unidades geomorfológicas. O sistema de Horton (1945), modificado por Strahler (1957), é atualmente o mais utilizado e assume os canais sem tributários como os de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência; os de segunda ordem, surgem da confluência de dois canais de primeira ordem e só recebem afluentes de primeira ordem; os canais de terceira ordem, surgem da confluência de dois canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e de primeira ordem, e assim sucessivamente.

Os padrões de drenagem básicos (Figura 6) são o dendrítico, retangular, treliça, paralelo, radial centrífugo, radial centrípeto e anelar. Diversas classificações e modelos são apresentados na literatura em relação aos padrões de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980; HORTON, 1945; HOWARD, 1967; STRAHLER, 1952; SUERTEGARAY et al. 2003). Este traçado permite inferir sobre o condicionamento topográfico, litológico e estrutural da área onde se assentam os canais (ANDRADES FILHO, 2010).

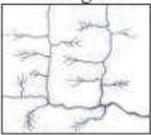
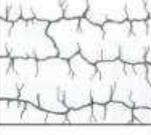
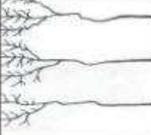
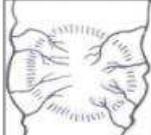
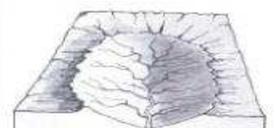
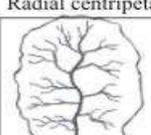
Morfologia do terreno	Padrão Geométrico	Características principais
	 Dendrítico	<ul style="list-style-type: none"> - Ramos irregulares com origem em diversas direções; - Variados ângulos de junção entre o canal principal e tributários; - Desenvolve-se sobre rochas de resistência uniforme ou de estratificação horizontal, portanto o canal conseqüente é ausente; - Ausência de controle estrutural. O declive é o fator controlador; - Pode ser associado a rochas que sofreram intenso metamorfismo.
	 Retangular	<ul style="list-style-type: none"> - Apresenta curvas e áreas de confluência em ângulos quase retos; - Forte adaptação às condições estruturais e tectônicas; - As linhas de drenagem seguem linhas de fraqueza (falhas/fraturas); - Juntas e falhas das rochas em ângulo reto; - Apresenta áreas dobradas em rochas metamórficas ou sedimentares.
	 Treliça	<ul style="list-style-type: none"> - Tributário secundário paralelo ao canal principal ou outro canal para qual o tributário primário conflui. Tributário secundário alongado e em ângulo reto em relação ao primário; - Intermediário em relação ao padrão dendrítico e o retangular; - Canais subseqüentes são ligados por resseqüentes ou obseqüentes; - Ligado a 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 a área de fraturas paralelas.
	 Paralela	<ul style="list-style-type: none"> - Drenagem ramificada com espaçamento regular entre os canais e paralelismo entre estes, devido ao controle estrutural; - 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.
	 Radial centrífuga	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centrífuga: os canais irradiam de um ponto central; - Associada a domos, montanhas (cones vulcânicos, maciços residuais e morros isolados);
	 Radial centripeta	<ul style="list-style-type: none"> - Radial centripeta: os canais convergem para um ponto em comum; - Associada a crateras vulcânicas e depressões topográficas; - Os dois tipos de padrão radial se desenvolvem em diferentes embasamentos e estruturas.
	 Anelar	<ul style="list-style-type: none"> - A forma apresenta-se semelhante a um anel; - Subseqüente em origem, associado a relevos concêntricos, a domos dissecados ou estruturas em bacias; - 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.

Figura 6: Padrões de drenagem básicos. Fonte: Adaptado de Shumm (1971), Howard (1967) e Suertegaray et al. (2003) elaborado por Andrades Filho (2010).

Desvios bruscos nos cursos fluviais, feições de alinhamento de meandros, terraços fluviais assimétricos, entre outras feições que indicam algum controle tectônico, são normalmente referidos na literatura geomorfológica como feições de anomalias locais da drenagem (GONTIJO, 1999). Segundo Howard (1967), as anomalias de drenagem podem ser compreendidas como uma discordância local da drenagem regional ou dos padrões de canais, sugerindo desvios topográficos ou estruturais.

As anomalias de drenagem são importantes indicadores para a análise estrutural, fornecendo subsídios à identificação de fatores de origem tectônica, e podem indicar zonas de soerguimento, subsidência, basculamento ou simplesmente de rochas mais resistentes a erosão (SUMMERFIELD, 1991; GONTIJO, 1999; BEZERRA, 2003).

Um canal fluvial tende a seguir o caminho mais fácil e que acompanhe a declividade regional, sendo assim, a identificação da ocorrência de um trecho do canal com fluxo que discorde da declividade, sugere a imposição de um desvio que pode estar associado a uma litologia distinta ou a estruturas que podem, por sua vez, correlacionar-se a eventos neotectônicos (BISHOP, 1982). Podem-se identificar ao longo de uma rede de drenagem as seguintes feições anômalas (Figura 7).

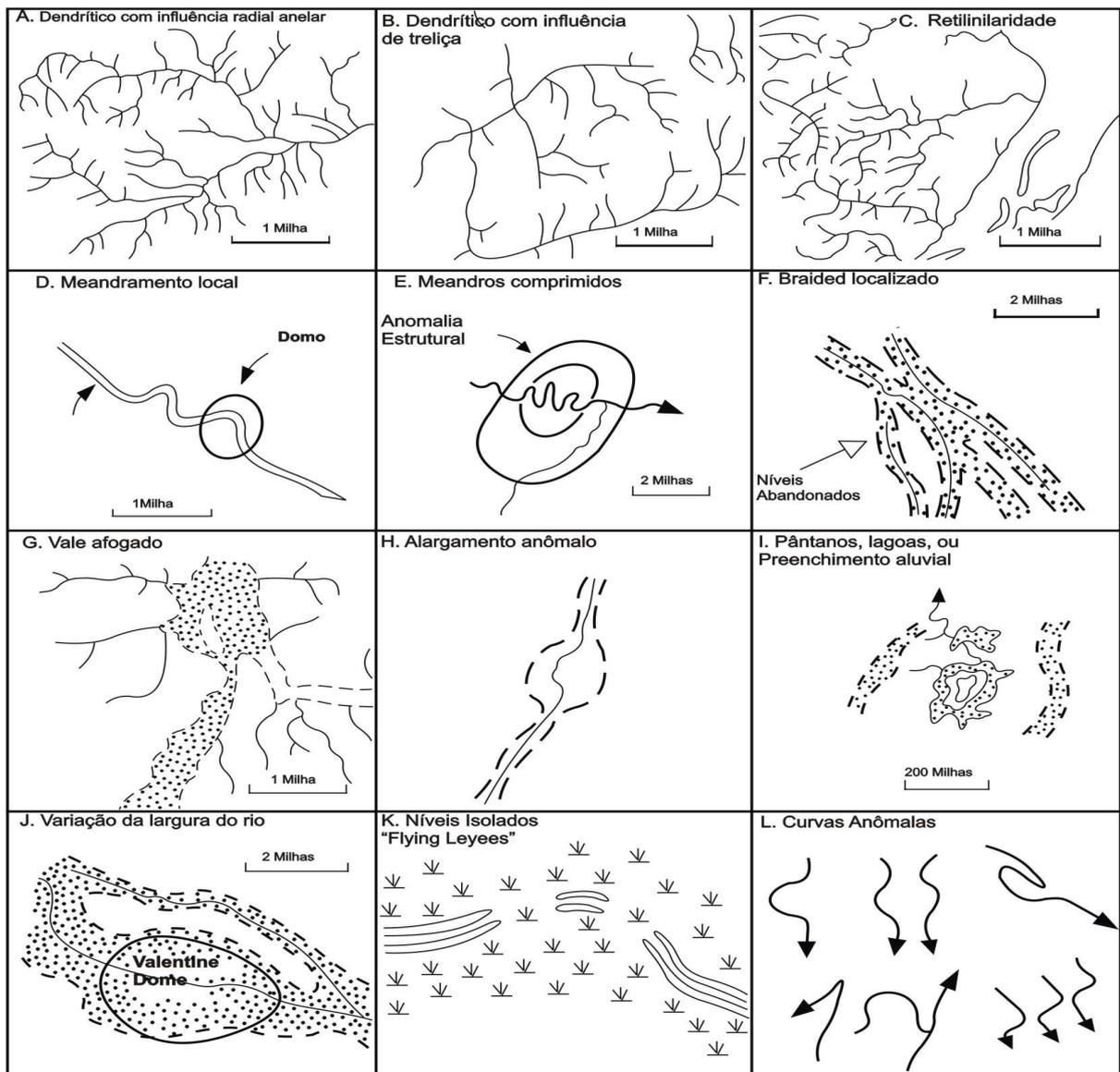


Figura 7: Anomalias de drenagem. Fonte: Adaptado de Howard, (1967).

- **Dendrítico com influência radial anelar:** O padrão de drenagem dendrítico se forma na presença de rochas que oferecem resistência uniforme na horizontal, no entanto, quando tendem a caracterizar outros padrões de drenagem, como o radial anelar, pode estar ocorrendo uma anomalia, pois significa uma mudança no comportamento do canal, o terreno pode ter sofrido um soerguimento ou um abatimento local, se o padrão radial anelar for de caráter centrípeto pode caracterizar rios que convergem para um ponto central mais baixo como crateras vulcânicas ou depressões periféricas, agora se ele for centrífugo os rios divergem de um ponto mais elevado irradiando por várias direções como no caso de áreas de domos, cones vulcânicos e morros isolados, (Figura 7 – A).

- **Dendrítico com influência treliça:** Da mesma forma que na figura 7 A, quando o padrão dendrítico sofre influências de outros padrões, pode estar ocorrendo alguma anomalia, no caso da tendência ao treliçamento do canal, entende-se que há uma desigual resistência das camadas a erosão as quais afloram em camadas estreitas e paralelas, sendo característico em terrenos de vales e cristas alterados, onde geralmente as rochas estão dobradas, caracterizando relevos apalachianos ou de cuevas (Figura 7- B).

- **Retiliniaridade:** São comuns em canais retilíneos e extensos, inseridos num padrão de drenagem não retangular e nem treliça. Estão geralmente associadas à fraturas, falhas, veios, diques e juntas (Figura 7 – C).

- **Meandros localizados:** Ocorrem de forma abrupta em padrões de drenagem ou em canais essencialmente retos, sendo possível encontrar domos nas mudanças de gradiente do canal. No entanto, se houver meandramento local ou abrupto, ele poderá estar indicando mudanças na dinâmica do fluxo, dado pela perda de volume, devido ao acréscimo local do fluxo inferior e ao aumento da carga de sedimentos que os torna maior que a competência de fluxo (Figura 7 – D).

- **Meandros Compridos:** Encontram-se geralmente em padrões de drenagem sinuosos ou na presença de meandros com súbita diminuição da sinuosidade, sendo possível a presença de alto topográfico em alto estrutural. Nos canais meandrantés, se forem identificados meandros cumpridos, eles podem indicar anomalias estruturais com movimentos neotectônicos ascensionais indicados pela formação de um novo padrão de meandro. Se o movimento for rápido, cessa a erosão lateral e a incisão vertical fixa os meandros, se o movimento for lento, o canal retifica o talvegue diminuindo a sinuosidade (Figura 7 – E).

- **Trançados localizados (Braided):** Verificam-se níveis de drenagem abandonados devido a movimentos neotectônicos ascensionais, os quais aumentam suas cargas de

sedimentos nos seus tributários, diminuindo seus gradientes. Outros possíveis indícios de movimentos neotectônicos nesta anomalia são os graus de sinuosidade, os quais diminuídos, podem representar a ocorrência de movimentos ascensionais e quando o grau de sinuosidade aumenta, podem estar ocorrendo movimentos de subsidência (Figura 7 – F).

- **Vale Afogado:** Baía ou estuário formado por submersão de um vale litorâneo por subsidência do continente ou subida de nível do mar. A sedimentação no interior do vale pode progredir rapidamente por efeito combinado de baixa energia e aporte abundante de sedimentos terrígenos por um rio. Os casos mais conhecidos de vales afogados são as rias e os fiordes (Figura 7 – G).

- **Alargamento Anômalo:** Geralmente estão associadas a ocorrências de movimentos ascensionais, neotectônicos ou aumento da capacidade erosiva devido à diminuição da carga do rio. (Figura 7 – H)

- **Depósitos aluviais, pântanos e lagos isolados:** Indicam a subsidência ou levantamento do canal (Figura 7 – I).

- **Variação na largura do rio:** Estreitamento de canal ou vale ocorre quando há ocorrência de um alto estrutural ou mudanças litológicas significativas. Nos canais entrelaçados e ramificados, podem-se considerar anômalas mudanças na largura do rio, as quais podem estar associadas à ocorrências de movimentos ascensionais, neotectônicos ou aumento da capacidade erosiva devido à diminuição da carga do rio. (Figura 7 – J).

- **Níveis Isolados (flying leyees):** subsidência ou soerguimento do canal (Figura 7 – K).

- **Curvas anômalas:** Normalmente indicam inversão de relevo ou controle estrutural. Curvas e voltas também podem ser consideradas anômalas quando estão transversais ao canal, provocando do seu desvio curvas ao redor da feição ou por bloqueio nos tributários que são refletidos para uma drenagem vizinha, formando confluências farpadas ou abandono de canais (Figura 7 – L).

Para Lima (2002), as seguintes feições citadas a seguir podem caracterizar novas anomalias de drenagem, acrescentando-se as anteriores.

- **Assimetria de comprimento de drenagens:** Marcam ângulos distintos de vertentes ou ângulos de pendentes diferentes. Isto pode ser perfeitamente analisado pelo traçado dos divisores de água. Sempre que uma drenagem ou seus padrões forem muito extensos em relação ao padrão contíguo, merecem um cuidado especial.

- **Diques marginais (Levéés):** Localizados ou largos são indicativos de subsidência, levantamento ou de uma estrutura geológica encoberta.

- **Aparecimento brusco de canal do tipo entrelaçado:** tem como características pouca capacidade em transportar carga do fundo do canal, mesmo na presença de altos topográficos.
- **Grande incidência de terraços:** A origem desses terraços pode estar ligada a várias causas: evolução geomorfológica, mudanças climáticas ou processos tectônicos que se refletem em mudança de poder erosivo da corrente fluvial por aumento de competência do gradiente topográfico ou de mudança de nível base, levando a erosão da própria planície que deixa como testemunhos esses terraços. Assim, a incidência de terraços fluviais pode estar relacionada a soerguimentos epirogenéticos, falhamentos que soerguem ou abatem a jusante; capturas fluviais na bacia.

As **capturas de drenagem** (figura 8) também podem ser consideradas anômalas. Ocorrem quando um canal erode mais agressivamente que o outro adjacente, capturando sua descarga por interceptação (CHRISTOFOLETTI, 1980; SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995). Segundo IBGE (2009), elas normalmente ocorrem em drenagens sujeitas a algum tipo de controle estrutural, quando um curso de água erode mais rapidamente do que outro adjacente e captura a sua descarga pela interseção do canal. Isto provavelmente se deve ao gradiente e a descarga mais elevada do captor, ou ao fato de estar cortando terrenos que possuem litologias menos resistentes, ou à combinação destes fatores. Em escala regional, a precipitação diferenciada em dois setores de uma cadeia de montanhas, pode auxiliar a erosão dos rios na parte mais úmida, favorecendo a captura de rios formados no lado mais seco. O ponto em que a captura ocorre é frequentemente indicado por uma brusca mudança de direção do canal, geralmente da ordem de 90°, conhecido como cotovelo.

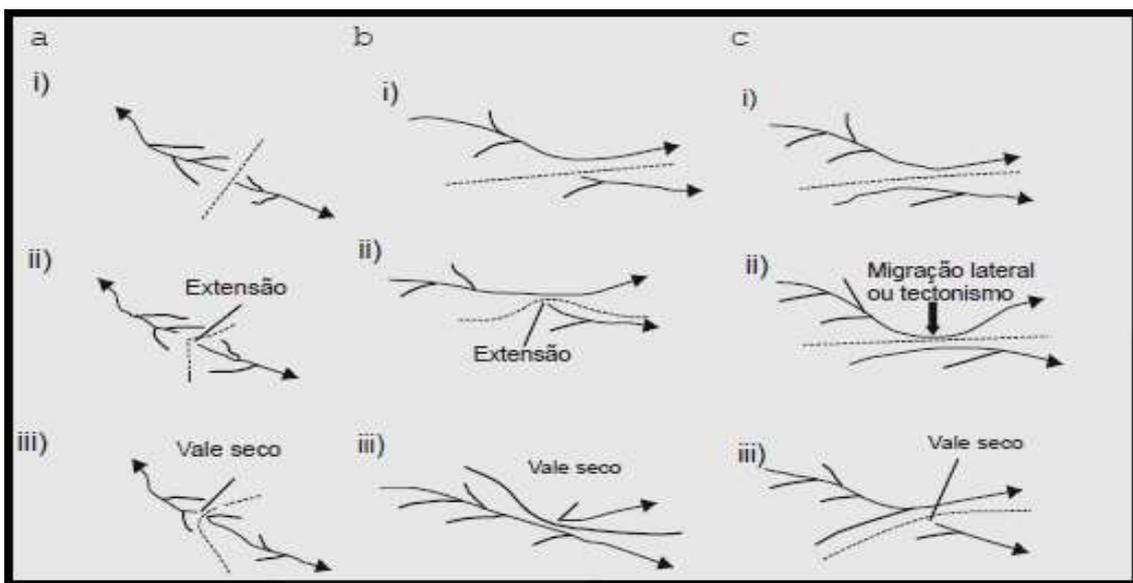


Figura 8: Formas de rearranjo de drenagem através de captura vistas em planta. A linha tracejada é o divisor da drenagem, em todas as situações espera-se rejuvenescimento da cabeceira do rio capturado no ponto de captura ou a montante deste. Modificado de Bishop (1995).

6.2. Evolução Paleoclimática e Tectônica das Paisagens Tropicais e Subtropicais

Durante o decorrer do século XX, as duas escolas principais do pensamento geomorfológico, procuraram explicar a morfologia da paisagem e sua evolução. Uma delas, baseou-se principalmente na atividade tectônica, a outra, se fundamentou no papel desempenhado pelas condições climáticas (BIGARELLA, 2007).

Dentro da diversidade conceitual em que se encontra o termo paisagem, Georges Bertrand (1971, p. 2), define:

“a paisagem não é a simples adição de elementos geográficos disparatados. É uma determinada porção do espaço, resultado da combinação dinâmica, portanto instável, de elementos físicos, biológicos e antrópicos que, reagindo dialeticamente uns sobre os outros, fazem da paisagem um conjunto único e indissociável, em perpétua evolução”.

As grandes mudanças paleoambientais ocorridas na paisagem, inclusive as de natureza paleoclimática, deixaram inúmeras evidências. A importância de se conhecer a dinâmica do planeta no passado não é nenhum capricho científico, pois é através dele que se pode entender a evolução da natureza.

De acordo com Suguio (2008), o conhecimento sobre paleoclimas na Terra estende-se desde antes do Arqueano (4 bilhões de anos atrás), sendo reconhecidos registros de pelo menos duas glaciações intensivas e extensivas em várias partes da terra nesse período. Em continuidade na Era Paleozóica (570 milhões a 225 milhões de anos passados), cerca de 80% a 90% das regiões polares da terra, não se apresentaram recobertas por geleiras, mas no período Permiano-Carbonífero, ocorreram glaciações mais intensas. Durante a Era Mesozóica, que prolongou-se por cerca de 160 milhões de anos (225 milhões a 65 milhões de anos), a temperatura média da terra atingiu 30 a 33 centígrados, muitas áreas continentais da época estavam desertificadas. Já na Era Cenozóica (65 milhões de anos), a terra exibia clima quente como na era Mesozóica, nos primeiros tempos. Porém, no fim do Período Terciário, o paleoclima modificou-se repentinamente e, em consequência, iniciaram-se as glaciações quaternárias, e as paleotemperaturas da época apresentaram mudanças temporais, especialmente variáveis. O Quaternário, desde cerca de 1,8 Ma até os dias de hoje, segundo pesquisas realizadas na Europa, foi um período marcado por cinco estágios glaciais: Danúbio, Guns, Mindel, Riss e Wurn. Durante os estágios glaciais, as áreas continentais

estavam cobertas por geleiras, que eram bem maiores que as atuais, e as temperaturas médias de áreas tropicais eram de 5° a 10° centígrados mais baixas que as dos dias de hoje. Os últimos 10 mil anos até hoje, são correlacionáveis à fase pós-glacial Wurn, as transgressões marinhas ocorreram em âmbito mundial e no Brasil, verificou-se que do Rio Grande do Sul ao Rio Grande do Norte, que os níveis marinhos estiveram de 3 a 5 metros acima do atual há 5 mil anos. Entre as mudanças climáticas mais recentes, têm-se a pequena idade do gelo, quando a temperatura média era 2° centígrados inferior a atual, no entanto, o limite de resfriamento foi diferenciado de local para local e estendeu-se de 1540 até 1890 (SUGUIO, 2001).

Como se pode observar nesse breve resumo sobre as mudanças climáticas em escala cronológicas de tempo da formação da Terra, as alterações climáticas foram bruscas, causando mudanças por toda a Terra.

A partir da década de 1950, o campo da geomorfologia brasileira passou por uma grande ruptura em seus estudos genéticos com o surgimento da Teoria da Pediplanação de Walter Penck (VITTE, 2008). Esta teoria representa um marco epistemológico, pois nela há a aceitação do papel dos paleoclimas na evolução do relevo e mais do que isso, uma sucessão de diferentes tipos de clima.

No Brasil, os trabalhos de J. J. Bigarella e A. N. Ab'Sáber, na década de 1960, realizaram novas interpretações e novas correlações. Estas pesquisas sobre o Quaternário resultaram em progressos no conhecimento sobre a gênese das paisagens tropicais e subtropicais brasileiras (VITTE, 2008). Colabora para esta evolução a Teoria da Biorresistásica de Henri Erhardt. De acordo com ele, fases harmônicas de equilíbrio entre a morfogênese, pedogênese e desenvolvimento biológico, alternaram-se com fases de retração da biomassa, retrabalhando o relevo com a quebra do equilíbrio geoecológico, culminado em fases de erosão. Para estes processos, Erhardt (1966), usa a nomenclatura biostasia como o período de harmonia ambiental, e resistasia para a época de desintegração ecológica.

Nas paisagens brasileiras, ainda estão impressas em suas feições elementos fósseis de relevo, que indicam processos paleoclimáticos, resultando hoje numa característica marcante da paisagem. que é a compartimentação topográfica.

Estes paleoclimas, em geral áridos e semi-áridos, foram responsáveis pelo arrasamento do relevo, criando extensos pediplanos aos moldes do que sugere Bigarella (2007), formados pela coalescência de pedimentos correlativos a esta erosão e que deram origem as superfícies aplanainadas.

Entretanto, como bem teorizou Erhardt (1966), os climas secos e úmidos se alteraram.

Em fases de harmonia biostática de ambientes úmidos, o intemperismo químico é responsável pela alteração das rochas e pela pedogênese generalizada, dando origem a um espesso material regolítico e intensa mamelonização das vertentes. Nestes períodos, rios perenes incidem seu talvegue, dissecando a topografia, destruindo as antigas superfícies geradas em ambientes resistásicos.

Com uma mudança climática e instauração de uma nova fase resistásica, os níveis de base regionais passam a limitar a linha de erosão mecânica, que passa a destruir as formas de relevo amorreados, removendo o regolito e causando recuo paralelo das vertentes. Cria-se assim, depressões interplanálticas e novamente outras superfícies, hoje presentes nas meias vertentes. As sucessões de fases secas e úmidas foram, portanto, responsáveis pela compartimentação de todo o planalto brasileiro, dando origem a sistemas depressionais na periferia de bacias sedimentares, expondo velhos escudos e compartimentando regionalmente os planaltos com a sucessão de superfícies fósseis mais antigas preservadas.

De uma maneira generalizada, as sucessivas mudanças paleoclimáticas, de ambientes resistásicos a biostáticos deram origem a crostas ferruginosas com laterização de solos espessos formados em ambientes quentes e úmidos sobre a topografia monótona dos antigos pediplanos. Muitas destas crostas ferruginosas, que recebem o nome genérico de “lateritas”, sustentam as velhas superfícies e influenciaram no selecionamento genético das floras que sobre estes terrenos se adaptaram (BIGARELLA, 2007).

A constituição de extensos pediplanos rebaixados em ambientes quentes e semi-áridos selecionou as espécies xeromórficas da flora nordestina, que veio mais tarde a se constituir um domínio de paisagem. Os domínios paisagísticos, por suas características físicas e biológicas, não apresentam um limite definido. Assim, entre uma e outra área nuclear, que é a região onde ocorrem as feições mais típicas da paisagem, existem áreas de transição, onde há elementos de um, dois ou mais domínios, que são adjacentes (AB’ SÁBER, 2003).

Ao mesmo tempo em que o paleoclima atua sobre o relevo como elemento modelador, existem outros elementos de grande importância deformacional, os fenômenos epirogenéticos, que soerguem o terreno e esculpem novas bacias.

Na presente pesquisa, serão também abordadas as atividades tectônicas, verificando-se suas influências mais recentes sobre o relevo, podendo ser denominadas de neotectônica.

O termo neotectônica foi proposto primeiramente pelo russo Obruchev em 1948, designando movimentos da crosta terrestre ocorridos no Terciário tardio ao Quaternário, que teriam desempenhado um papel essencial da configuração topográfica contemporânea. Segundo Saadi (1993), a partir daquele momento, o estudo dos efeitos da neotectônica na

arquitetura das estruturas geológicas e na elaboração das feições geomorfológicas, adquiriu o caráter de enfoque específico nas áreas das geociências.

No entanto, o conceito de neotectônica sofreu várias mudanças desde o seu surgimento e as discussões quanto à sua localização no tempo e espaço prosseguem até os dias atuais. A Comissão Internacional do Quaternário (INQUA), buscando uma síntese, definiu a Neotectônica, utilizando um conceito de Morner (1978) apud Morner(1987), da seguinte forma: "Quaisquer movimentos ou deformações da crosta ao nível geodésico de referência, sua caracterização por meio de seus mecanismos, sua origem geológica, suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. Os movimentos neotectônicos englobam o acervo de deformações rúptil ou dúctil de um período Neotectônico".

Com base na definição do INQUA, de acordo com Saadi (1993), estabeleceu-se o consenso de que os movimentos neotectônicos não seriam mais atrelados à concepção puramente verticalista, e de uma maneira superficialista, que prevalecia em meios tanto geomorfológicos quanto geológicos. Passou-se então a considerar oficialmente todo o acervo de deformações de caráter rúptil ou dúctil, que venham a ocorrer no período dito neotectônico. O autor ainda ressalta que a participação da geomorfologia na caracterização dos efeitos regionais da tectônica recente, se deve também a Martonne (1940) e King (1956), com base nos estudos das superfícies de erosão do Brasil Oriental e, mais especificamente, no Brasil Sudeste.

Para Hasui (1990), no Brasil a Neotectônica deve abranger o intervalo de tempo geológico a partir da intensificação dos processos de deriva continental (após meados do Terciário) até hoje, com manifestações geológicas restrita ao ambiente intraplaca. Os primeiros trabalhos sobre neotectônica no Brasil surgiram na década de 50, tendo como pioneiros (STEMBERG, 1950; GUIMARÃES, 1951; FREITAS, 1951), mas foi na década de 70 que esta linha de pesquisa cresceu, devido à necessidade de se entender as dinâmicas da crosta e da superfície para a construção de usinas hidrelétricas e usinas termonucleares.

Na porção brasileira da Plataforma Sulamericana, o comportamento neotectônico pode ser esquematizado com base no arranjo das placas litósfericas, no caráter das tensões originadas pelos tipos de contatos que as interligam e das consequentes tensões intra-placas (MENDIGUREN e RICHTER, 1978 apud SAADI, 1993). O controle mais importante relaciona-se com a inserção da plataforma entre a margem continental atlântica ativa e passiva, onde os efeitos resultantes da subducção são suficientemente expressivos pelas manifestações tectônicas e orográficas ligadas à Orogênese Andina. As tensões atuantes ao

longo da Cordilheira Andina são comandadas, e isso desde o Plioceno, por um vetor compressivo horizontal de direção E-W (FRUTOS, 1981 apud SAADI, 1993).

Para Saadi (1993), no caso da margem atlântica, o problema é bem mais complexo, pois o comportamento das margens continentais passivas é pouco conhecido. No caso específico da Margem Atlântica Brasileira, deve-se considerar as inevitáveis diferenças entre as porções meridionais e setentrionais, diferenças essas ligadas ao afastamento desigual com a Dorsal Meso-Atlântica. O caráter das tensões que ocorrem no interior das placas litosféricas é definido pelo contexto geotectônico global em que se insere a plana considerada.

De acordo com Saadi (1993), o quadro geral das manifestações neotectônicas em território brasileiro pode ser resumido nos seguintes itens:

- Plataforma Brasileira foi afetada por deformações tectônicas cenozóicas em toda sua extensão;
- Estas deformações aproveitaram, em geral, linhas de fraqueza herdadas das deformações pretéritas, embora possam ter sido originadas novas estruturas;
- O resultado final é expresso por compartimentação em unidades neotectônicas delimitadas por descontinuidades crustais definidas, que resultam na reativação, em geral sob regimes transcorrentes, de lineamentos pré-cambrianos mais expressivos;
- Os prolongamentos continentais dos lineamentos oceânicos têm participação importante nas manifestações neotectônicas;
- Existe em geral, uma relação facilmente reconhecível entre a estruturação neotectônica e a dinâmica crustal, representada pela sismicidade atual;
- Geralmente, verifica-se a predominância de esforços compressivos de direção NW-SE com variações para E-W e N-S.

A caracterização da tectônica do Cenozóico, bem como a definição do termo Neotectônica, são assuntos controvertidos, então, por mais que exista um conceito estabelecido, sempre haverá discordâncias sobre ele devido à heterogeneidade das regiões do planeta. Para uma apreciação correta do termo neotectônica, é necessário abordar a evolução conceitual nos últimos anos, além de seus limites temporais, ou período de ocorrência.

7. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia do ribeirão Água das Antas está localizada no centro-norte do estado do Paraná, nas bordas planálticas do Terceiro para o Segundo Planalto Paranaense.

A bacia tem seu maior domínio no distrito de Ribeirão Bonito, pertencente ao município de Grandes Rios. Sua área abrange as cartas topográficas de Faxinal (Folha SG-22-V-III-1 – escala 1:50.000) e Rio Branco do Ivaí (Folha SG.22-V-B-III/3 – escala 1:50.000). Situa-se entre as coordenadas 51° 24' e 51° 22' de longitude Oeste e 24° 9' e 24° 13' de latitude Sul (Figura 9).

As mencionadas bordas planálticas acima denominadas, correspondem à um segmento da Serra Geral, a qual se estende do estado do Rio Grande do Sul ao estado de São Paulo, sendo uma importante feição orográfica regional. Na área em estudo, ela recebe denominações regionais, como Serra do Cadeado, Serra da Boa Esperança e/ou Serra da Caneleira, constituindo, de acordo com Maack (1968), o limite entre o Terceiro e o Segundo Planalto.

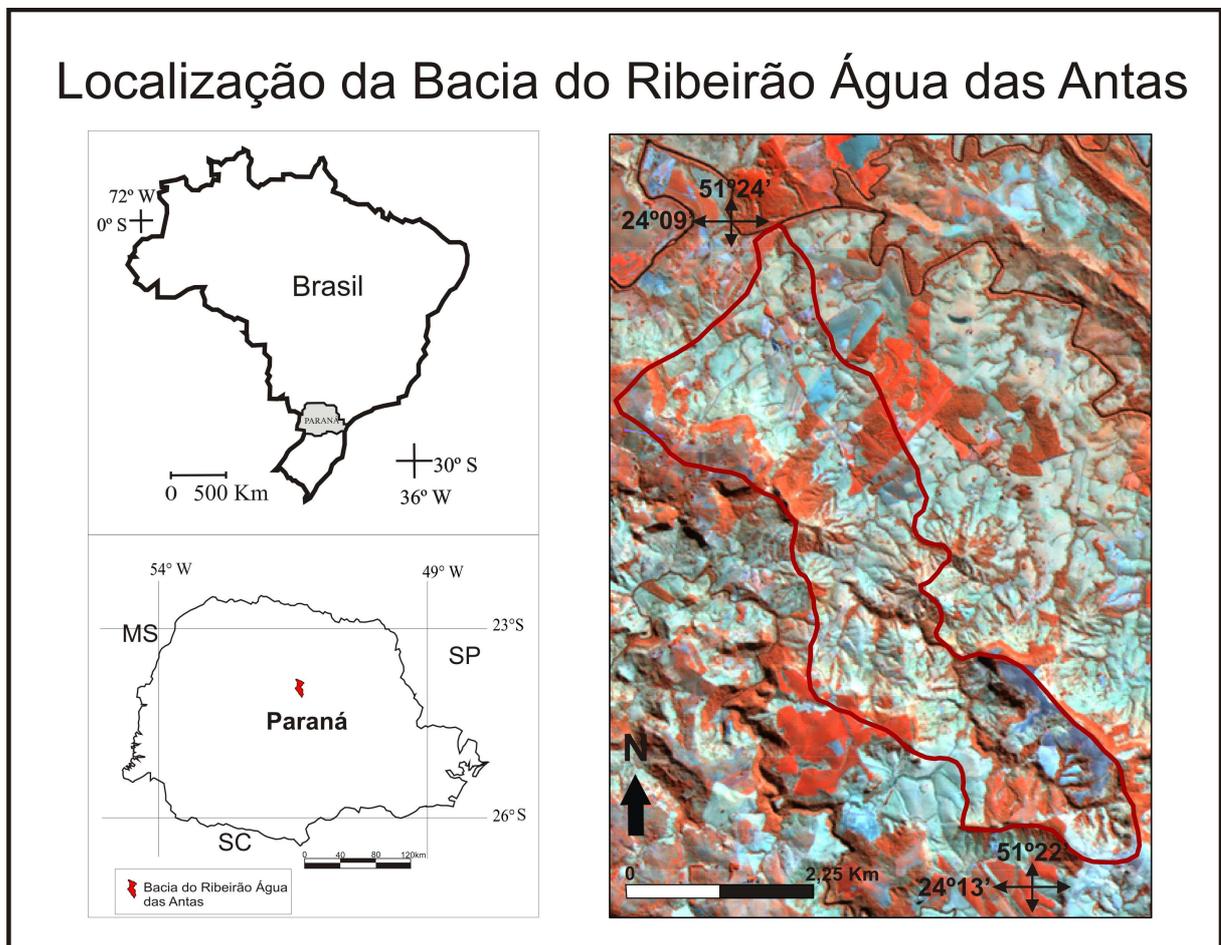


Figura 9. Localização da Bacia do Ribeirão Água das Antas.

O ribeirão Água das Antas é afluente do rio Alonzo, o qual, por sua vez, é tributário do rio Ivaí, que pertence à bacia do rio Paraná. A bacia apresenta uma área de 42,65 km², dispendo-se no sentido NW-SE, paralelamente aos alinhamentos de diques de diabásio.

A área de trabalho pode ser acessada por diversas rodovias pavimentadas, sendo a principal a BR-376, que liga a cidade de Maringá ao município de Faxinal, numa distância de aproximadamente 120 km.

8. ANÁLISE FISIAGRÁFICA DA PAISAGEM REGIONAL

8.1. Aspectos Geológicos:

O registro geológico do embasamento do Estado do Paraná (figura 10) representa um intervalo de idades superiores a 2.8 Ga até 570 Ma de anos, sendo formado por rochas magmáticas e metamórficas e recoberto por rochas vulcânicas e sedimentares Paleozóicas e Mesozóicas que constituem a Bacia do Paraná. Esta cobertura foi posteriormente erodida, devido ao soerguimento da crosta continental a leste, expondo o embasamento. Sedimentos cretáceos, terciários e quaternários recobrem parcialmente as rochas da Bacia e do Escudo. No decorrer do Fanerozóico (< 542 Ma), a Bacia foi preenchida com sedimentos marinhos e sedimentos continentais, neste último estão incluídas as rochas ígneas, ácidas e básicas (MINEROPAR, 2001).

Já as coberturas sedimentares cenozóicas são originadas por erosão e deposição dos produtos do intemperismo de litologias mais antigas. O processo formador é hidráulico-deposicional, fluvial no interior do continente, condicionado às calhas de drenagem dos rios e planícies de inundação, e marinho e deltaico na faixa litorânea. Depósitos de terraço aluvionares mais antigos passam com o avanço do processo erosivo a constituírem paleoterraços em posição topográfica superior aos aluviões mais recentes. Depósitos coluviais ocorrem localmente em encostas e são provenientes de movimentos de massas (MINEROPAR, 2001).

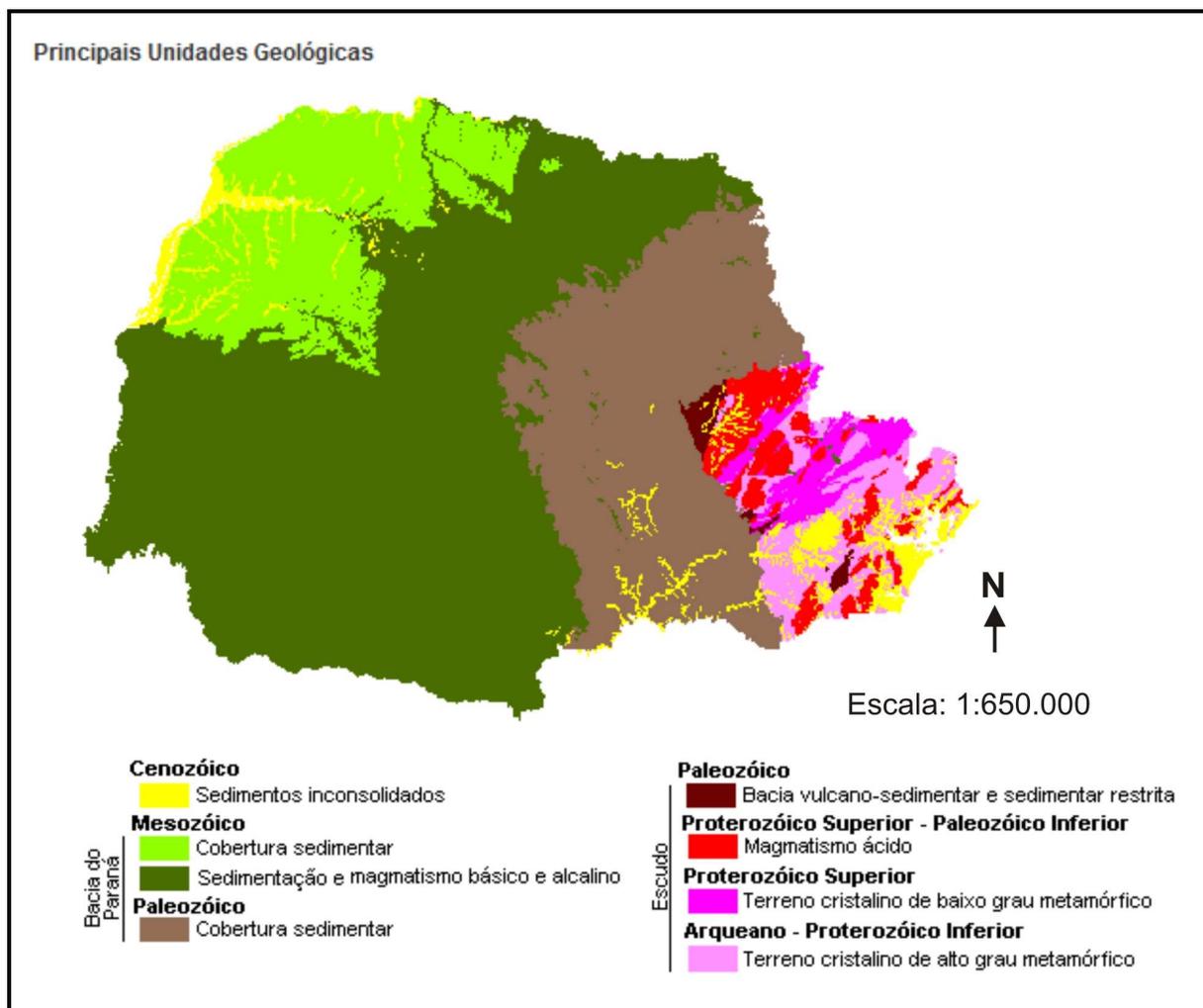


Figura 10. Mapa das Principais Unidades Geológicas do Paraná. Fonte: MINEROPAR, (2001).

8.1.1. Bacia Sedimentar do Paraná

A Bacia Sedimentar do Paraná possui uma área de aproximadamente 1.500.000km², marcada por um formato alongado na direção NNE-SSW, com cerca de 1750 km de comprimento e largura média de 900 km. Está presente nos territórios brasileiros, argentinos, uruguaios e paraguaios (MILANI, 1997).

É definida como uma bacia sedimentar de origem intracratônica que se instalou sobre a Plataforma Sul-Americana, do Ordoviciano (400 Ma) e se formou até o Cretáceo Superior (100 Ma). Segundo Milani (1997), a Bacia do Paraná constitui uma grande área de sedimentação Paleozóico-Mesozóica, estabelecida no Neo-Ordoviciano, sobre crosta continental estabilizada pelos processos geotectônicos ligados ao Ciclo Brasileiro. A figura 11 mostra o mapa desta grande bacia sedimentar, e sua geologia simplificada, com distribuição das diversas unidades geológicas e seus principais alinhamentos.

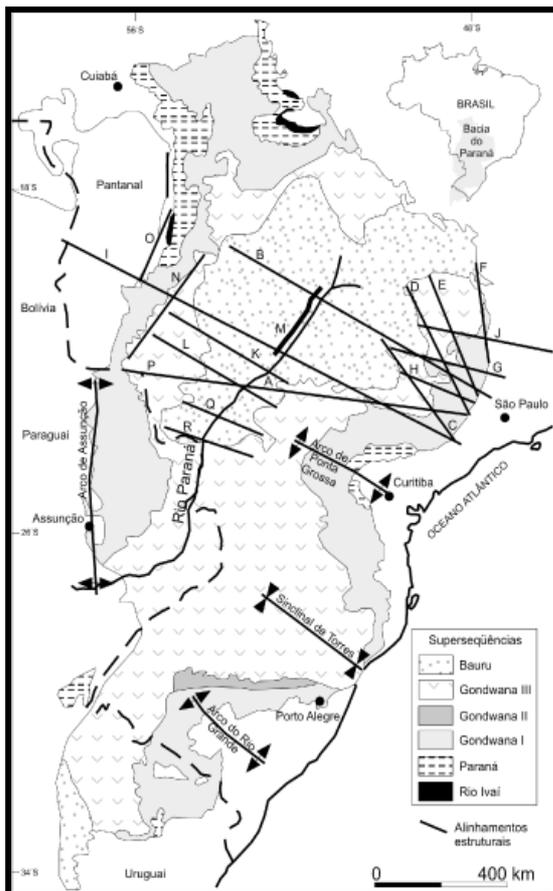


Figura 11: Geologia simplificada da Bacia Sedimentar do Paraná com distribuição temporal das diversas unidades de seu registro estratigráfico (MILANI e RAMOS, 1998) e principais alinhamentos estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná (RICCOMINI, 1997; FÚLFARO e PERINOTTO, 1994). Fonte: Sallun et al. (2007).

A contínua subsidência na área da bacia, possibilitou o acúmulo de espessas camadas de sedimentos, lavas de diferentes composições e soleiras de diabásio, ultrapassando 5000 m na sua porção mais profunda (figura 12).

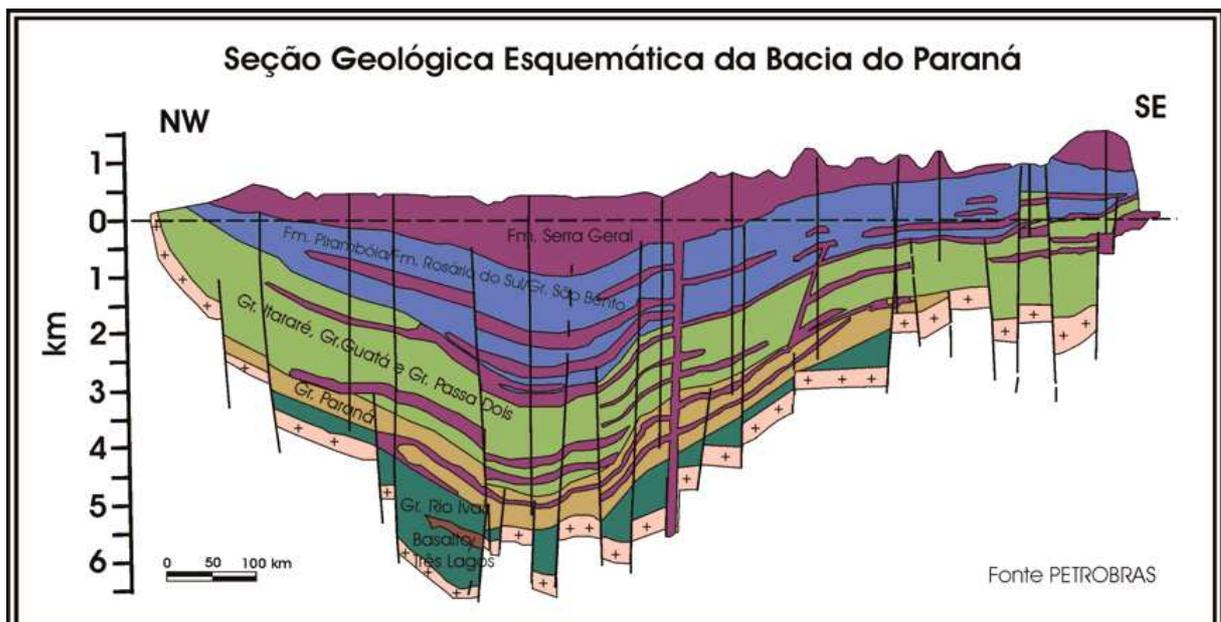


Figura 12. Seção geológica esquemática da Bacia do Paraná destacando a acumulação de sedimentos ao longo de sua evolução (Extraído de MILANI, 1997).

Os depósitos da Bacia do Paraná são compostos basicamente por rochas siliciclásticas, constituindo unidades formadas entre o Paleozóico e Mesozóico, com ocorrências subordinadas de rochas carbonáticas, formadas durante o Permiano (ROSTIROLLA, 2000). A coluna estratigráfica completa da Bacia do Paraná pode é mostrada na figura 13.

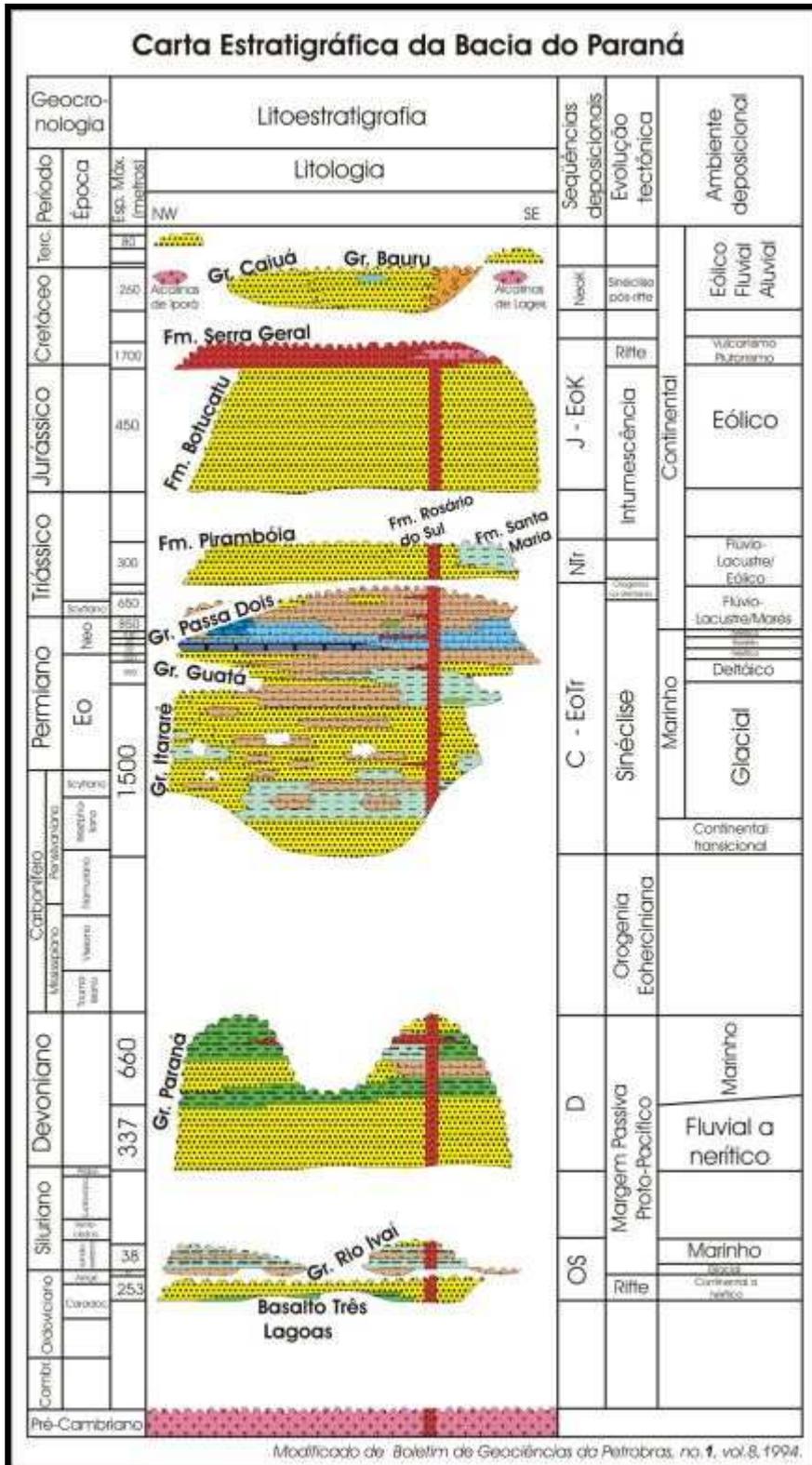


Figura 13. Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná. Fonte: Milani et al. 1994.

Atualmente, os limites da bacia sedimentar são de natureza erosiva, controlados pelo soerguimento de arcos tectônicos, como os de Ponta Grossa, Rio Grande, Alto Parnaíba, Alto Xingu e de Assunção. Para Zalán et al. (1987). O soerguimento da Serra do Mar é resultante de um importante evento tectônico que influenciou os limites orientais da bacia, tendo início durante o Neo-Cretáceo, prosseguindo até o recente, afetando toda a região sudeste do Brasil.

8.1.2. Alinhamentos Estruturais

A estrutura tectônica de soerguimento do Arco de Ponta Grossa, associa-se aos enxames de diques básicos ocorridos durante o Cretáceo inferior, com direção preferencial NW e leve mergulho em direção ao interior da bacia, pertencentes à Formação Serra Geral (RAPOSO, 1995). Estudos paleomagnéticos realizados por Ernesto et al. (1990) e Raposo e Ernesto (1989), em rochas intrusivas do Arco de Ponta Grossa, indicaram que os diques dessa região são mais jovens que a maioria das rochas vulcânicas da Bacia do Paraná.

Para Almeida (1983) e Ferreira (1982), o Arco de Ponta Grossa vem sofrendo soerguimento desde o Devoniano, tendo no Permiano se configurado como uma estrutura positiva, dividindo parte da Bacia do Paraná em duas “sub-bacias” (São Paulo e Santa Catarina), entretanto, no Jurássico, essa separação foi mais pronunciada, resultando na acumulação de sedimentos continentais da Formação Pirambóia na “sub-bacia” de São Paulo e Formação Rosário na “sub-bacia” de Santa Catarina. Segundo Almeida (1986), do Jurássico ao Cretáceo inferior, as feições do Arco de Ponta Grossa foram mais destacadas e adquiriram a geometria atual.

Segundo Almeida (1967), o climax do soerguimento ocorreu durante a reativação Wealdeniana, responsável pelo vulcanismo da Bacia do Paraná e o vulcanismo costeiro das Bacias de Santos e Campos (ALMEIDA, 1983; ASMUS e PORTO, 1980). Para Almeida (1986), foi neste período que grandes fraturas e falhas de distensão paralela ao eixo principal do Arco (NW), portanto transversais às estruturas do embasamento, proporcionaram as intrusões básicas e alcalinas na região.

Ferreira et al. (1981) e Ferreira (1982), indicaram falhas laterais no Arco de Ponta Grossa, já referida por Algarte (1972), denominando-os de Alinhamentos de Guapiara, São Gerônimo-Curiúva e Rio do Alonzo (Figura 14). Segundo Ferreira (1982), o Alinhamento de Guapiara marca o limite norte do arco, estendendo-se da cidade de Fartura até o rio Paraná, com 600 km de extensão e larguras de 20 a 100km. A região central do arco está inserida

entre os Alinhamentos de Jerônimo-Curiúva e do Rio Alonzo, tendo como característica principal intensos fraturamentos e falhas com pequeno rejeito. A região sul é limitada pelo Alinhamento do Rio Alonzo e do Rio Piquiri.

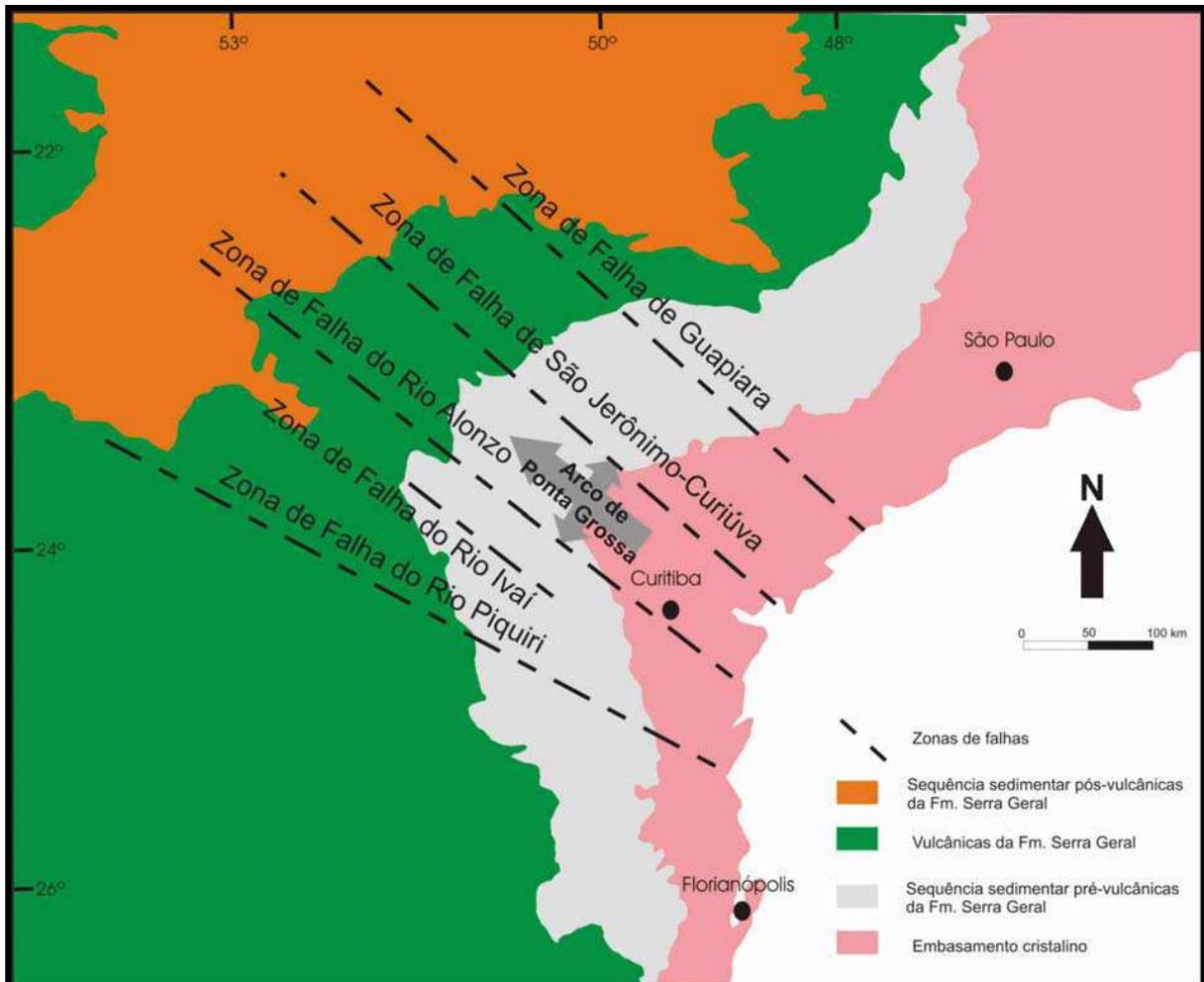


Figura 14: Principais seguimentos estruturais. Modificado de Pinese (1989) e Zalán et al. (1990) por Franco-Magalhães (2009).

Segundo Ferreira (1982), os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e do rio Alonzo limitam uma área de grande concentração de anomalias lineares, extensas e contínuas com larguras variáveis entre 80 km e 100 km. Esse enxame de diques de diabásio continua para sudeste até o litoral, perfazendo uma extensão não inferior a 600 km.

A direção predominante dos diques da região central do arco de Ponta Grossa é N50W, no entanto, elas variam desde N30W até E-W. De acordo com Ferreira (1982), os diques orientados segundo N30W, são raros e os orientados segundo E-W, são facilmente registrados entre Itambé e Apucarana e mais a NW, entre o Alto Paraná e Atalaia. A faixa mais importante de diques, na direção E-W, é assinalada entre Sapopema e Venceslau Brás, respectivamente, com aproximadamente 10 km de largura e extensão aproximadamente 10

km de largura e extensão aproximada de 100 km, segmentando o alinhamento São Jerônimo – Curiúva.

Segundo o autor supracitado, o alinhamento São Jerônimo – Curiúva inicia-se no Paralelo 24° a 15 km sul de Ibaiti, passando por Londrina, Jardim Olinda e Anaurilândia, na direção N50W até o paralelo 22°, perfazendo 350 km de extensão na área estudada.

O alinhamento do Rio Alonzo inicia-se no meridiano 51°, segue pelo rio Homônimo, passando por São Pedro do Ivaí e sul de Paraíso do Norte na direção N55 W, até o paralelo 23°, perfazendo 270 km de extensão na área (FERREIRA, 1982).

Os enxames de dique foram primeiramente estudados por Marini et al. (1967) e Fúlfaro e Suguio (1967), que estudaram a região central do arco e observaram que os diques se apresentavam de forma paralela orientados de NW-SE, com espessuras de 20 a 50 m, as vezes chegando a 600 m e confinados em uma faixa de 70 km de largura, que se estendia desde o vale do Rio Ivaí até o litoral paranaense. Entretanto, estes mesmos autores concluíram que de modo geral, os diques formam sistemas paralelos com orientação preferencial NW, embora direções NE também ocorram, sendo considerados secundários na região do Paraná. No entanto, é de suma importância ressaltar que a direção NE representa a direção preferencial dos fraturamentos ocorridos no embasamento cristalino da Bacia do Paraná (SOARES et al. 1982 ; ZALÁN et al. 1988).

8.2. Aspectos Geomorfológicos

No relevo do Estado do Paraná predominam os planaltos, os quais possuem uma pequena inclinação nas direções noroeste, oeste e sudoeste. Ele abrange os terrenos arenítico-basálticos do Planalto Meridional Brasileiro e os terrenos cristalinos paralelos ao oceano Atlântico. Segundo Maack (1968), as terras paranaenses podem ser agrupadas em cinco unidades geomorfológicas que se sucedem de leste para oeste, na seguinte ordem: Baixada Litorânea; Serra do Mar; Primeiro Planalto; Segundo Planalto; Terceiro Planalto (Figura 15).

O relevo regional o qual abrange a área de estudo, é formado por uma zona de transição entre o Segundo e o Terceiro Planalto. O Segundo Planalto contempla uma faixa de aproximadamente 100 km de largura, limitado pela Escarpa da Serra Geral a oeste e norte e pela Escarpa Devoniana a leste. Na parte leste do Segundo Planalto, no reverso da Escarpa Devoniana, as altitudes máximas atingem 1290 m nas proximidades do município de Tibagi, diminuindo até cerca de 510 m no leito do rio Tibagi, quando este atravessa a Escarpa da Serra Geral, no limite entre o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense (FREITAS, 2005). Já

o Terceiro Planalto corresponde ao maior compartimento de relevo do Estado do Paraná, seus limites ocorrem entre o reverso de *Cuesta* da Serra Geral a oeste e a calha do rio Paraná a leste, na divisa com o Mato Grosso do Sul. As litologias características desse compartimento são os basaltos da Formação Serra Geral e os arenitos da Formação Caiuá, que serviram de substrato para o relevo suave ondulado, com amplas vertentes convexas e espessos mantos de alteração (SANTOS, 2009).

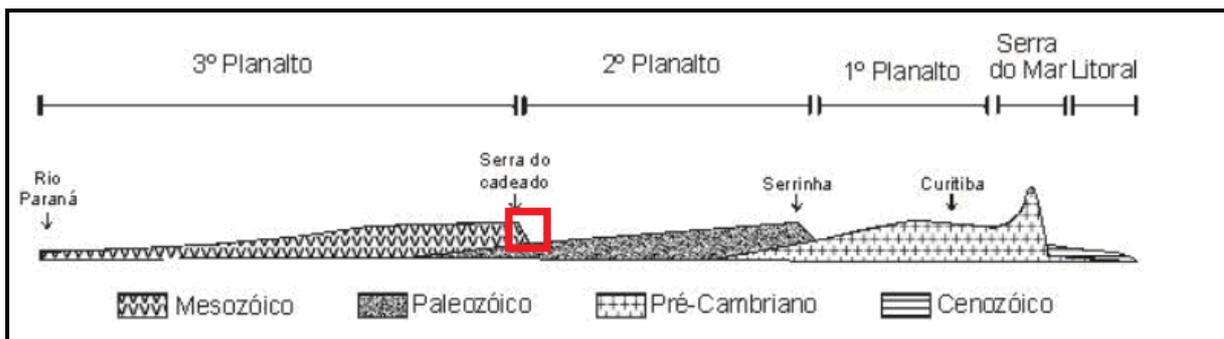


Figura 15: Perfil topográfico esquemático do Estado do Paraná (E-W), onde o quadrado corresponde à área de estudo. Fonte: Maack (1968), modificado por Vargas (2012).

O relevo no Segundo Planalto Paranaense é contrastante entre si. Junto à Escarpa Devoniana as amplitudes são grandes, com encostas abruptas, *canyons* e talwegues encaixados nos rios, inúmeras cachoeiras e corredeiras sobre leito rochoso. Afastando-se da Escarpa Devoniana, no sentido oeste e noroeste, predomina paisagem de topografia suavemente ondulada de configuração muito uniforme, formada por colinas e outeiros. Outras feições morfológicas presentes neste planalto, são as furnas e os relevos ruiniformes, particularmente na região dos Campos Gerais (MAACK, 1968).

Nas proximidades da Escarpa da Serra Geral, segundo o autor supracitado, destacam-se mesetas, colinas e morros testemunhos, formados por rochas vulcânicas (derrames de basalto da Formação Serra Geral). No Segundo Planalto, os morros testemunhos também aparecem sustentados por arenitos do Grupo Itararé.

De acordo com a classificação do Atlas Geomorfológica do Paraná (figura 16), apresentado pela MINEROPAR (2006), o centro-norte do estado, representando pelo recorte da carta topográfica de Faxinal, é compartimentado em: A) Sub-unidade morfoescultural Planalto de Santo Antônio da Platina; B) Subunidade morfoescultural denominada Planalto de Ortigueira; C) Subunidade morfoescultural Planalto de Londrina; D) Sub-unidade morfoescultural Planalto de Ponta Grossa.

a) Sub-unidade morfoescultural Planalto de Santo Antônio da Platina, situa-se no Segundo Planalto Paranaense. Apresenta dissecação alta e ocupa uma área de 1.130,18 km². A

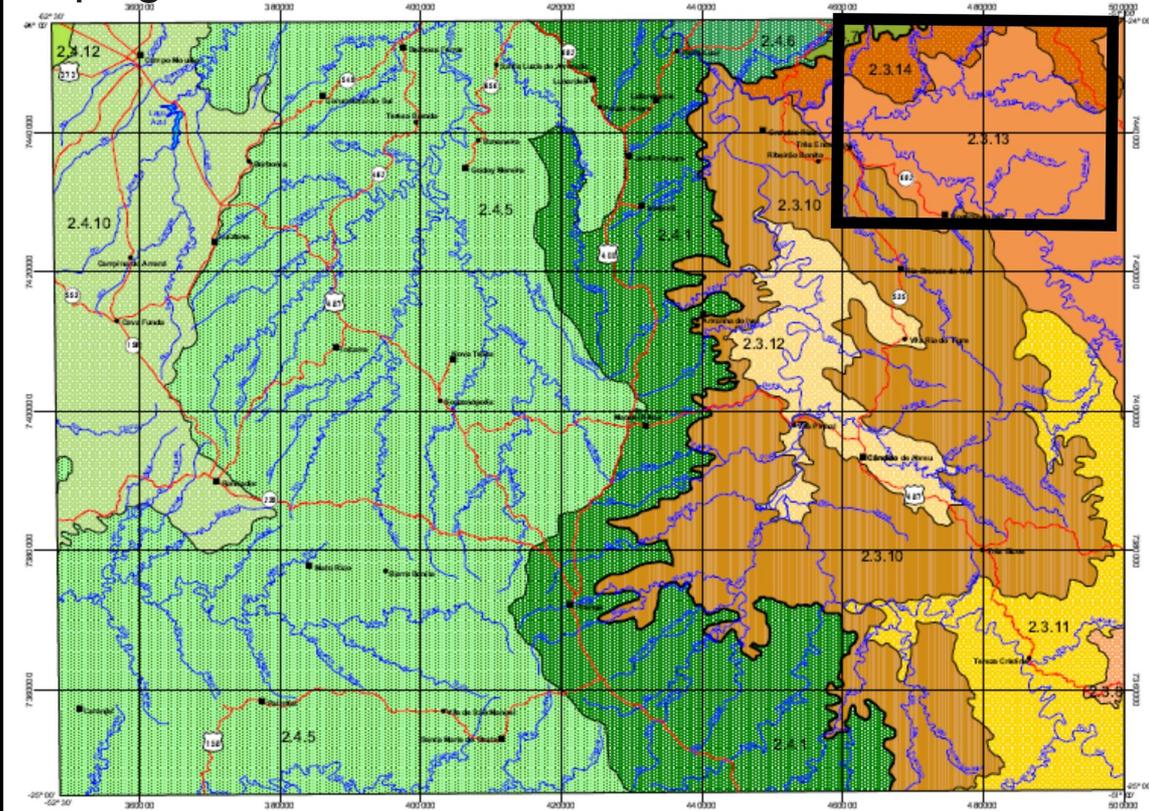
classe de declividade predominante está entre 12-30% em uma área de 455,22 km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 740 metros com altitudes variando entre 440 (mínima) e 1.180 (máxima). As formas predominantes são topos isolados, vertentes convexas e vales em “V”. A direção preferencial da morfologia é NW/SE, modelada em rochas da Formação Rio do Rastro

b) Subunidade morfoescultural denominada Planalto de Ortigueira, situada no Segundo Planalto Paranaense, apresenta dissecação média. As classes de declividade predominantes são menores que 6% em uma área de 432,22 km² e de 12-30% em uma área de 360,21 km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 560 metros com altitudes variando entre 420 (mínima) e 980 (máxima). As formas predominantes são topos alongados e em cristas, vertentes retilíneas e vales em “V”. A direção geral de morfologia é NW/SE, modelada em rochas da Formação Rio do Rastro e da Formação Teresina.)

c) Subunidade morfoescultural Planalto de Londrina, situa-se no Terceiro Planalto Paranaense, apresenta dissecação média e ocupa numa área de 3.233,83 km². A classe de declividade predominante é menor que 12% em uma área de 2.475,50 km². Em relação ao relevo, apresenta um gradiente de 820 metros com altitudes variando entre 360 (mínima) e 1.180 (máxima). As formas predominantes são topos alongados, vertentes convexas e vales em “V”, modeladas em rochas da Formação Serra Geral.

d) Sub-unidade morfoescultural Planalto de Ponta Grossa, situado no Segundo Planalto Paranaense, apresenta dissecação média e ocupa uma área de 2.784,52 km². A classe de declividade predominante está entre 6-30% em uma área de 1.649,71 km². Em relação ao relevo apresenta um gradiente de 460 metros com altitudes variando entre 480 (mínima) e 940 (máxima). As formas predominantes são topos alongados, vertentes retilíneas e côncavas e vales em “U”. A direção geral da morfologia é NW/SE, modelada em rochas do Grupo Irararé.

Unidades do Relevo do Paraná - Recorte da Carta Topográfica de Faxinal - SG-22-V-B-III-1

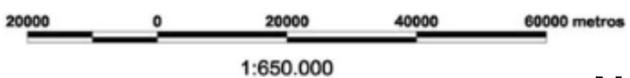
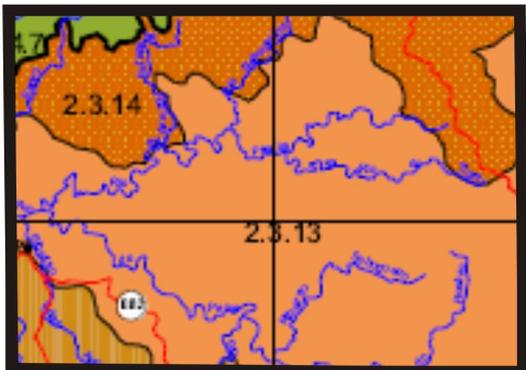


LEGENDA:

- Localidade
- Sedes municipais
- Rodovias Federais
- Rodovias Estaduais
- Hidrografia
- Corpos d'água
- Limite entre as Unidades Morfoescolares

Sub-unidades morfoescolares:

- 2.3.4 Planalto de Ponta Grossa
- 2.3.13 Planalto de Ortigueira
- 2.3.14 Planalto de Santo Antônio da Platina
- 2.3.15 Planalto do Médio Cinzas
- 2.3.16 Planalto de Carlópolis
- 2.4.7 Planalto do Foz do Arica/Ribeirão Claro
- 2.4.7 Planalto de Londrina
- 2.4.8 Planalto do Médio Paranapanema



Sistema de Projeção Universal Transversal de Mercator
Datum Horizontal: SAD 69
Origem de Quilometragem UTM "Equador e Meridiano 51° W GR."
Acréscida às constantes: 10.000 e 500 Km, respectivamente.



Para o mapeamento das unidades e sub-unidades morfoescolares, foram utilizadas as informações SRTM - Shuttle Radar Topography Mission (USGS, 2002);
A Cartografia Base utilizada foi extraída das Folhas Topográficas, escala 1:250.000 (IBGE, 1976-1995).
As informações de geologia foram consultadas nas Folhas Geológicas, escala 1:250.000 (MINEROPAR, 2006);
O software de SIG utilizado foi o Arcview 3.2.

Figura 16: Recorte das Unidades de relevo Regional. Fonte: (MINEROPAR, 2006).

As superfícies de erosão que exercem influência sobre a região foram identificadas e classificadas por Ab'Saber e Bigarella na década de 1960, e são denominadas Superfície de Cimeira e Superfície Interplanáltica.

A Superfície de Cimeira (Pd3) na região Norte do estado do Paraná apresenta-se como planaltos residuais no reverso da Serra Geral. O relatório do Projeto RADAM Brasil s/d refere-se como Unidade Geomorfológica Planaltos Cuestiformes, composta do modelado de aplanamento degradado inumado por depósitos correlativos e de refeições posteriores.

Na região, as Superfícies de Cimeira correspondem às áreas mais elevadas topograficamente, e apresentam-se limitadas por escarpas constituídas predominantemente por basaltos da Formação Serra Geral. De acordo com Justus (1985), as Superfícies de Cimeira apresentam uma inclinação suave para NW, sendo comum a ocorrência de modelados de dissecação e estas superfícies, a qual se compõe de planaltos fragmentados e remanescentes de um nível de aplanamento.

De acordo com o autor supracitado, a Superfície de Cimeira teve seu desenvolvimento completo durante vigência de condições climáticas semi-áridas, responsáveis pela degradação lateral do terreno, originando um vasto pediplano. Com o advento de clima mais úmido e com a instalação da drenagem exorréica, os rios consequentes passaram a dissecar o pediplano de cimeira (Pd3), sendo provavelmente dessa época a superimposição do rio Ivaí. Com o retorno a condições de morfogênese semi-árida, com predomínio dos processos de pedimentação, favorecendo o alargamento dos vales pelo recuo lateral das vertentes, teve lugar o desenvolvimento de uma superfície de erosão aplanada, à custa da anterior. A superfície aplanada então formada, constitui o nível mais baixo da Superfície de Cimeira.

A Superfície Interplanáltica é dominada pelos remanescentes dissecados da Superfície de Cimeira, as superfícies interplanálticas desdobram-se em pelo menos três níveis pediplanados (Pd2, Pd1 e Pd0 que corresponde ao P2), embutidos e escalonados. Eles formam a Unidade Geomorfológica dos Planaltos Rebaixados (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965).

O pediplano Pd2 corresponde às superfícies de erosão localizada em nível topográfico mais baixo de que a superfície Pd3, ocorrendo preferencialmente em interflúvios. Processos morfogenéticos posteriores, relacionados aos diferentes sistemas morfoclimáticos, remodelaram a superfície Pd2. O pediplano Pd1, correspondendo a remanescentes de uma superfície de erosão, representando um modelado de aplanamento degradado inumado e de dissecação, com profundidade de drenagem entre 25 a 50 metros. Ocupa também os divisores das principais bacias hidrográficas, exceto onde interpenetram as superfícies Pd2 e Pd3. Na superfície interplanáltica Pd1 emerge relevos residuais que constituem remanescentes

degradados da superfície anterior (Pd2). A superfície interplanáltica Pd0 = P2 corresponde aos níveis topográficos mais baixos, compartimentos de interdenudação, abertos pelo entalhamento vertical da drenagem e alargados por processos de degradação lateral, constituindo um modelado de aplanamento remodelado e sepultado, em parte apresentando dissecação grosseira com aprofundamento da drenagem entre 25 e 40 metros. O alargamento desses compartimentos originou pedimentos e pediplanos (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965).

No segundo planalto não foram identificadas superfícies de erosão, mas Ross (1995) engloba este planalto na Depressão Periférica da Borda Leste da Bacia do Paraná, que é uma ampla faixa estendida de São Paulo até a fronteira do Rio Grande do Sul com Santa Catarina. Suas formas são moderadamente enrugadas, caracterizada pelo predomínio dos terrenos sedimentares das eras Paleozóica e Mesozóica, sendo uma faixa localizada entre as terras dos planaltos da bacia do Paraná e do Atlântico Leste e Sudeste e suas altitudes variam entre 600 e 900m.

8.3. Aspectos Bioclimáticos e Pedológicos.

As bordas planálticas encontram-se numa área de transição vegetacional entre dois grandes conjuntos (Figura 17), que são a Floresta Ombrófila Mista, reunindo características de vegetação tropical e temperada e a Floresta Estacional Semidecidual Submontana, que se caracteriza pela dupla estacionalidade climática, com invernos secos e verões chuvosos. De acordo Caviglione et al. (2000), o qual propôs uma nova classificação climática para o Estado do Paraná baseada em Koppen, a região possui um clima Cfb, ou seja, temperado propriamente dito, tendo como características temperatura média no mês mais frio abaixo de 18° C (mesotérmico), com verões frescos, temperatura média no mês mais quente abaixo de 22° C e sem estação seca definida.

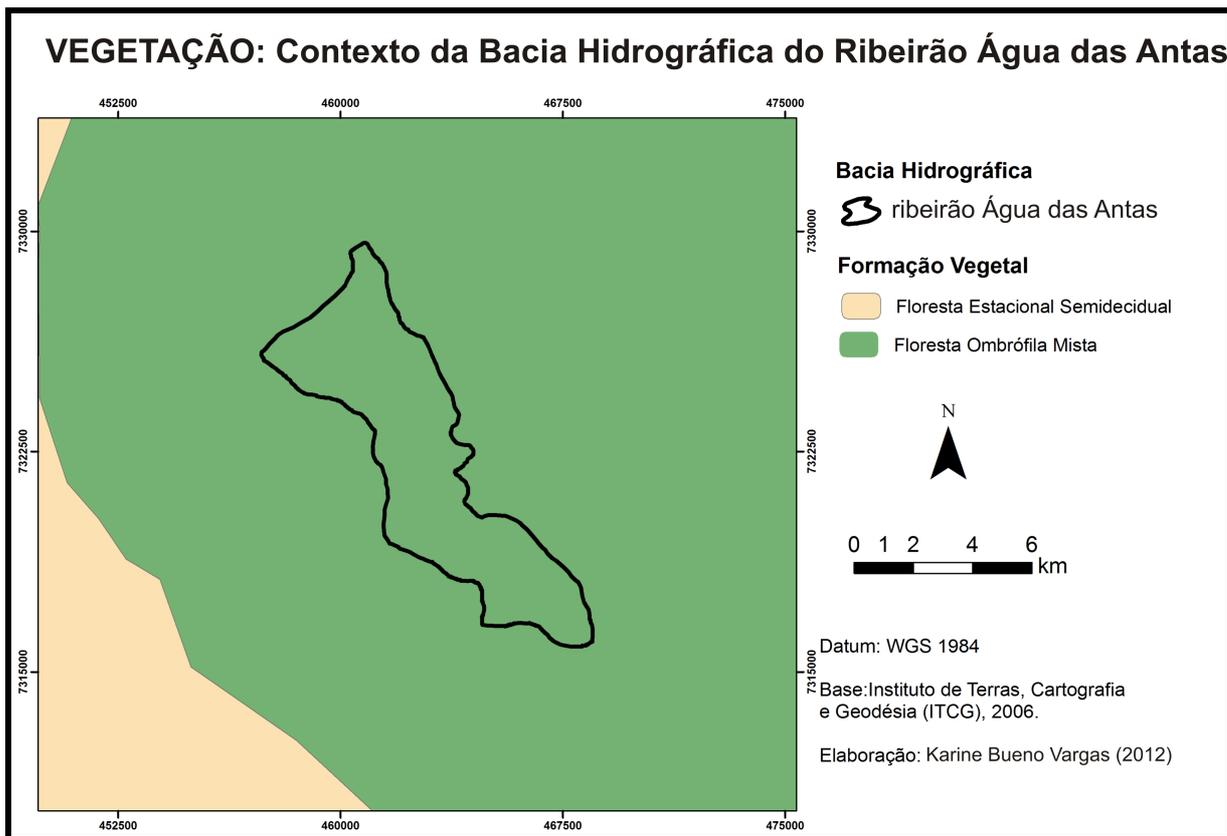


Figura 17: Unidades fitogeográficas do contexto da bacia do ribeirão Água das Antas.

A Floresta Ombrófila Mista está circunscrita a uma região de clima pluvial subtropical, ocorrendo abaixo do Trópico de Capricórnio, em altitudes que variam de 500 a 1200m nos Estados do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Alguns relíctos desta floresta são encontrados em regiões mais elevadas dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e na parte nordeste da Argentina, na província de Misiones, divisa de Santa Catarina (HUECK, 1953; VELOSO et al. 1991).

Segundo Maack (1968), a região das araucárias no Primeiro Planalto, imediatamente a oeste da Serra do mar, estende-se pelo Segundo e Terceiro Planalto do estado do Paraná, e a delimitação deste bioma é definida exclusivamente pela presença do Pinheiro-do-Paraná (*Araucária angustifolia*).

Ao norte e oeste da Floresta Ombrófila Mista encontra-se vegetações entremeadas pelas Estepes (campos naturais) e Savanas (cerrados), a Floresta Estacional Semidecidual, principalmente no norte do Paraná, cuja vegetação é constituída de espécies caducifólias, sendo eventual a ocorrência de manchas de *Araucaria angustifolia* (BRASIL, 2006).

De acordo com IBGE (1992), na Floresta Estacional Semidecidual, cerca de 20 a 50% dos indivíduos perdem as folhas no período mais seco do ano. O gênero predominante nos

planaltos paranaenses e no oeste paulista é *Espidosperma*, com seu ecótipo *A. polyneuron* (Peroba-rosa).

No contexto das bordas planálticas, as matas fechadas ocorrem em áreas bastante dissecadas, como nas escapas e patamares elevados. No entanto, observa-se que a região foi densamente desmatada, predominando as áreas de pastagem utilizadas para a pecuária, que é uma das atividades predominantes da região, pois como o relevo é bastante dissecado, torna-se de difícil manejo para a produção agrícola.

Verifica-se que as fitofisionomias predominantes são as de sub-bosques e matas abertas, onde na maioria das vezes, são preservados por obrigação perante a lei, devendo ser mantidas como áreas de preservação permanente (APP). As vegetações ripárias ao longo dos rios, apresentam-se bastante espaçadas e muitas vezes inexistentes. Encontram-se vegetações relictuais em vários locais, principalmente as cactáceas, este tipo de vegetação representa um relicto de um paleoclima seco, atuante sobre a região.

A Floresta Estacional Semidecidual Submontana geralmente está campeada por arenitos da Formação Botucatu, Bauru e Caiuá. Nas áreas onde há transporte de sedimentos e retrabalhamento de depósitos sedimentares há pouca pedogênese, resultando em solos rasos.

Os solos mais comuns regionalmente e na área de estudo (Figura 18) são Latossolos, Neossolos e Argissolos, segundo fontes do (ITCG, 2006), estes solos caracterizam-se da seguinte forma:

- **Latossolos** constituem-se de material mineral, com horizonte B latossólico imediatamente abaixo de qualquer um dos tipos de horizonte diagnóstico superficial, exceto hístico. São solos com avançado estágio de intemperização, muito evoluídos, como resultado de enérgicas transformações no material constitutivo. Também apresentam-se destituídos de minerais primários e secundários menos resistentes ao intemperismo, e têm capacidade de troca de cátions da fração argila baixa, variam de fortemente a bem drenados, embora ocorram em cores pálidas, de drenagem moderada ou até mesmo imperfeitamente drenada, indicativa de formação em condições, atuais ou pretéritas, com grau de gleização (EMBRAPA, 2006).

- **Neossolo** compreende a solos constituídos por material mineral, ou por material orgânico pouco espesso, que não apresentam alterações expressivas em relação ao material originário devido à baixa intensidade de atuação dos processos pedogenéticos, seja em razão de características inerentes ao próprio material de origem, como maior resistência ao intemperismo ou composição químico-mineralógica, ou por influência dos demais fatores de formação (clima e relevo) que podem impedir ou limitar a evolução dos solos. Estes solos apresentam menos de 20 cm de espessura, não tendo qualquer tipo de horizonte B diagnóstico (EMBRAPA, 2006).

- **Argissolo** é constituído por material mineral com argila de atividade baixa ou alta conjugada com saturação por bases baixas ou carácter alítico e horizonte B textural imediatamente abaixo do horizonte A ou E. Muitas vezes ele pode apresentar ou horizonte plúntico ou horizonte glei, sendo coincidente com a parte superficial do horizonte B textural (EMBRAPA, 2006).

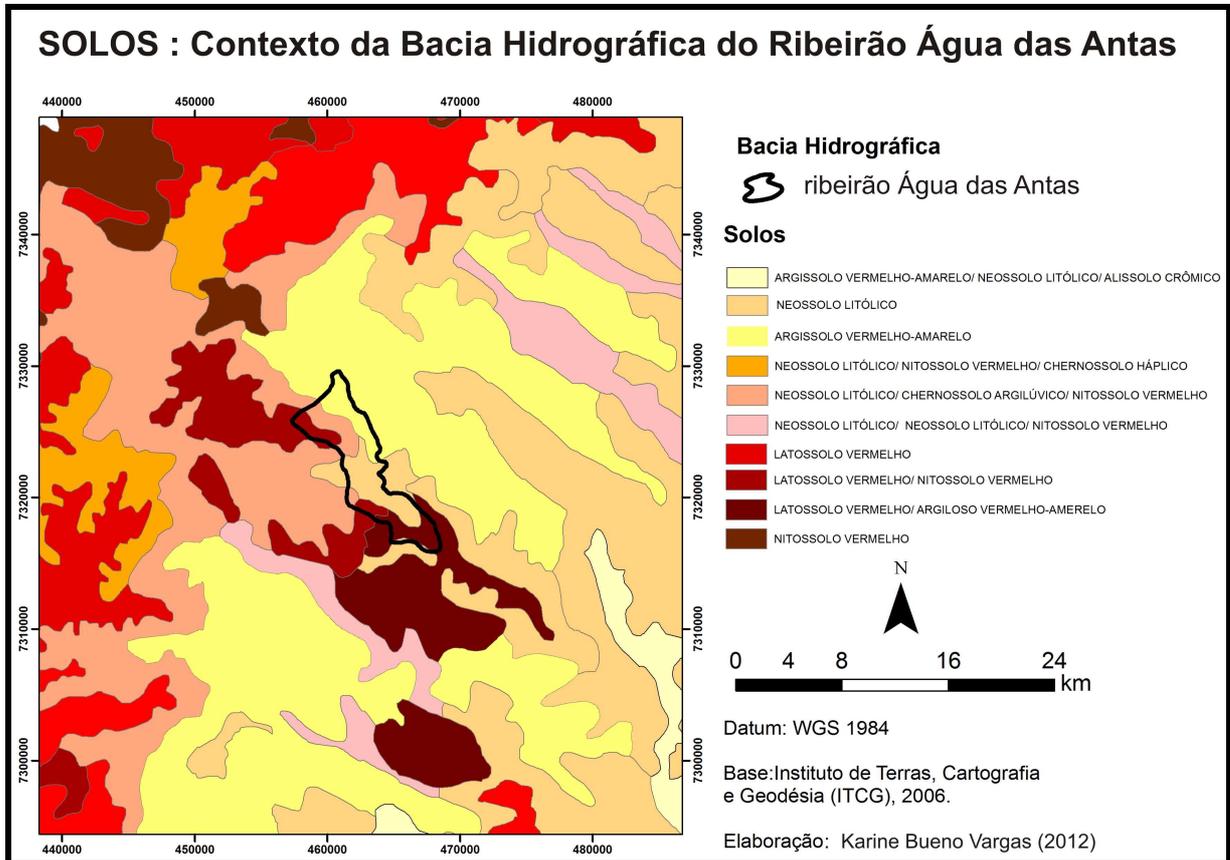


Figura 18: Unidades pedológicas do contexto bacia do ribeirão Água das Antas.

Justus (1985) argumenta que a elevada energia do relevo favorece intensa dissecação e denudação das vertentes com a remoção dos detritos, porém, a cobertura vegetal densa equilibra a atuação dos processos morfogenéticos, permitindo a atuação dos processos pedogenéticos, formando solos pouco evoluídos nas encostas e um pouco mais desenvolvidos nos patamares e fundos de vales. Estes solos evoluem sobre formações superficiais argilosas pouco espessas, muitas vezes recobrendo linhas de pedra, quartzo e basalto, que podem estar superpostas à rocha do substrato ou a materiais de alteração dessa rocha.

Verifica-se que regionalmente os solos originários dos basaltos são espessos e argilosos e localizam-se principalmente nos topos das altas vertentes, predominando ao longo de todas as escarpas. E os solos areno-argilosos ocorrem preferencialmente nas baixas encostas e fundos de vale e são associados aos processos de coluviamento e aluviamento.

9. RESULTADOS E DISCUSSÕES

9.1. Análise Geomorfológica e Geológica Local

A área em estudo apresenta uma grande diversidade de elementos fisiográficos, evidenciada pelos seus aspectos geológicos e geomorfológicos, que controlam seus variados conjuntos litotípicos. O contexto litológico das unidades sedimentares exerce grande influência no desenvolvimento do modelado do relevo, devido ao grau diferencial de resistência dos materiais ao intemperismo e erosão, bem como do arranjo estrutural dos corpos rochosos.

9.1.1. Arcabouço Litoestratigráfico

O arcabouço litoestratigráfico da bacia do ribeirão Água das Antas é formado da base para o topo, pelo Grupo Passa-Dois, representado pela Formação Rio do Rasto (Permiano Superior e pelo Grupo São Bento, sendo representado pelas formações Pirambóia (Triássico), Botucatu (Triássico-Jurássico) e Serra Geral (Jurássico-Cretáceo) (Tabela 1).

Era	Período	Grupo/Formações/Descrições		
Mesozóica	Cretáceo	São Bento	Serra Geral	Diques basálticos e plutões sieníticos, fonolíticos e carbonatíticos. Derrames e sills de basalto e "andesitos"
	Jurássico		Botucatu/ Pirambóia	Arenitos e siltitos com raros conglomerados;
Paleozóica	Permiano	Passa-Dois	Rio do Rasto	Siltitos e arenitos verdes ou vermelhos e calcarenitos;

Tabela 1: Descrição do arcabouço litoestratigráfico da bacia do ribeirão Água das Antas. Fonte: Modificado de MINEROPAR (2001).

Junto a estas formações encontram-se as formações superficiais, possivelmente de idades terciárias e quaternárias, as quais são representadas pelos depósitos coluviais e aluviais.

O embasamento da bacia do ribeirão Água das Antas, como se pode observar na figura 19, é predominantemente formado pela Formação Rio do Rasto (Figura 20), sendo a litoestrutura mais antiga da bacia, a qual tem sua origem no Paleozóico. A Formação Rio do Rasto se distribui ao longo de toda a bacia, sendo recoberta parcialmente por depósitos quaternários de origem aluvial e colúvio-aluvial. A fraca resistência dos arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto, frente aos processos de alteração supérgena, imprimem a paisagem uma fisionomia rebaixada.

De acordo com Orlandi Filho et al. (2002), a Formação Rio Rasto subdivide-se em dois membros, sendo eles o Membro Serrinha, que é originado de avanços progradacionais de clásticos de planícies de marés, e o Membro Morro Pelado, por sedimentos de lagos e planícies aluviais, sendo recobertos por dunas de areia sob condições climáticas áridas.

Segundo Thomaz (1984), essa formação constitui-se de siltitosossilíferos com raras intercalações de arenitos e argilitos, apresentando ainda lentes sílticas com cimento carbonático, com cores características, tons azulados de cinza e violeta, estratificação plano-paralela bem definida e seu contato com a formação sobreposta é discordante. Observa-se nos afloramentos da Formação Rio do Rasto, planos de falhas subhorizontais e subverticais, oriundas de movimentação sinistral.

Sobreposto a Formação Rio do Rasto, encontram-se os arenitos das Formações Botucatu e Pirambóia, sendo muitas vezes difícil diferenciá-los em virtude das semelhanças em termos texturais. Na bacia do ribeirão Água das Antas, estas formações estão parcialmente erodidas e predominam a oeste do baixo curso e a leste e oeste do alto curso, aflorando principalmente nas escarpas e patamares, que correspondem as áreas mais dissecadas e elevadas do terreno.

A Formação Pirambóia constitui-se de arenitos médios a finos, bem selecionados, arredondamento médio, com intercalação de arenitos argilosos e siltitos e cores esbranquiçadas, avermelhadas quando alterados (Figuras 21 e 22). Apresenta estruturas predominantemente plano-paralelas, com estratificações cruzadas de grande porte menos frequentes, contatos discordantes com a formação superior. A base da Formação Pirambóia é constituída de depósitos de dunas úmidas; enquanto no topo vão se encontrando estruturas na forma de ergs dominantes, depositados em áreas mais secas (ORLANDI FILHO et al. 2002).

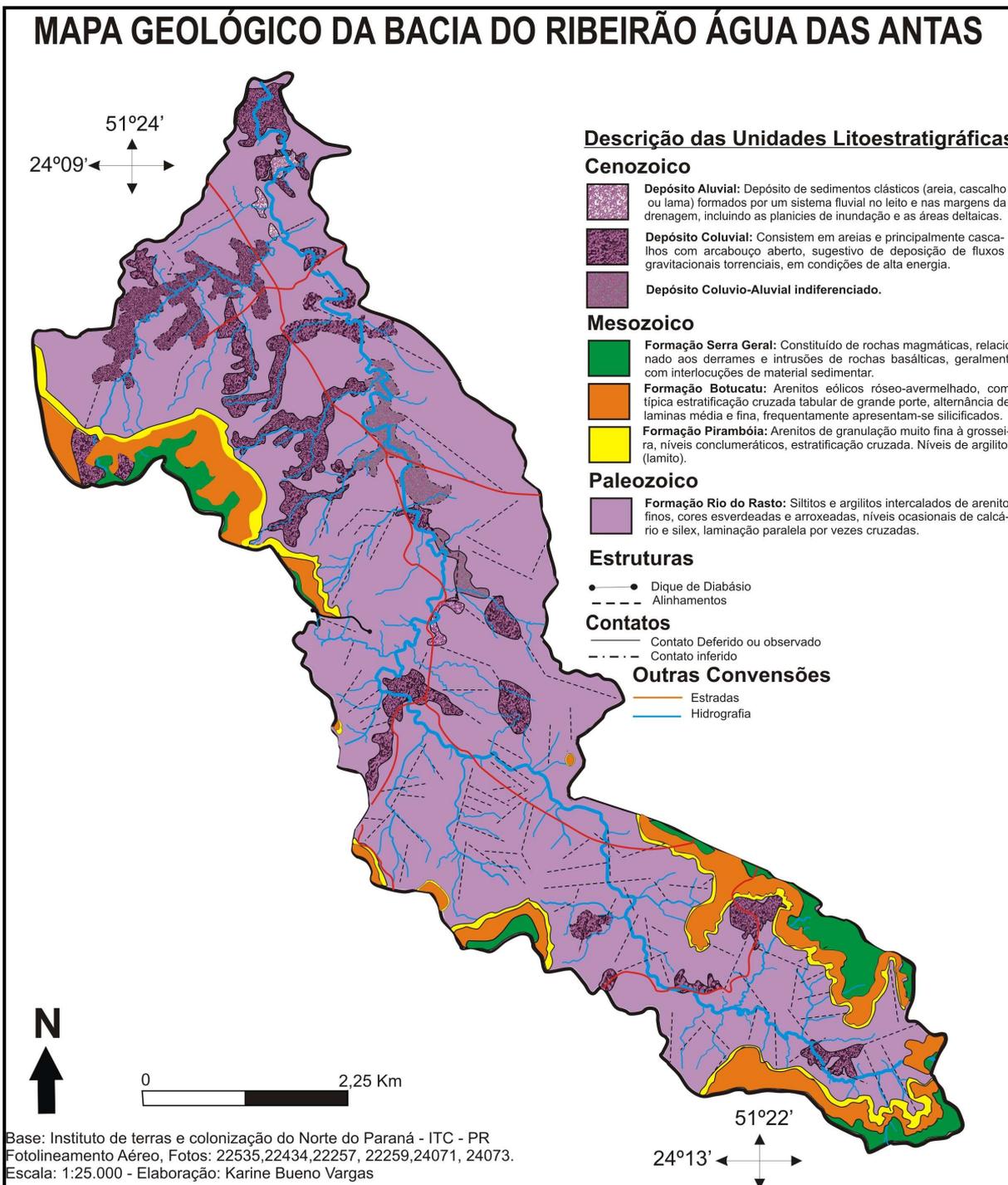


Figura 19 – Mapa Geológico da bacia do ribeirão Água das Antas. É possível constatar o predomínio de rochas da Formação Rio do Rasto (Apêndice 1 – tamanho A3)

A Formação Botucatu é constituída por arenitos bimodais, médios a finos, localmente grossos e conglomeráticos, com grãos arredondados ou subarredondados, bem selecionados. Apresentam cor cinza avermelhado e é frequente a presença de cimento silicoso ou ferruginoso (Figura 22, 23 e 24).

Para Orlandi Filho et al. (2002), a Formação Botucatu constitui-se de um expressivo pacote arenoso, com camadas de geometria tabular ou lenticular e espessa, que podem ser

acompanhadas por grandes distâncias. A persistência de estruturas sedimentares, tais como estratificação cruzada acanalada de grande porte, estratificação cruzada tabular tangencial na base e estratificação plano-paralela, a bimodalidade dos arenitos, evidenciada por processos de fluxos de grãos (*grain fall*) e queda livre de grãos (*grain flow*), ainda as frequentes intercalações pelíticas, “*ripples*” de adesão e marcas ondulações de baixo-relevo, sugerem ambiente desértico com depósito de dunas e interdunas.



Figura 20: Siltitos da Formação Rio do Rasto embasando a bacia do ribeirão Água das Antas, as falhas subverticais e subhorizontais mostram movimentação sinistral. Fotos: Karine Bueno Vargas (2010)

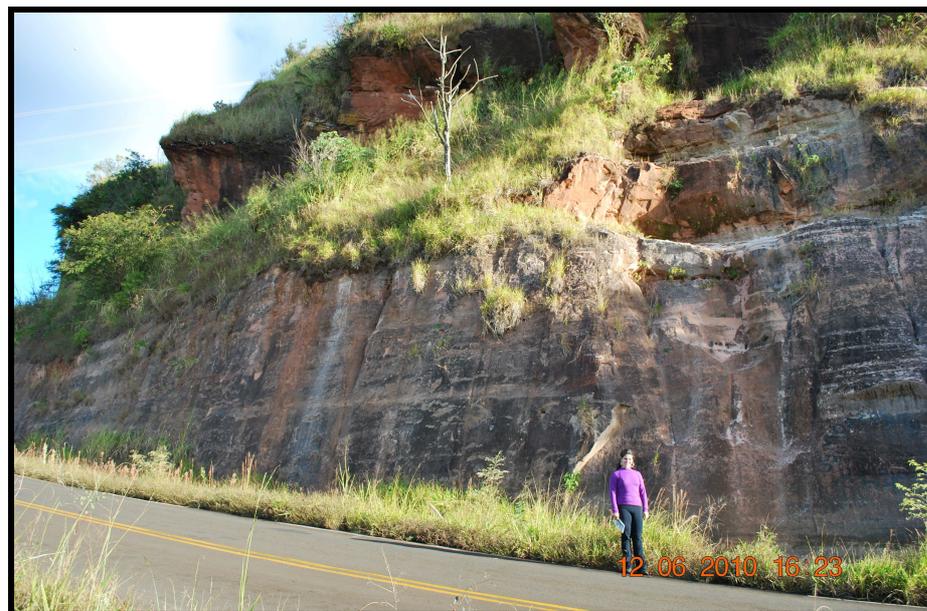


Figura 21 – Cornija da Serra da Caneleira, com afloramento das formações Pirambóia (base) e Botucatu (Topo). O limite entre ambas as formações ocorre por discordância angular. Foto: Edison Fortes (2010).



Figura 22: Afloramento de arenito com textura fina de cor cinza e amarelada, com estratificação cruzada, pertencente à Formação Pirambóia. Fotos: Karine Bueno Vargas (2010).

STRUGALE, et al. (2002), propõem a divisão da Formação Botucatu em dois pacotes, representados por uma porção basal com cerca de 50 metros de espessura, indicativo de Fácies Eólica e constituído por arenito vermelhos, quartzosos, finos, seleção em geral boa, com pouca matriz, com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, sugerindo sedimentação em ambiente desértico, na forma de grandes ergs. O pacote superior é representado por uma fácies torrencial, com cerca de 20 metros de espessura, composta por arenitos médios a grossos, às vezes conglomeráticos, quartzosos amarelos ou vermelhos, com estratificação cruzada acanalada e tabular de pequeno porte.

A maior espessura da Formação Botucatu na área de estudo, ocorre junto a *Cornija* da Serra da Caneleira (figura 21), com espessura de cerca 18 metros. Corresponde a um arenito médio a grosso, podendo ser conglomerático, quartzosos amarelos e vermelhos, com estratificação cruzada acanalada e tabular.



Figura 23: Afloramento de arenitos da Formação Botucatu com estratificação cruzada. Fotos: Karine Bueno Vargas (2010).



Figura 24 – Afloramento de arenito Botucatu, evidenciando estratificação cruzada acanalada e tabular, com grânulos milimétricos de quartzo junto aos sets. Foto: Karine Bueno Vargas (2010).

Sobreposto aos arenitos e ocupando o topo da coluna estratigráfica da área de estudo, encontra-se a Formação Serra Geral. Os basaltos que compõem essa formação têm seu maior domínio sobre as áreas mais elevadas da bacia do ribeirão Água das Antas, estando localizada predominantemente no reverso da escarpa da Serra Geral, ou nos topos das escarpas e

patamares do Segundo Planalto. No domínio da bacia ocorrem algumas soleiras e diques que cortam os estratos da Formação Pirambóia, Botucatu e Rio do Rasto. Nas áreas de ocorrência das soleiras observa-se metamorfismo de contato denotado em arenitos silicificados da Formação Botucatu, além da presença de corpos mais ácidos como dácitos da Formação Serra Geral.

A Formação Serra Geral (Figura 25) é constituída por uma sucessão de derrames de lavas, predominantemente básicas, contendo domínios subordinados intermediários e ácidos, principalmente no terço médio e superior. Esta formação é consequência de um intenso magmatismo fissural, correspondendo ao encerramento da evolução gonduânica da bacia do Paraná (ORLANDI FILHO et al. 2002).

Em alguns pontos de afloramento da formação Serra Geral, como o da figura 25, verifica-se disjunções colunares ou diáclases e a presença de brecha tectônica preenchida com 30 cm de basalto alterado.



Figura 25: Disjunções colunares em basaltos maciços da Formação Serra Geral. Fotos: Edison Fortes (2010).

O aumento da acidez dos corpos dácíticos pode ser reflexo da incorporação dos arenitos da Formação Pirambóia e Botucatu no momento de intrusão da rocha ígnea nos fraturamentos, refundindo este material arenoso e aumentando, portanto, o teor de quartzo nas rochas encaixantes da Formação Serra Geral.

As formações superficiais da bacia são representadas pelos depósitos terciários e quaternários (Figura 26), sendo eles os depósitos coluviais, aluviais e colúvio-aluviais. Verifica-se no baixo curso do ribeirão Água das Antas processos de erosão ativa, com processos de ravinamento acelerado, estando associados à intensa ação erosiva dos depósitos coluviais.

Os **depósitos coluviais** predominam no baixo curso do ribeirão Água das Antas, sendo provenientes de material detrítico de locais topograficamente mais elevados, depositado nas partes medianas e baixas das vertentes, transportado por processos comandados pela ação da gravidade (Figura 26). Depósitos coluviais podem ocorrer associados à paleopavimentos detríticos, junto aos patamares das bordas escarpadas das serras. Esses depósitos distribuem-se ao longo de toda a bacia, no entanto, sua maior concentração se dá no baixo curso do ribeirão Água das Antas.

Segundo Casseti (2005), os colúvios são geneticamente definidos como material transportado em conjunto pelo escoamento superficial ou pela ação da gravidade, ao longo da vertente, até o seu sopé, onde normalmente assumem maiores proporções, quando não são trabalhados ou retirados por outros processos, como o fluvial. No sentido descritivo, corresponderia aos materiais que descem a encosta. Os colúvios são pouco estratificados ou não apresentam estratificação, sendo facilmente diferenciados dos solos originais (alterados in situ), algumas vezes facilmente identificados pela existência de paleopavimentos que os separam dos materiais subjacentes.



Figura 26: Aspecto das formações superficiais. Na foto da esquerda observam-se níveis de cascalheira polimítica, apresentando granodecrescência e com pouca matriz, apresentando imbricação no sentido da corrente do rio atual. Esse nível é sobreposto por depósito areno-argiloso fino, mal selecionado, com gênese colúvio-aluvial controversa. Nas fotos da direita, nível de pedimentação detrítica, recobrindo um patamar (paleopavimento), com cerca de 2,0 metros de espessura, formada por blocos angulares de arenitos, siltitos e basaltos. Apresenta ausência de matriz. Fotos: Karine Bueno Vargas (2010/2011).

Os **depósitos aluviais** (Figura 26) ocorrem com menor frequência na bacia, e são representados pelas planícies aluviais, as quais podem encontrar-se preenchidas por depósitos aluviais atuais, inumando cascalheiras indicativas de fluxos torrenciais pretéritos. Na área de estudo, os depósitos fluviais ocupam espaços limitados junto ao baixo curso do ribeirão Água das Antas. As cascalheiras foram diferenciadas dos pedimentos ou paleopavimentos localizados nas vertentes por terem, normalmente, sido trabalhados pelo próprio sistema fluvial (Figura 26). Eles são formados por blocos e cascalhos, com diâmetros variando de 3 a 30 cm, e espessura de até 1,5 metros. Ocorrem também, depósitos arenosos de diques marginais, constituídos de areia fina a muito fina, com estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo.

De acordo com Casseti (2005), enquanto os paleopavimentos de vertente apresentam características angulosas, por terem sido elaborados em condição climática seca (resultante da desagregação mecânica) e geralmente pouco transportados, os inumados pelos sedimentos aluviais holocênicos normalmente encontram-se arredondados ou subarredondados, em consequência do transporte fluvial (rolamento ou saltação). Ambas as formas significam que os detritos foram depositados em condições climáticas agressivas, e com o retorno ao clima

úmido, foram inumados, fossilizados, constituindo testemunhos das alternâncias climáticas na área.

Os **depósitos colúvio/aluviais indiferenciados** correspondem às formações superficiais de difícil distinção no campo e em fotos aéreas. Ocorrem junto às baixas vertentes e fundo dos vales, localizados ao longo do médio curso do ribeirão Água das Antas. (Figura 26). Apresentam cores castanha e marrom, com predomínio de areia muito fina, podendo se apresentar bem selecionada ou mal selecionada. Não são visíveis estruturas que permitam inferir sobre o ambiente gerador.

A morfologia da bacia do ribeirão Água das Antas é controlada, portanto, pelos variados conjuntos litotípicos da Bacia Sedimentar do Paraná, além de suas formações superficiais quaternárias e possivelmente terciárias, representadas por depósitos coluviais e aluviais (figura 26).

9.1.2. Caracterização Morfoestrutural e Morfodinâmica

A bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas possui formato alongado, com direção geral N40W, concordante com a falha do rio Alonzo, e outras estruturas regionais importantes, como o Arco de Ponta Grossa e as zonas de falhas de Guarapiara, São Jerônimo-Curiuva, Rio Ivaí e Rio Piquiri (Figura 14). O eixo longitudinal apresenta comprimento de 18.76 km, e largura média de 4 km.

As áreas mais elevadas correspondem às áreas mais dissecadas da bacia que variam de 550 a 850 m de altitude (Figura 27), concentrando-se no alto curso do ribeirão Água das Antas e a oeste do baixo curso. As áreas menos elevadas concentraram-se no baixo curso do ribeirão, variando sua altitude de 400 a 550 m (Figura 27), correspondendo às áreas menos dissecadas do terreno.

Os interflúvios apresentam-se angulosos na parte montante da bacia e convexos do médio curso para jusante, sempre mantendo relação com as condições altimétricas e de dissecação do relevo.

A bacia hidrográfica possui relevo variado, decorrente da diversidade de litoestruturas e de sua complexidade morfoestrutural e morfodinâmica regional (Figura 28). Sua posição em relação às bordas planálticas paranaenses de caráter erosivo, mas com nítidos controles estruturais, conferem a bacia do ribeirão Água das Antas processos complexos de dissecação do relevo, bem como de acumulação sedimentar, com longa história evolutiva cenozóica, vinculadas tanto às condições paleoclimáticas mais severas que a atual, como a eventos de

caráter neotectônico. A permanência de atividade tectônica atual é ainda controversa e carece de estudos mais detalhados.

Com base em domínios geomorfológicos, tipos de modelados e formas associadas, foram propostos para o presente estudo o Domínio de Escarpas e Patamares Dissecados, o Domínio Intermediário das Colinas Baixas, o Domínio dos Fundos de Vale e das Baixadas Sedimentares. Os domínios foram ainda classificados em função dos Modelados de Dissecação e dos Modelados de Acumulação, podendo ocorrer formas individuais de ambos os modelados ou estarem presentes num único domínio (Figura 29).

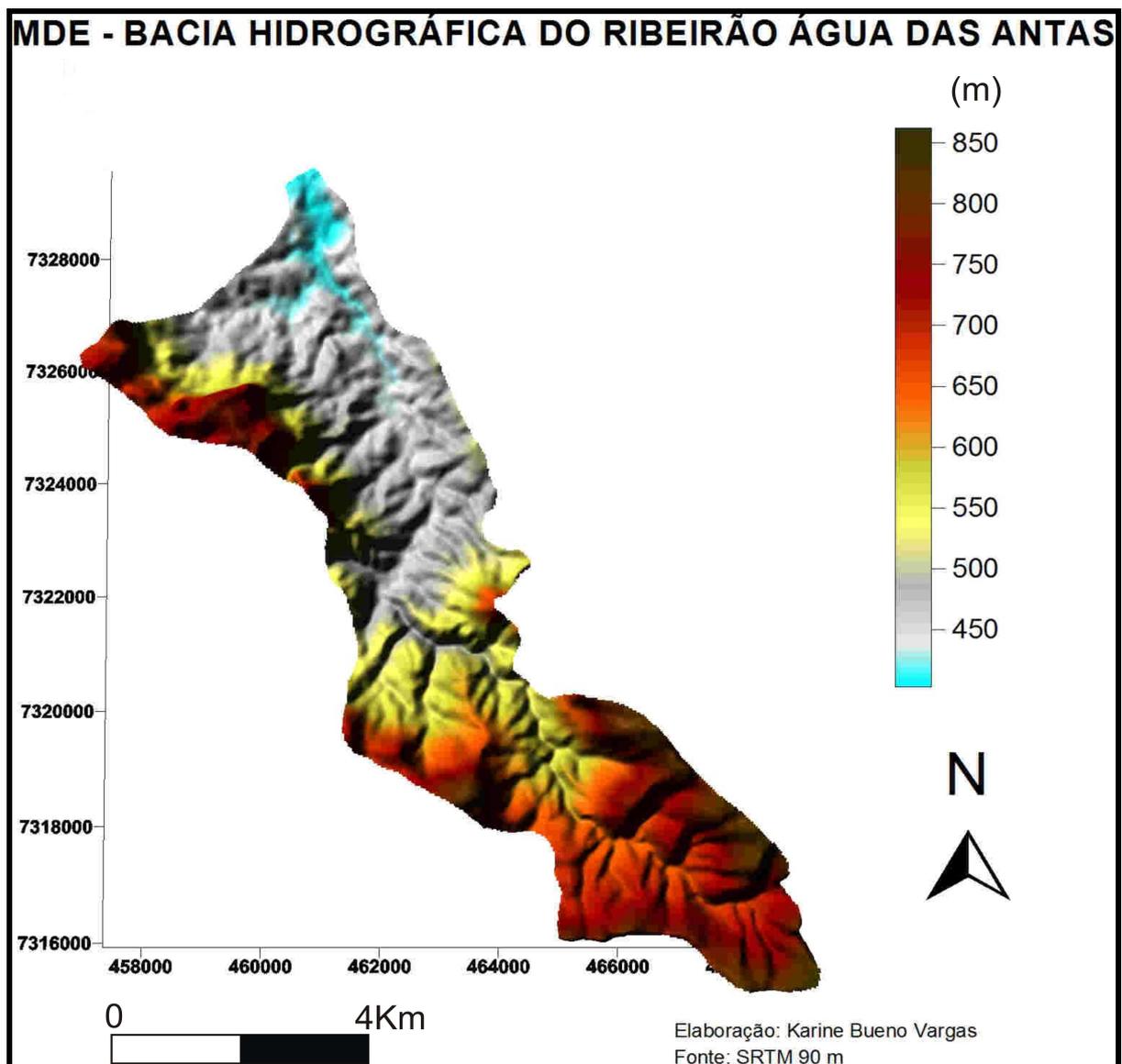


Figura 27: Modelo digital de elevação (MDE) da bacia do ribeirão Água das Antas.

O Domínio de Escarpas e Patamares Dissecados corresponde à zona mais expressiva e impressionante da morfologia da bacia. Esse domínio compreende diversas formas de relevo, sendo a maioria associada ao modelado de dissecação, representado principalmente por

escarpas adaptadas de falha, conforme análise regional das estruturas (Figura 29). Essas escarpas estão aproximadamente paralelas ao eixo longitudinal da bacia, sendo interrompida no seu médio curso. Apresenta seus principais desníveis no baixo curso, junto ao interflúvio da margem esquerda, onde atingem quase 279 metros, contados com o patamar adjacente, formando no topo escarpamento tipo *Cornija*, que aflora toda a sequência estratigráfica da área de estudo (Figura 21, 29 e 30).

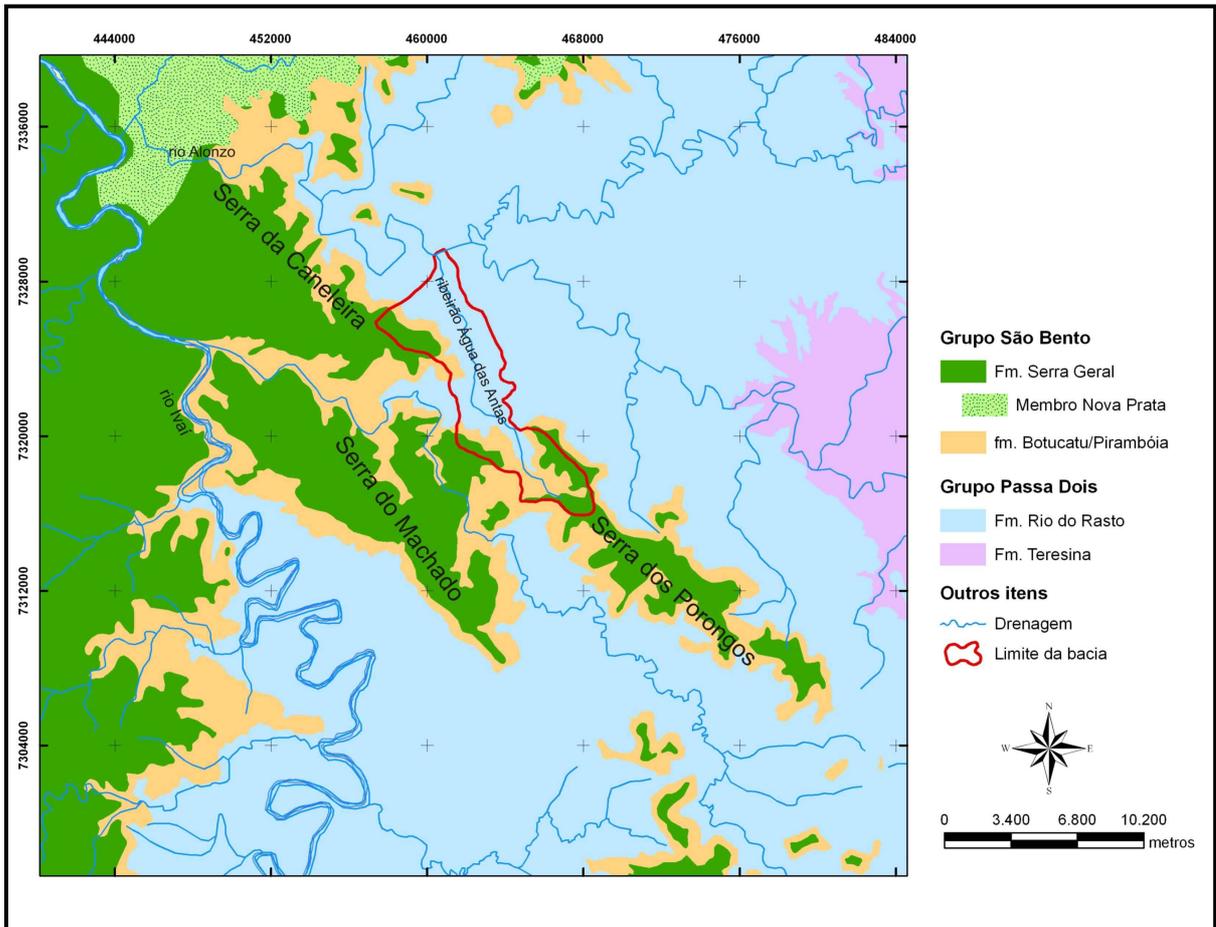


Figura 28: Contexto Geológico da área em que ocorre o bloco elevado, na porção central do mapa, na direção NW-SE. Base: Adaptado de MINEROPAR (2006).

Os *fronts* das escarpas encontram-se parcialmente erodidos por conta da erosão remontante promovida pelas cabeceiras de drenagem do ribeirão Água das Antas (Figura 28). Regionalmente, estas escarpas encontram-se associadas a uma estrutura na forma de um apêndice, possivelmente associado a um *horst*, que se projeta para sudeste, sendo limitado por falhas de direção NW-SE, coincidentes com as direções dos principais estruturas e falhamentos da região, como o da falha do rio Alonzo e do Arco de Ponta Grossa.

Esta estrutura em forma de apêndice possui extensão de aproximadamente trinta quilômetros, formando relevos serranos denominados localmente de Serra da Caneleira, Serra do Machado e Serra dos Porongos (figura 28).

São comuns ao longo das cornijas falhas subverticais com *trend* principal para N45°W, com mergulho subvertical (Figura 30 – quadro 4), coincidente com a direção geral da estrutura em *horst* (Figura 28). Observam-se na escarpa estrias, *steps* e *slickensides*, os quais indicam movimentos normais com componentes transcorrentes sinestrais.

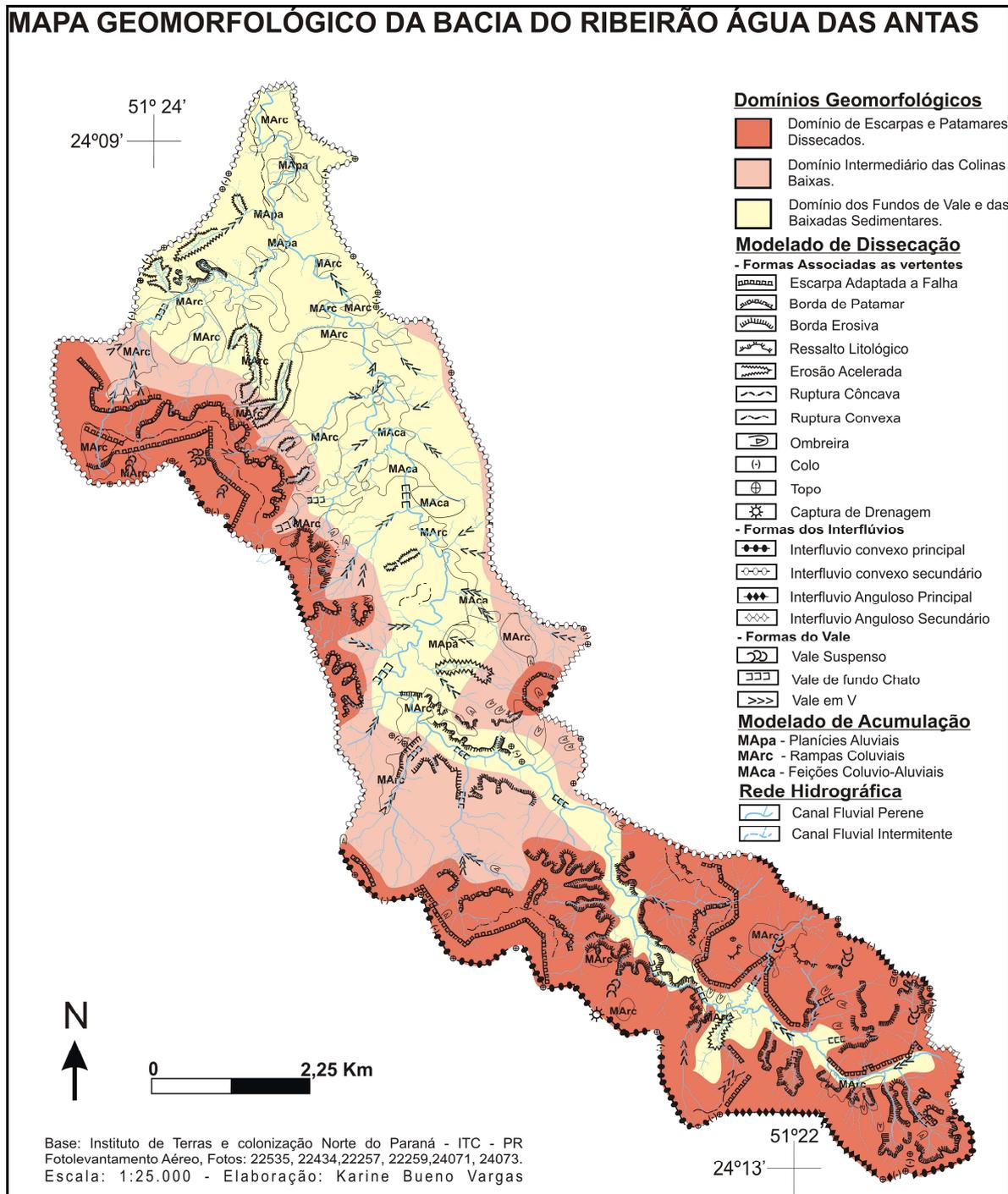


Figura 29: Mapa Geomorfológico da Bacia do Ribeirão Água das Antas (Apêndice 2 – tamanho A3).

No alto curso do ribeirão Águas das Antas, as escarpas adaptadas de falha continuam expressivas, porém, mais próximas ao canal do ribeirão Água das Antas, mas sempre evidenciando forte assimetria do vale (Figura 29). Esses fatos permitem inferir uma

importante zona de falha junto ao ribeirão Água das Antas, que possivelmente se prolonga pela Serra do Porongos e outros afluentes do rio Alonzo (Figura 28).

As declividades junto às escarpas e patamares são superiores a 75% (Figura 31), podendo formar paredões verticais nas escarpas de rochas sustentadas por arenitos conglomerático, de Fácies Torrencial, com grande persistência regional. Em muitos locais, afloram na base arenitos mais friáveis da Formação Pirambóia e pelitos da Formação Rio do Rasto (Figuras 19 e 29).



Figura 30: (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 Rasto; (4) linha de falha na escarpa, com indicação de movimentação normal e componente transcorrente sinistral. Foto: Vargas, K. B. (2010/2011)

As bordas de patamares e as bordas erosivas, embora aparentem semelhança morfológica, mostram gênese e possivelmente idades diferenciadas. As bordas de patamares representam um paleonível, com limites em torno de 600 metros de altitude, com expressivas coberturas detríticas, representadas por blocos de tamanhos diversos e uma variedade de tipos litológicos, indicativo de zona de pedimentação (Foto 32).

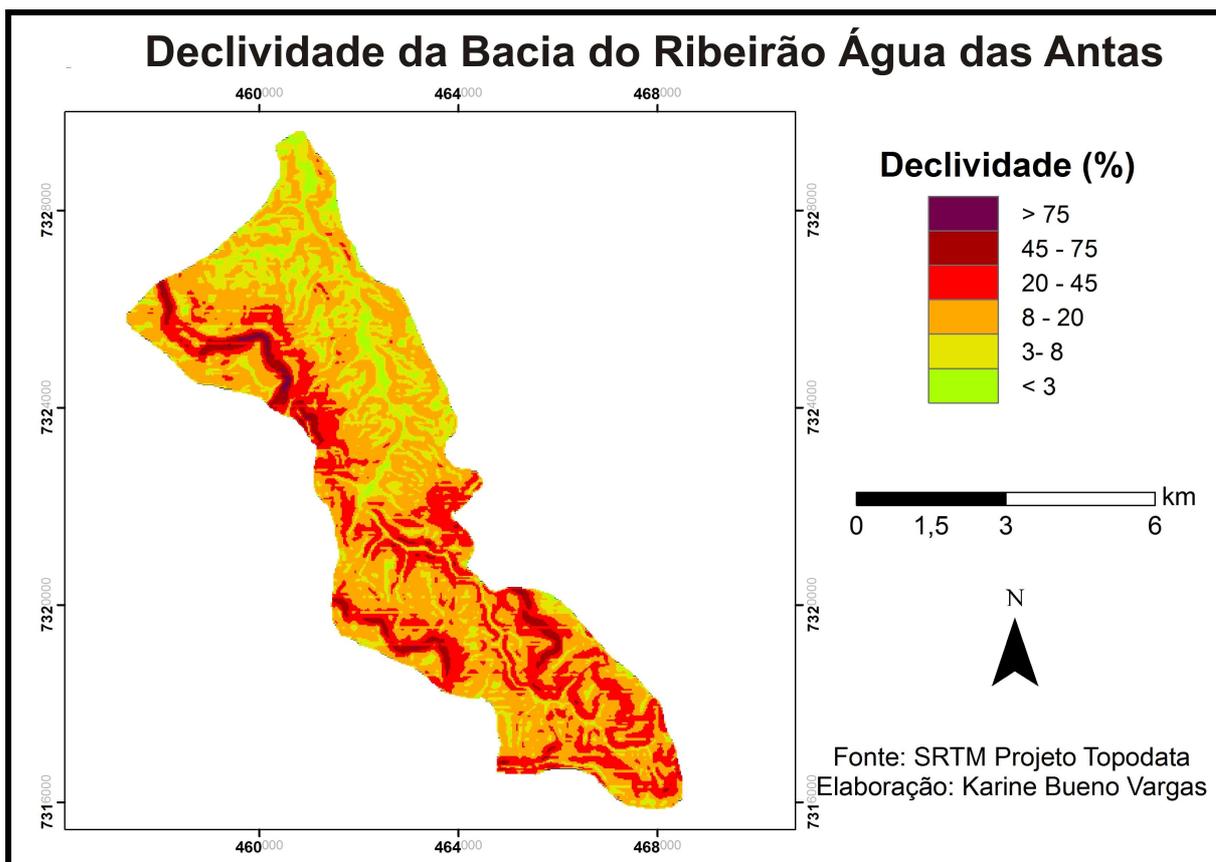


Figura 31: Mapa de Declividade da Bacia do Ribeirão Água das Antas.

Estes patamares são atribuídos por Manieri (2010) e Santos (2010) a evidências regionais de oscilações climáticas durante o Cenozóico e podem ter sua gênese associada às superfícies de aplainamento, descritas por Bigarella e Ab'Saber (1964). O topo da escarpa estaria associado ao nível Pd3, o patamar mais elevado ao Pd2, e o patamar mais rebaixado ao Pd1. Estas supostas superfícies de aplainamento se repetem de uma maneira geral no relevo regional em algumas áreas em altitudes mais altas, o que pode ser causado por um possível abatimento/soerguimento de blocos.

Recobrando esses patamares ocorrem depósitos detríticos, com cascalhos angulosos de litologias variadas, mas com predomínio de basaltos da Formação Serra Geral e arenitos da Formação Botucatu, formando pacotes com até 2,0m de espessura. Os cascalhos apresentam pouca matriz, geralmente arenosa, podendo ter clastos milimétricos até 2,0m de diâmetro, formado de arenitos, basaltos, calcedônia e ágata. Esses patamares se constituem em típicos pedimentos detríticos, descritos na literatura geomorfológica.



Figura 32: (1) Vista de relevo escalonado com patamar vinculado à paleonível detritico (2 e 3) detalhe da cobertura detritica sobre paleonível, com blocos e cascalhos facetados de natureza polimítica. (4), Bloco de arenito silicificado da Formação Botucatu junto a cobertura detritica. Fotos: Karine Bueno Vargas (2010).

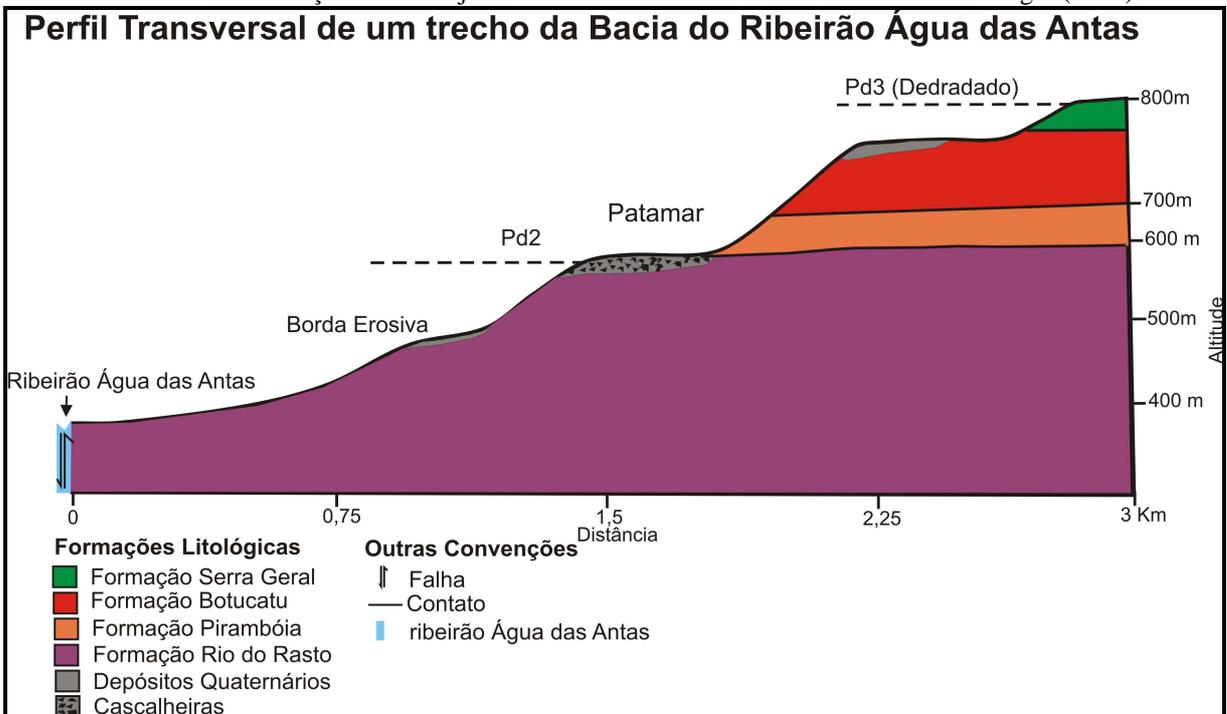


Figura 33: Perfil Transversal do trecho onde encontra-se os patamares e as zonas de cascalheira na bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas.

A associação desses patamares (paleoníveis detríticos) com zonas de pedimentação (Pd2), pressupõe que processos de falhamento dessas escarpas apresentam uma idade mais antiga que aquela que deu origem a erosão que provocou o recuo dessa escarpa.

Outro relicto de alternância climática encontrado na bacia foi a linha de pedras, sendo observado num afloramento no baixo curso do ribeirão, uma linha de cascalhos de 5 cm de diâmetro com muitos fragmentos de concreção ferruginosa de aspecto placóide de até 2 cm e fragmentos angulosos concrecionados.

Sobrepostos a esse nível ocorre uma camada de 5 cm de cascalhos polimíticos sub angulosos de basalto, calcedônia e arenito, sendo caracterizado como *stone lines* (linhas de pedra) ou paleopavimentos (Figura 34), abaixo e sobre a linha de cascalho ocorre um solo raso, com aproximadamente 50 cm na sua base e pouco mais de 15 centímetros no topo.

Segundo Bigarella et al. (1961), estas linhas de cascalhos seriam produto da desagregação de núcleos rochosos em fase de semi-aridez e os fragmentos rochosos seriam transportados sobre o relevo a partir de fluxos sub-aquosos, sendo posteriormente, recobertos por sedimentos carregados de outras áreas. Para Ab'Saber (1967), teriam ocorrido climas mais secos durante o último período glacial, permitindo afirmar que as linhas de seixo foram formadas por mecanismo de paleopavimentação detrítica. Estas frações grosseiras dispostas sobre forma de chão pedregoso e seguidas por depósitos de material fino, oriundos de processos ocorridos em um período úmido (pós-seco), foram retrabalhadas, instalando-se sobre o solo em forma de linha de pedra.



Figura 34: Linha de cascalhos arredondados, composto basicamente de diabásios alterados, com algumas ocorrências de material ferruginoso, o que atesta a condição de um paleoclima associado a sazonalidade pluviométrica. Foto: Karine Bueno Vargas (2010).

As bordas erosivas compreendem relevos presentes principalmente, no médio e alto curso, mais próximo aos cursos fluviais, com borda próxima a 500 metros de altitude. Essas formas indicam possivelmente, uma retomada erosiva importante durante o Quaternário, em que podem estar associadas a pulso tectônico e a erosão remontante dos principais sistemas fluviais regionais.

Uma das feições morfoestruturais de maior destaque na bacia corresponde a um domo, bem destacado na paisagem pelo seu padrão de drenagem radial (Figura 35), que apresenta uma configuração circular isolada. O domo em questão encontra-se apenas parcialmente na bacia, já que se localiza num divisor de águas, no médio curso do ribeirão Água das Antas, junto a sua margem direita.

A origem desse domo sugere uma gênese associada à atividade intrusiva, ocasionada pelo arqueamento da paleomorfologia, com conseqüente elaboração de uma abóbada topográfica, durante atividade ígnea mesozóica.

Para Penteado (1978), a estrutura domática é resultante 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 (Figura 35). Sua gênese pode ser de diferentes tipos.

A origem do 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. Os padrões de drenagens radiais e sub-radiais são comuns nas áreas dos derrames ígneos e nos planaltos periféricos da Bacia Sedimentar do Paraná, o que reforça sua origem lacolítica.

De acordo com Caseti (2005), após efeitos erosivos, associados aos processos epirogênicos positivos, a estrutura dômica desenvolve uma morfologia circular ou elíptica, dada a resistência não só do corpo intrusivo, como também, das rochas encaixantes que foram submetidas a metamorfismo de contato, o qual alterou o comportamento físico e as propriedades geomorfológicas das rochas.



Figura 35: Feição dômica (1), com patamares nas bordas, sendo possível observar drenagens de primeira ordem, formando sulcos ao longo de linhas de falha abertas (4), e entulhamento desses canais com blocos ângulos polimíticos sobre a Formação Rio do Rasto, formando níveis de depósitos de fluxos torrenciais, sotoposto por nível de colúvio. Foto: Vargas, K. B. (2010/2011).

O processo de soerguimento do domo na bacia do ribeirão das Antas (figura 35 e 36) demonstra pelo menos duas fases de soerguimento, a partir de uma tectônica distensiva, interrompida por pelo menos uma fase de erosão. A primeira fase, no qual denominamos preliminarmente de F1, que corresponde à fase de intrusão de corpos lacolíticos, com soerguimento generalizado da área durante o Cretáceo. Esta fase de soerguimento foi interrompida por uma fase de erosão generalizada, possivelmente associada ao Pd2, de idade terciária, se considerar o desnivelamento tectônico ocorrido posteriormente, observado por Manieri (2010) e Santos (2010). Durante o Quaternário, novo pulso de soerguimento, no qual denominamos F2, teria ocorrido a partir de uma tectônica distensiva, que permitiu a reativação das fraturas no domo, possibilitando a instalação de uma rede de drenagem radial, em condições climáticas mais úmidas. A abertura dessas fraturas e o clima mais úmido

possibilitaram movimentos de massa ao longo das vertentes, com deslocamentos de blocos de até 2,0 m de diâmetro e entulhamento destes junto às calhas dos córregos de primeira ordem, instalados junto a essas fraturas.

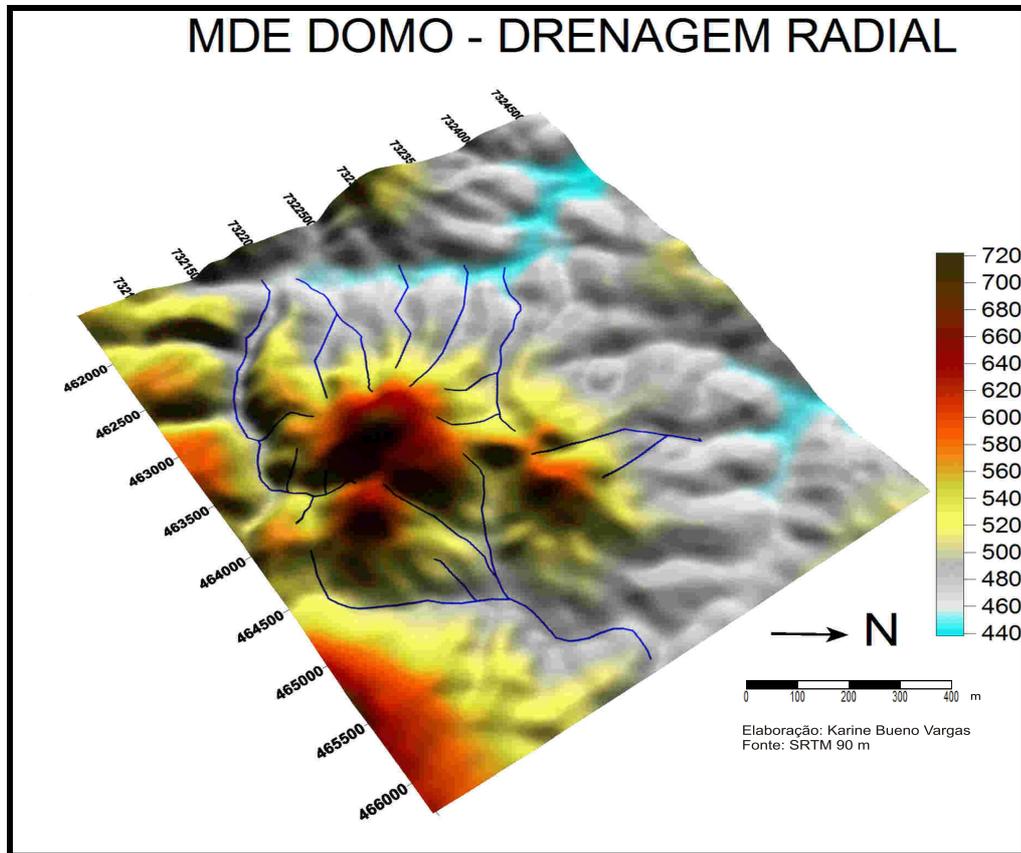


Figura 36. Feição dômica com drenagem radial.

Os ressaltos litológicos evidenciam importante controle do relevo por erosão diferencial, em virtude de se tratar de formas ligeiramente projetadas para fora das vertentes, em zona de contato litológico, que pode ser o contato das formações Botucatu e Pirambóia, mas principalmente das diferentes fácies pelíticas e psamíticas, que compõem a Formação Rio do Rasto.

Outras formas associadas ao modelado de dissecação são as ombreiras, os colos e os vales suspensos. Esse último merece destaque, pois além ter ocorrência expressiva na área do Domínio de Escarpas e Patamares Dissecados (Figura 29), atesta importante zona de falhamento recente, visto se tratarem de vales drenados por canais de primeira ordem.

Os topos desse domínio são aplanados, controlados por basaltos da Formação Serra Geral (Figura 24), com predomínio de declividades entre 3% e 20% (Figura 31), permitindo o desenvolvimento de solos argilosos espessos vinculados à alteração supérgena das rochas ígneas básicas.

Esse domínio compreende uma faixa que se estende em ambas as margens do ribeirão Água das Antas, do seu médio ao baixo curso, entre altimetrias que variam de 500 a 600 metros (Figura 27). Predominam as vertentes côncavas e convexas, com declividades entre 8% e 45% (Figura 31), modeladas sobre arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto, recobertas parcialmente por depósitos colúviais junto às vertentes dos vales de segunda e terceira ordem (Figura 19).

No Domínio Intermediário das Colinas Baixas, são comuns as feições ligadas ao modelado de dissecação, tais como: bordas erosivas, ombreiras, vales em “v”, e formas ligadas à erosão acelerada (Figura 29).

Nesse domínio, a erosão acelerada encontra-se associada às cabeceiras de drenagens de segunda ordem, denotando importante participação da erosão remontante nos processos de recuo das escarpas. Nessas áreas, o solo ocupado por pastagens e matas degradadas pode estar contribuindo para a intensificação dos processos erosivos.

O Domínio dos Fundos de Vales e Baixadas Sedimentares compreende uma faixa que se estende desde o alto curso (próximo as nascentes do ribeirão Água das Antas), até o baixo curso, com ocorrência de forte alargamento de sua área, a partir do médio curso em direção ao baixo curso (Figura 29). Fica evidente através da figura 29, que as feições de bordas erosivas têm seu término no local onde inicia esse alargamento do domínio. Esse fato pode estar relacionado à zona de falha, possivelmente normal, limitando blocos ativos. O bloco superior, em ascensão, representado pelo Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados e o Domínio Intermediário das Colinas Baixas, poderia estar induzindo a retomada erosiva, através do ribeirão Água das Antas e afluentes e gerando a formação das bordas erosivas da bacia.

No Domínio dos Fundos dos Vales e das Baixadas Sedimentares ocorre o predomínio de vales em “v”, que configuram uma rede de drenagem subdendrítica e semi-radial, que drenam arenitos e siltitos da Formação Rio do Rasto, que constitui a única unidade aflorante nesse domínio.

Nesse domínio, os vales de fundo chato estão presentes a partir do médio curso em direção ao baixo curso, porém, de forma descontínua na forma de alvéolos, com sedimentação aluvial e por vezes colúvio-aluvial.

As rampas colúviais ocorrem por toda a extensão da bacia, indicando importante processo morfogênético desse setor planáltico, que contrasta com as áreas mais elevadas sob domínio dos derrames basálticos, onde forma mantos de alteração espessa sem ou com pouco transporte. Para fins de mapeamento optou-se por representá-los junto às vertentes próximas as margens dos canais de segunda e terceira ordem, onde formam rampas mais facilmente

visualizadas em fotos aéreas. Em virtude do tempo disponível e dos objetivos dessa dissertação, não foi possível análises mais detalhadas quanto ao conteúdo sedimentar e presença de estruturas dos depósitos sedimentares que compõem o Domínio dos Fundos dos Vales e das Baixadas Sedimentares.

9.1.3. Comportamento Estrutural da Bacia

Em relação aos lineamentos estruturais, a bacia do ribeirão Água das Antas encontra-se na borda noroeste da estrutura tectônica de soerguimento do Arco de Ponta Grossa. De acordo com Soares et. al. (1982), o qual realizou trabalhos de fotolineamentos na Bacia do Paraná, fisiograficamente os lineamentos que tem expressão geomórfica são os mais frequentes na área, sendo em geral alinhamentos de feições topográficas negativas (incluindo cursos de rios), os quais constituem de quebras em terreno uniforme (basaltos e arenitos) e em feições das formas de relevo normalmente contínuas e fortemente impressas na morfologia, no geral, são feições compostas.

A partir da análise estatística dos lineamentos retirados manualmente da imagem SRTM, juntamente com os lineamentos obtidos pela fotointerpretação das fotografias do ITC-PR, verificou-se que os lineamentos estruturais preferenciais da bacia são os de direção NS e NE, possuindo maior frequência e comprimento absoluto, variando suas direções entre 0-10 NE a 0-10 NW e 30-60 NE.

Os *trends* NW podem ser considerados de um sistema secundário de fraturas, tendo menor relevância entre os demais *trends* (tabela 2 e figura 37).

Tabela 2 - Dados estatísticos dos lineamentos estruturais da bacia do Ribeirão Água das Antas:

IF	FA	CCA	FR	CR	MC	DPC	MAS	DPAS	MA	DPA
0 - 10 NE	10	3972.51	6.13	4.28	397.25	167.32	86.99	3.66	83.79	4.97
10 - 20 NE	4	1974.74	2.45	2.13	493.68	291.72	72.83	0.96	73.53	1.25
20 - 30 NE	6	2625.44	3.68	2.83	437.57	162.88	62.76	2.98	61.46	3.30
30 - 40 NE	13	7620.35	7.98	8.21	586.18	287.89	54.71	2.37	53.11	2.90
40 - 50 NE	19	9831.18	11.66	10.59	517.43	230.99	44.90	2.90	46.41	3.29
50 - 60 NE	14	10289.34	8.59	11.08	734.95	491.72	35.10	2.75	38.17	4.22
60 - 70 NE	8	4826.19	4.91	5.20	603.27	428.07	24.68	3.62	29.52	6.31
70 - 80 NE	9	5617.23	5.52	6.05	624.14	270.65	14.84	3.27	12.30	4.24
80 - 90 NE	17	9088.18	10.43	9.79	534.60	220.51	4.68	2.79	0.88	4.81
0 - 10 NW	19	10332.58	11.66	11.13	543.82	203.74	176.66	2.79	177.92	3.53
10 - 20 NW	7	5638.88	4.29	6.07	805.55	773.34	162.35	2.04	161.80	2.12
20 - 30NW	6	2936.59	3.68	3.16	489.43	115.56	155.08	2.91	151.13	5.22
30 - 40NW	1	264.11	0.61	0.28	264.11	0.00	149.37	0.00	149.37	0.00
40 - 50 NW	5	5060.72	3.07	5.45	1012.14	354.61	135.48	2.61	135.43	2.61
50 - 60 NW	9	5159.78	5.52	5.56	573.31	343.69	127.74	2.73	129.66	3.40
60 - 70 NW	3	2684.70	1.84	2.89	894.90	779.31	116.02	1.72	117.76	2.73
70 - 80 NW	3	1500.99	1.84	1.62	500.33	306.85	103.90	3.95	101.94	4.62
80 - 90 NW	8	3382.71	4.91	3.64	422.84	212.06	92.62	1.97	90.66	2.88

IF - Início e Fim, **FA** - Frequência Absoluta em % , **CCA** - Comprimento Absoluto em metros, **FR** - Frequência Relativa em graus, **CR** - Comprimento Relativo em metros, **MC** - Média do Comprimento em metros, **DPC** - Desvio Padrão Comprimento em metros, **MAS** - Média Azimute Simples em graus, **DPAS** - Desvio Padrão Azimute Simples em graus, **MA** - Média Azimute em graus, **DPA** - Desvio Padrão Azimute em graus.

Na figura 37 observam-se os gráficos de rosetas, o qual mostra os dados de frequência e comprimento. Os *trends* de direção N10W e N10E são considerados de direção N/S, tais

lineamentos apresentam grande relevância na bacia (Figura 38). Segundo Santos et al. 2008, estes *trends* pertencem aos lineamentos estruturais principais do rio Ivaí em seu curso inferior. Já Salamuni (1998), relata que os lineamentos direcionados N-S na Bacia Sedimentar de Curitiba são expressivos nos depósitos quaternários, podendo ter sido formados no último pulso tectônico desta bacia.

Para Saadi (1991), os esforços tectônicos podem ser transmitidos mesmo em regiões intraplacas, como é o caso da área em estudo, sugere-se que esses *trends* de direção N/S podem estar relacionados a pulso tectônicos, estando associados a movimentações quaternárias na porção central da Bacia do Paraná.

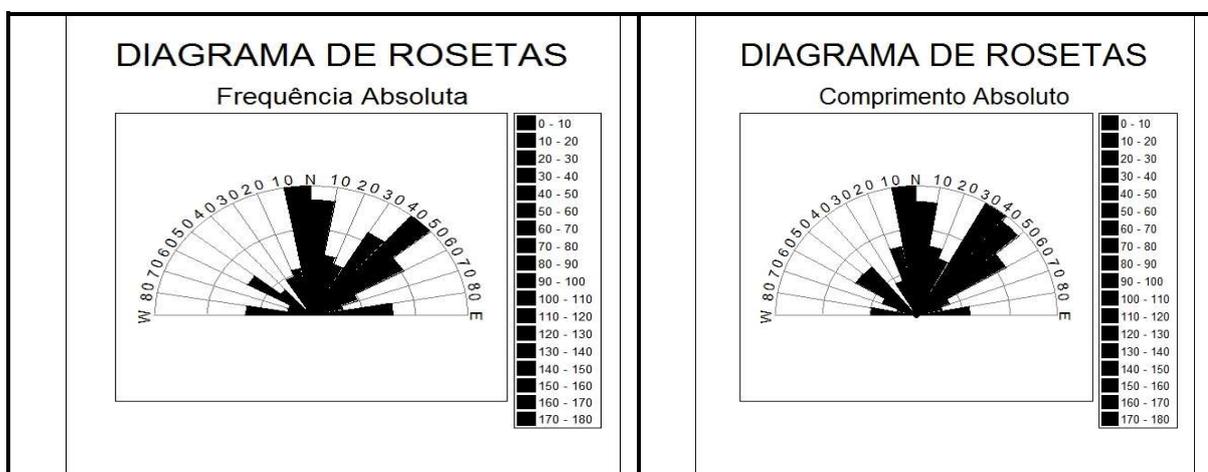


Figura 37: Gráficos de Roseta - Frequência Absoluta/Comprimento Absoluto dos Lineamentos da Bacia do Ribeirão Água das Antas

As famílias N-S e E-W para Strugale (2002), são os alinhamentos mais espaçados em que exibem feições de superposição em relação às demais direções, apresentam traços planares e ligeiramente curvilíneos, contínuos (alinhamentos E-W) ou feixes de lineações descontínuas (alinhamento N-S). De acordo com o autor supracitado, as zonas de falha da região apresentam alterações geométricas em função do posicionamento das mesmas em relação ao eixo do Arco de Ponta Grossa e os alinhamentos estruturais-magnéticos Rio Alonzo e São Jerônimo Curiúva. Esta diferença geométrica pode relacionar-se a um componente direcional mais proeminente em comparação às zonas de falhas situadas nos referidos alinhamentos, as quais exibiriam um registro de movimentos gravitacionais nas falhas.

Para Strugale (2002), em relação aos diques de diabásio das zonas de falhas de Faxinal, Cruzmaltina e Rosário do Ivaí, tais diques apresentam prolongamento de até 50 km adentro da cobertura basáltica, na faixa dos alinhamentos do Rio Alonzo, apresentando

geometria predominantemente planar na Formação Serra Geral, ao contrário de seus correspondentes das unidades sedimentares sotapostos.

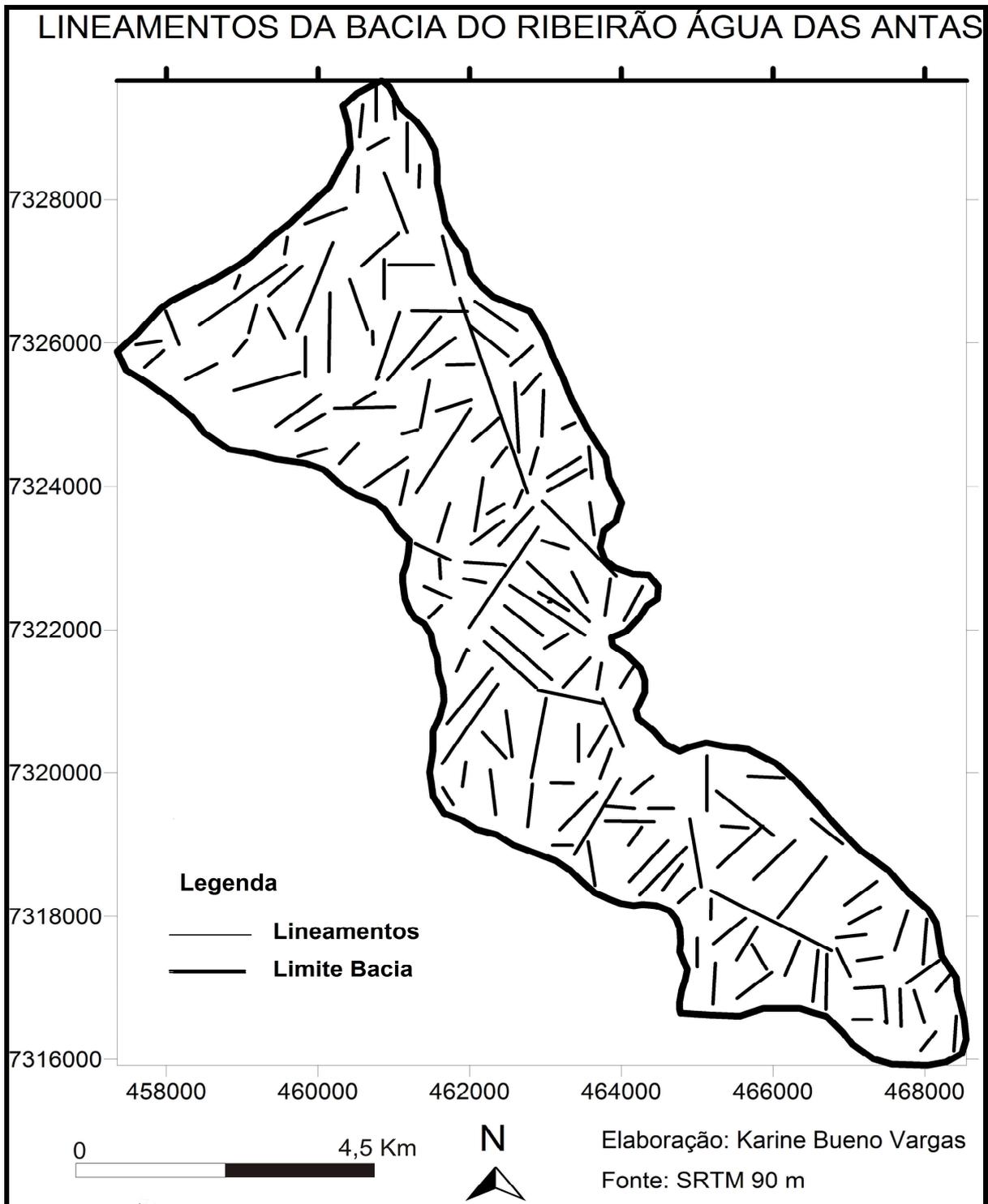


Figura 38: Mapa de Lineamentos da Bacia do Ribeirão Água das Antas.

9.2. Ribeirão Água das Antas e seu Significado Morfoestrutural

O ribeirão Água das Antas possui 18,76 km de comprimento em seu curso principal e ocupa uma área de 42,65 km². Apresenta densidade de drenagem variável conforme a margem considerada. A figura 39 evidencia uma densidade de drenagem sensivelmente superior, junto aos afluentes da margem esquerda do ribeirão das Antas, do terço superior até a foz, invertendo essa situação em direção as cabeceiras de drenagem. Possui uma sinuosidade mista, com alto índice de angularidade e paralelismo, e uma tropia multidirecional e uma assimetria moderada. O padrão de drenagem possui suas características geométricas com tendência a subdendrítico e em algumas áreas ao radial, tendo a declividade e as estruturas como fator controlador .

9.2.1. Morfometrias de Drenagem

Uma das representações mais frequentes de aspectos morfométricos de cursos d'água refere-se a perfis longitudinais de rios, plotados em gráficos de coordenadas cartesianas, considerando-se como variável dependente a altitude dos diversos pontos da drenagem (ETCHEBEHERE, 2004). Quanto mais equilibrado for o curso d'água, mais ajustado a este tipo de equação será o perfil.

Segundo MACKIN (1948), considera-se que uma determinada drenagem ou trechos da mesma, poderão ser considerados em equilíbrio quando não se verificar assoreamento generalizado de um leito fluvial ou entalhe do talvegue, ocorrendo somente fluxo da carga sedimentar, apresentando uma típica forma côncava, que pode ser descrita por uma equação exponencial, qualquer alteração no perfil leva a corrente a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, seja erodindo seu próprio leito, seja propiciando agradação. Para HACK (1973), as curvas com menor concavidade indicariam condições de desequilíbrio. O tempo necessário para que a drenagem readquira o equilíbrio ou um *quasi-equilibrium* não pode ser precisado. Porém, trechos de drenagem fora de equilíbrio podem ser indicativos de atividade tectônica recente.

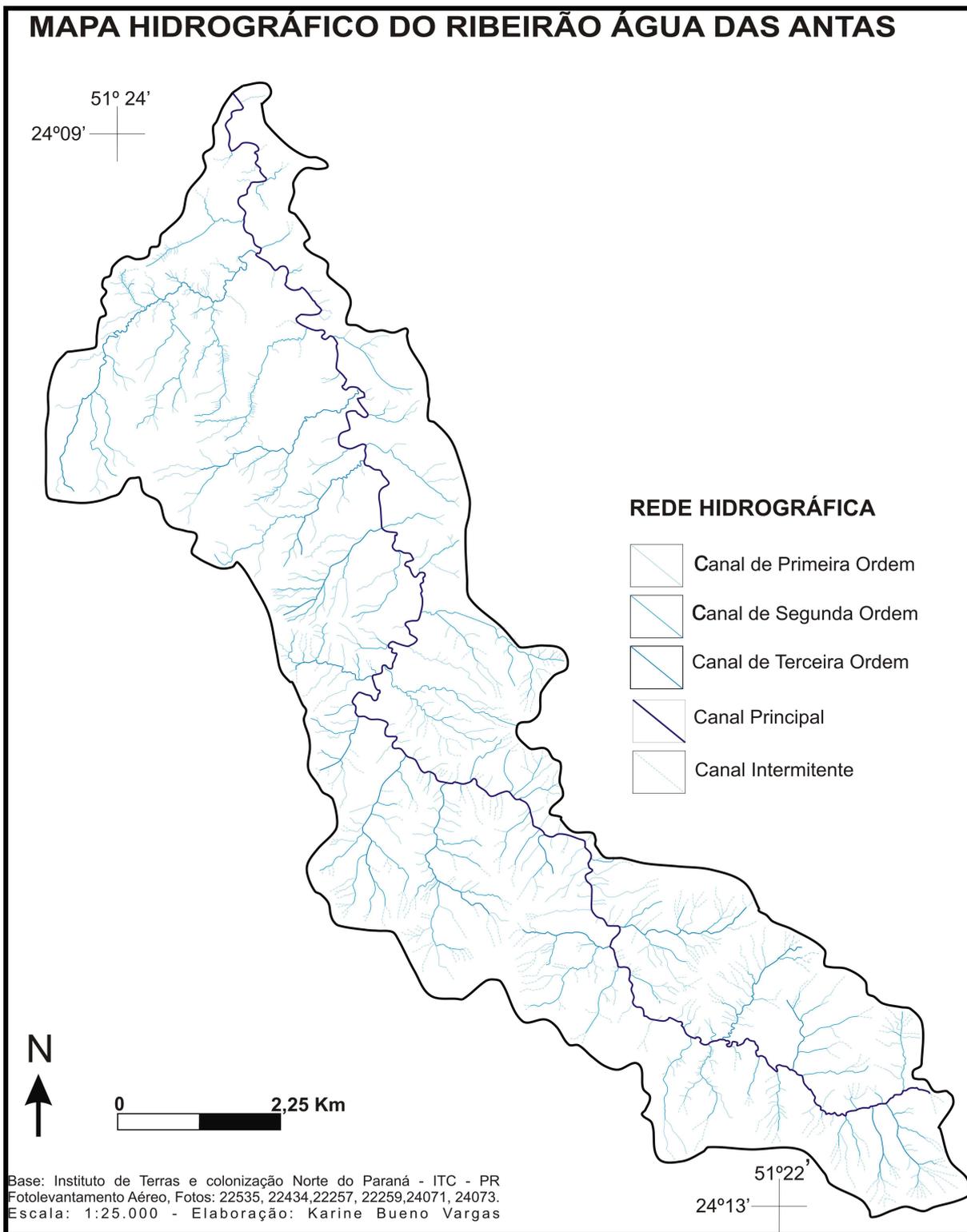


Figura 39: Mapa Hidrográfico da Bacia do Ribeirão Água das Antas (Apêndice 3 – tamanho A3).

Observa-se no perfil longitudinal da bacia do ribeirão Água das Antas (Figura 40), que a curva ali disposta apresenta geometria mais ou menos afeiçãoada a uma equação logarítmica, apresentando pequenas quebras ou rupturas na linha de declividade. Estas quebras devem representar processos que estão alterando o equilíbrio do curso d'água nestes setores.

Geralmente, estes desequilíbrios estão ligados ou a confluências de tributários ou a heterogeneidades no substrato rochoso, ou ainda, a processos de deformação crustal. O canal apresenta uma significativa mudança de altitude ao longo do seu percurso, onde a nascente está na cota dos 700 m de altitude, chegando a atingir quase 400 m de altitude em sua foz, desaguando no rio Alonzo.

Entre as pesquisas de análise de eventos tectônicos recentes, está o emprego de técnicas de parâmetros fluviais e morfométricos. Tendo como princípio que os cursos de água, governados pela gravidade reagem rapidamente a qualquer deformação na superfície do terreno, mesmo as mais tênues, podem dessa forma, ser utilizadas para a busca de anomalias que estejam condicionadas por deformações tectônicas (PENTEADO, 1978).

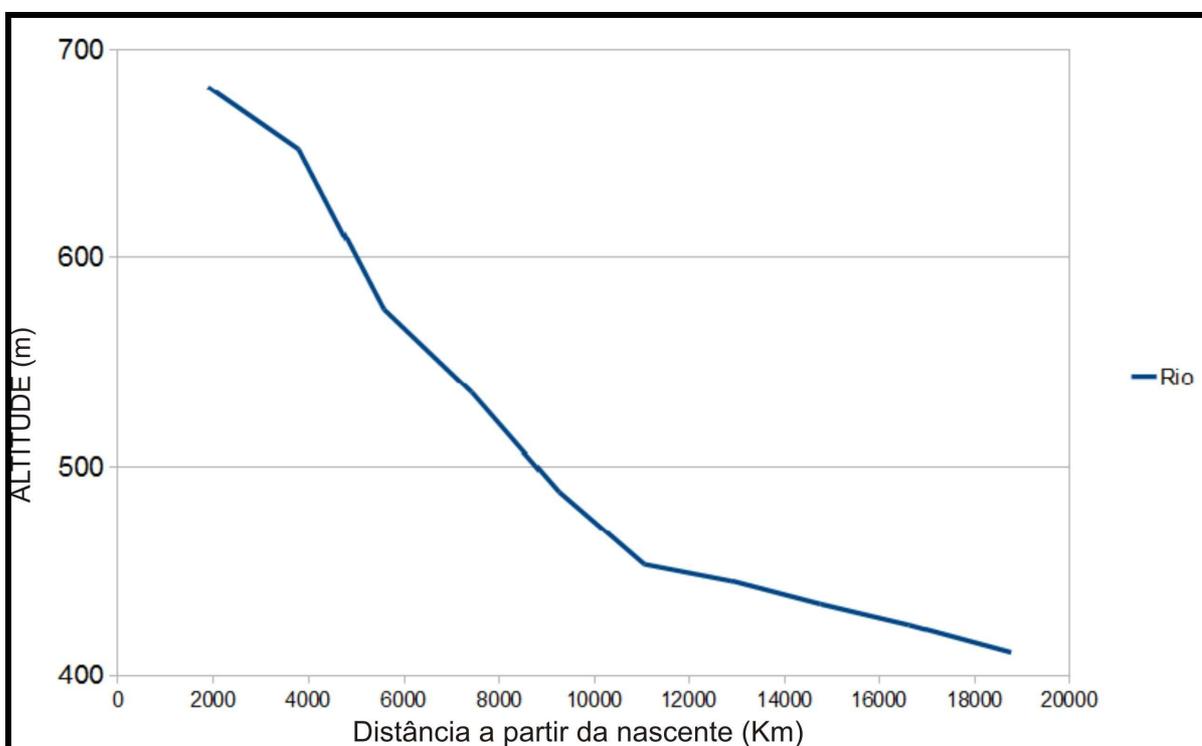


Figura 40: Perfil longitudinal do ribeirão Água das Antas.

Hierarquicamente, o ribeirão Água das Antas corresponde a uma drenagem de 4º ordem, segundo o método proposto por Strahler (1952), este resultado demonstra que a rede de drenagem possui uma considerável ramificação. O coeficiente de compacidade da bacia apresenta um índice de 1,59 e o fator de forma resulta em 0,25, indicando que a bacia não possui forma circular, tendo uma forma alongada, resultando em uma bacia com facilidade de escoamento superficial, diante do valor do índice de circularidade que é 0,39, sendo considerado baixo (Tabela 3).

A densidade de drenagem é um fator indicativo do grau de desenvolvimento do sistema hidrográfico de uma bacia. A densidade do ribeirão Água das Antas é de 1,73 Km/Km², indicando uma forte densidade de canais. De acordo com Christofolletti (1980), à medida que aumenta o valor numérico da densidade, há diminuição quase proporcional do tamanho dos componentes fluviais das bacias de drenagem. Os canais de primeira e segunda ordem são predominantes na bacia, isto se deve ao fato do relevo da área ser bastante dissecado, com altitudes que variam de 400 m a 780 m, onde o terreno possui uma amplitude média de 380m, e o canal principal representa uma declividade de 20,91% (Tabela 3).

Tabela 3: Medidas Morfométricas da Bacia do Ribeirão Água das Antas (SRTM 30 m)

Características Físicas	Resultados
Área da bacia (km ²)	42,65
Perímetro (km)	42,22
Coefficiente de compacidade (Kc)	1,59
Fator de forma (F)	0,25
Índice de circularidade (IC)	0,39
Índice de Sinuosidade (Is)	1,27
Declividade do canal Principal (%)	20,91
Altitude máxima (m)	780
Altitude mínima (m)	400
Amplitude altimétrica (m)	380
Ordem da bacia (Strahler 1957)	4ª ordem
Densidade de Drenagem (km/km ²)	1,73

A bacia do ribeirão Água das Antas dispõe-se no sentido NW-SE paralelamente aos alinhamentos dos diques de diabásio, que constituem nas principais estruturas que influenciaram na estruturação da bacia. Na (tabela 4), verificam-se outros dados morfométricos da bacia, e a partir deles serão analisados os valores da média do Índice de

Gradiente RDE, Fator de Assimetria da Bacia e o Fator de Simetria Topográfico Transversal da Bacia.

Tabela 4: Dados morfométricos da bacia do ribeirão Água das Antas.

Drenagem	Extensão (Km)	Cota Cab.	Cota foz	Amplitude	LN Ext.	FAB	FSTT
Ribeirão Água das Antas	18,76	682,96	406,95	276,01	9,84	36	0,54

A técnica empregada neste estudo é denominada “Relação Declividade-Extensão - RDE”, também conhecida como “Índice de Hack”. Essa técnica permite a detecção de deformações crustais a partir de estudos de parâmetros morfométricos nas bacias hidrográficas. De acordo com Etchebehere (2004), possibilita uma avaliação rápida, eficaz e de baixo custo acerca do quadro neotectônico da região, servindo de modelo de aplicação regional para áreas de interior cratônico. Por meio da análise e eliminação de fatores litológicos ou a eventual presença de tributários de porte como agentes causativos da elevação no índice RDE, pode-se identificar atividade deformacional recente (ETCHEBEHERE et al. 2006).

A bacia do ribeirão Água das Antas possui o perfil do canal sobre litologias pelíticas e psamíticas da Formação Rio do Rasto, ao contrário do que se esperava essa litologia, apresentou índices de RDE TOTAL (Tabela 5 e Figura 41) superiores a 28, indicando altos índices de anomalia bem como fortes desajustes no perfil longitudinal, onde se obteve vários trechos com valores de RDE com anomalias acima de 2, que resultam em anomalias de segunda ordem, apresentando desajustes com a linha de melhor ajuste.

Tabelas 4: Variáveis morfométricas para a aplicação do índice RDE. Fonte: Couto, (2011).

Trecho	Cota superior	Cota Inferior	Diferença Altimétrica	Ext. Trecho	Ext. Total	Declividade	RDE Trecho	RDEtrecho/ RDEtotal
01	682,96	655,66	27,3	1873,8	1873,8	0,01457	27,3	0,97
02	652,92	576,65	76,27	1917,26	3791,06	0,03978	150,82	5,38
03	575,01	537,07	37,94	1781,56	5572,62	0,02129	118,67	4,23
04	535,31	490,18	45,13	1860,08	7432,7	0,02426	180,34	6,43
05	488,62	454,01	34,61	1818,41	9251,12	0,01903	176,05	6,28
06	453,42	446,94	6,48	1805,07	11056,19	0,00359	39,67	1,41
07	445,25	434,22	11,03	1833,55	12889,74	0,00602	77,55	2,76
08	434,2	424,71	9,49	1866,03	14755,76	0,00509	75,05	2,68
09	424,48	411,95	12,53	1874,72	16630,48	0,00668	111,11	3,96
10	411,82	406,95	4,86	2131,84	18762,32	0,00228	42,81	1,53

A partir do gráfico de RDE observou-se, além da tendência geral de diminuição dos valores de RDE rumo à nascente do ribeirão Água das Antas, a presença de três áreas anômalas significativas, as quais são visíveis pelas mudanças bruscas no gradiente do canal (Figura 39):

1. Primeira anomalia (A) localiza-se à aproximadamente a 4 Km da nascente do ribeirão Água das Antas, abrangendo uma área média de 1 km². Caracteriza-se por um soerguimento da área, pois a linha de melhor ajuste encontra-se abaixo do perfil longitudinal, havendo um aumento relativo do RDE, seguida de uma diminuição do valor.

2. Segunda anomalia (B) encontra-se aproximadamente a 8 km da nascente do ribeirão, verificando um aumento do índice RDE onde é representado no gráfico pela elevação da linha RDE, seguida de um abatimento brusco da área onde é representado no gráfico pela queda da linha RDE e pela linha de melhor ajuste está acima do perfil longitudinal, caracterizando uma área de alternância de condições tectônicas, e sugerindo uma zona limítrofe de blocos.

3. Terceira anomalia (C) está aproximadamente a 14 km da nascente. Tem início no ponto brusco da queda do índice RDE, no local o índice aumenta gradativamente, se estabiliza e cai na foz do ribeirão, havendo uma interface entre o abatimento e soerguimento da área.

O fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) é utilizado onde há falhas recentes mascaradas ou pobremente expostas, como também falhas reativadas por eventos deformacionais. A assimetria de uma bacia reflete o componente de deslocamento lateral do seu rio principal, perpendicularmente à direção de seu eixo. Esta migração é causada por processos fluviais internos e/ou forças deformacionais tectônicas (COX, 1994). Valores de FABD, iguais ou próximos a 50, revelam pouca ou nenhuma atividade ou deformação tectônica, os maiores que 50, indicam um provável basculamento da margem direita do rio, com deslocamento do canal para a margem esquerda, e os índices menores que 50, um provável basculamento da margem esquerda, com deslocamento do canal para a margem direita.

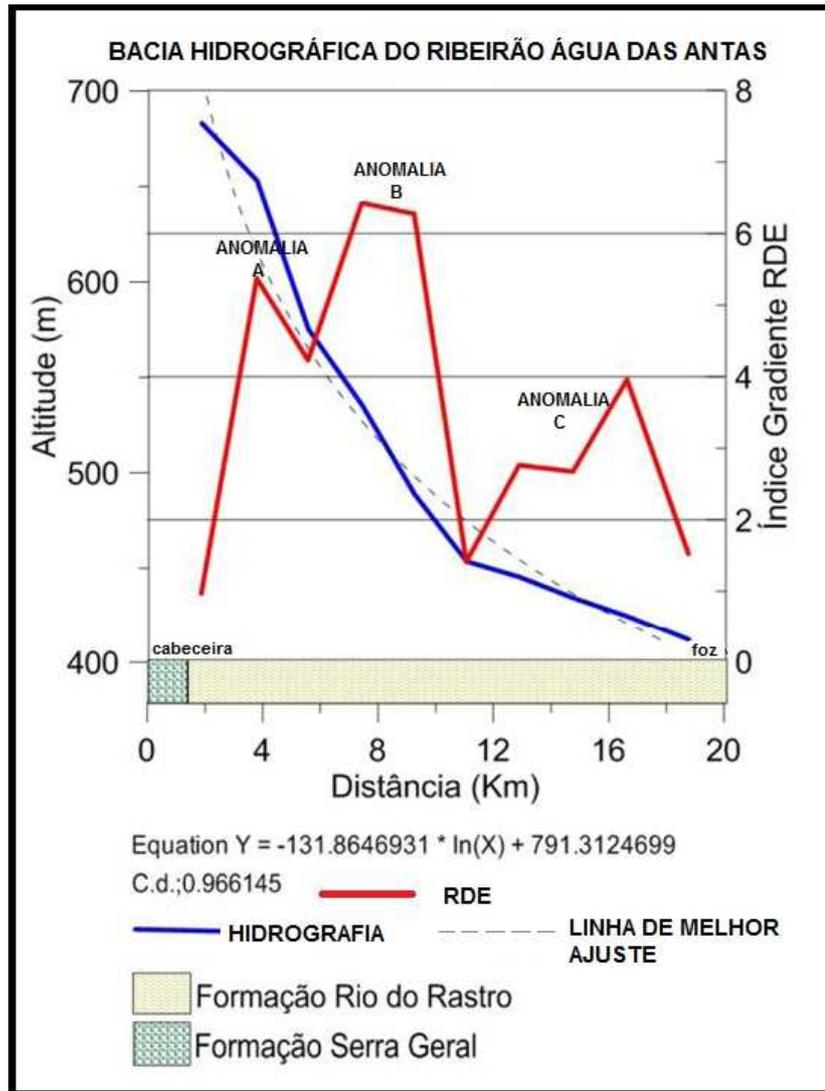


Figura 41: Distribuição de valores RDE ao longo de um perfil longitudinal, evidenciando as três principais anomalias, modificado de Couto, 2011.

O valor do FAB do ribeirão Água das Antas resultou em 36, indicando uma provável movimentação da margem esquerda para a margem direita, no entanto, o índice considera pouco significativo tais movimentações, porém, quando analisamos a bacia por trecho, verificamos que ocorrem fortes assimetrias na bacia. Embora o índice 36 seja pouco significativo, esse índice pode estar associado às alternâncias de deslocamento do canal ao longo da bacia (Figura 39).

O Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT), segundo Hare e Gardner (1985), é baseado no fato de que a migração preferencial do canal, caracteriza uma simetria do perfil topográfico transversal do canal, quando não há alteração do perfil topográfico, T é próximo a zero, enquanto a assimetria cresce à medida que os valores de T se aproximam de 1.

O valor de Fator Simetria Topográfica Transversal total foi 0,54, indicando um basculamento intermediário, sendo considerada uma bacia assimétrica mediana, devido à

baixa migração do canal, fato que corrobora com o Fator de Assimetria da Bacia (FAB). Esse índice também é concordante com o Coeficiente de Compacidade de 1,59 e o Fator de Forma de 0,25, que indica uma bacia de formato alongado.

A partir dos dados dos dados morfométricos, verificou-se que a área possui anomalias de drenagem localizadas ao longo de todo o canal. A partir da fotointerpretação, foi possível mapear tais anomalias, verificando que as áreas assimétricas mapeadas coincidem com as alterações do índice RDE. No entanto, necessita-se de aferição dos dados onde as áreas anômalas citadas acima podem apresentar mais de uma anomalia, podendo haver outras áreas anômalas, as quais não foram representadas no gráfico e identificadas no mapa.

9.2.2. Anomalias de Drenagem

Na figura 42, pode-se observar no mapa de anomalias de drenagem as principais unidades anômalas da bacia, sendo demarcadas as zonas morfoestruturais, segmentos retilíneos, erosões ativas, curvaturas anômalas, zona de abandono de drenagem, drenagens radiais e tendência de migração do canal.

No mapa de anomalias (Figura 42), foram encontradas ao todo 23 curvas anômalas concentradas no baixo e médio curso, no entanto, elas ocorreram em sua maioria no canal principal do ribeirão. Segundo Howard (1967), feições deste tipo estão relacionadas ao controle estrutural e podem ser indicativas de movimentação tectônica recente ou inversão de relevo. Curvas e voltas podem ser consideradas anômalas quando estão transversais ao canal, provocando desvios e curvas ao redor das feições ou bloqueio nos tributários, que são refletidos para uma drenagem vizinha ocorrendo o abandono de canais.

Foram também reconhecidos ao longo de toda a bacia segmentos retilíneos, num total de 48 segmentos. Para Bezerra (2003), tais feições são importantes indicadores de controle estrutural, já que estão associadas às zonas de fraturas. Segundo o autor, o agrupamento desses lineamentos constitui um alinhamento de drenagem e é mais importante se associado às outras feições anômalas como assimetria de bacia, formação de terraços em apenas uma margem ou mudanças bruscas no padrão ou na direção do canal. Em contrapartida, Howard (1967), acrescenta que os segmentos retilíneos são mais comuns em canais retos e extensos, os quais não apresentam padrão retangular e treliçamento, estando associados geralmente a fraturas, falhas, veios, diques e juntas.

Com base nos parâmetros morfológicos, estruturais, hidrográficos e morfométricos, foi possível propor quatro zonas morfoestruturais (Figura 42). Essas unidades têm como principal

parâmetro de análise os sistemas hidrográficos que compõem a bacia do ribeirão Água das Antas.

A primeira zona morfoestrutural (1), localizada na parte montante, junto às cabeceiras de drenagem do ribeirão Água das Antas, é marcada por condições relativamente mais simétricas que as demais zonas. Contudo, no alto curso, nessa zona morfoestrutural, o canal principal apresenta forte assimetria, com drenagens de primeira ordem significativamente mais extensas junto à margem direita e drenagens menores na margem esquerda. O desvio brusco para a direita do canal evidencia importante controle por falhas do canal (Figura 42).

A zona morfoestrutural 2, situada no terço montante da bacia, apresenta assimetria fortes, com inflexão do canal para a margem direita. O padrão semi-radial da drenagem, correspondente aos afluentes da margem esquerda do ribeirão Água das Antas, demonstra que esse rio executa um desvio de estrutura (Figura 42).

Outro importante elemento geomorfológico presente nessa zona morfoestrutural é uma área de captura ou abandono de drenagem, ainda não bem esclarecida, mas facilmente observada em fotos aéreas, que mostram um interflúvio muito rebaixado em que os divisores de água são difíceis de determinar. Essa área, situada junto ao interflúvio da margem esquerda, sugere que o ribeirão Água das Antas apresentava outro afluente pela sua margem esquerda, e em virtude de soerguimento suave, provocou o abandono desse afluente, que passou a ser capturado pelo rio Branco, constituinte do importante afluente do rio Ivaí (Figura 28).

Outra possibilidade é que o terço superior do ribeirão Água das Antas, área hoje correspondente ao Domínio das Escarpas e dos Patamares Dissecados, pertencia ao rio Branco, tendo sido capturado posteriormente pelo ribeirão Água das Antas. De qualquer forma, esse processo indicaria soerguimento pequeno do interflúvio, mas suficiente para causar desajustes no sistema fluvial (Figura 28).

A Zona Morfoestrutural 3 (Figura 42), localizada no médio curso da bacia, mostra novamente mudança do curso do ribeirão Água das Antas, quando no seu fluxo para jusante sofre inflexão para a margem esquerda, desviando aparentemente estruturas localizadas junto ao interflúvio da margem direita e outro menor na margem esquerda e mais a jusante, antes do ribeirão entrar na Zona Morfoestrutural 4 (Figura 42). Todas essas estruturas mostram drenagens radiais ou semi-radiais, sendo a mais impressionante aquela localizada junto à margem direita (Figura 39).

A Zona morfoestrutural 4, corresponde a zona mais a jusante próxima a foz do ribeirão Água das Antas. Essa é a área com os interflúvios mais distantes, com cerca de 4 km. A forte

assimetria do vale é marcada pelo deslocamento do canal principal em direção à margem direita, contornando as escarpas adaptadas de falha (Figura 29).

As alternâncias sucessivas de deslocamentos de segmentos do canal, ao longo do seu curso, impõem ao sistema fortes assimetrias, corroborada pelos índices morfométricos de RDE, FAB e FSTT. É muito sugestiva a presença de estruturas dômicas, com drenagens radiais e semi-radiais nesse processo de deslocamento (Figura 42). A presença de falhas normais distensivas ao longo das drenagens de primeira ordem, junto aos domos, e entulhadas de blocos e cascalhos, permite inferir condições recentes, possivelmente quaternárias, no processo de deslocamento do ribeirão Água das Antas e seus afluentes.

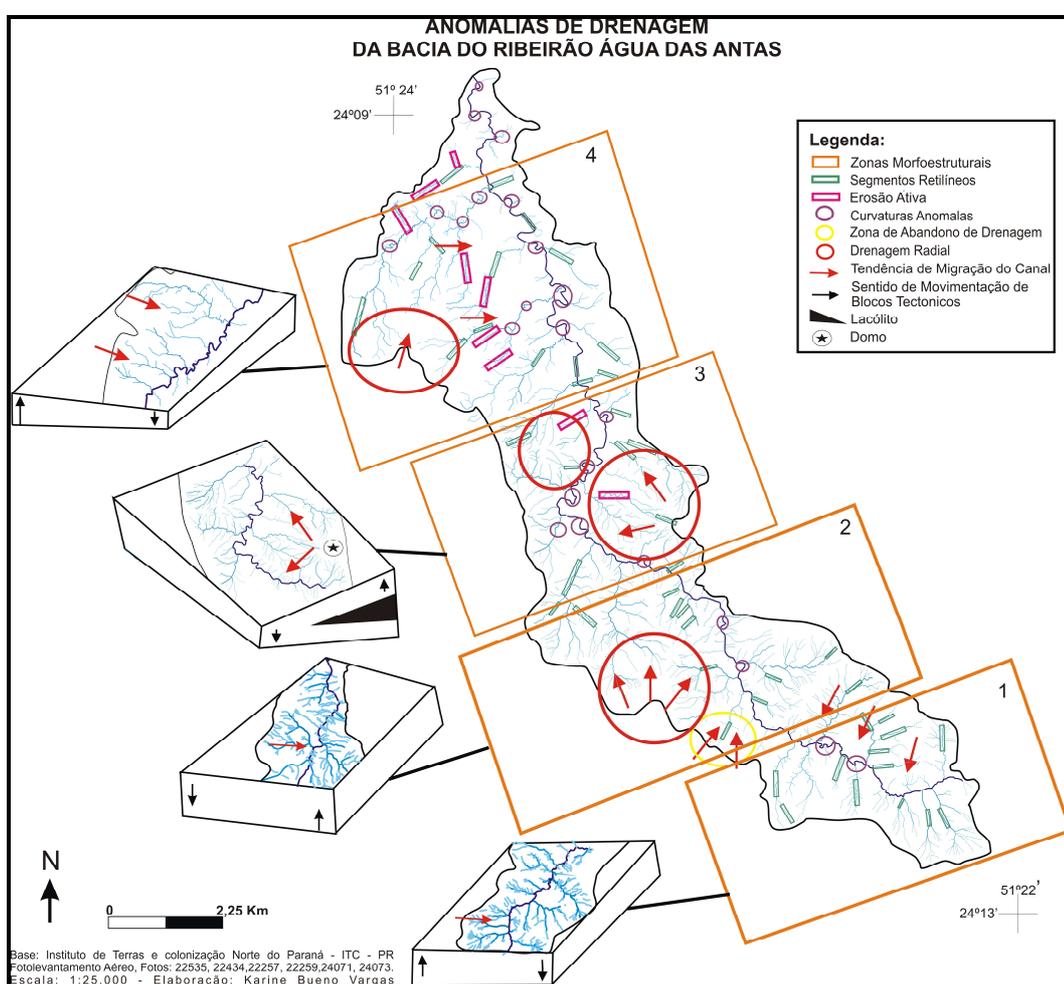


Figura 42: Mapa de anomalias de drenagem da bacia do ribeirão Água das Antas (Apêndice 4 – tamanho A3).

A distribuição dos depósitos sedimentares, vinculados aos modelados de acumulação (Figura 19 e 29), sugere forte condicionamento morfoestrutural, principalmente do médio para o baixo curso onde predomina o Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados e do Domínio Intermediário das Colinas Baixas. Essas zonas de sedimentação encontram-se associadas às áreas basculadas, onde é de se esperar processos de acumulação, conforme os dados obtidos de FAB e FSTT.

O traçado dos lineamentos também indica forte relação com o sistema hidrográfico da bacia, com predomínio de lineamentos de direções N-S e NE, com destaque para o primeiro sugestivo de atividade tectônica recente. Em campo as medidas de falhas e estrias nas escarpas, indicam movimentos normais com componentes direcionais, o que não descarta os processos de basculamento de blocos, conforme demonstrado nos parâmetros morfométricos.

É possível inferir que esses basculamentos, com migração de canal e formação de falhas distensivas, estejam vinculados a corpos intrusivos lacólicos, que resultam em deformações na superfície, impondo processos de erosão acelerada ao longo das vertentes, sendo responsável, inclusive pelo recuo das escarpas de falha, conforme destacado na figura 28.

O tempo envolvido nesses processos tectônicos ainda carece de maiores estudos, embora as formas de relevo, como os patamares situados cerca de 600 metros de altitude (Figura 29), permitam associá-los ao Pd2 (proposto por Bigarella e Ab'Saber, 1964), de idade possivelmente terciária, indicando, portanto, idades mais recentes (Quaternárias) para a atividade tectônica, levando-se em consideração as drenagens de primeira ordem que cortam esses patamares em falhas abertas e preenchidas.

As bordas erosivas presentes principalmente no Domínio das Escarpas e Patamares Dissecados e no Domínio Intermediário das Colinas Baixas, sugerem retomadas erosivas pelo canal do ribeirão Água das Antas, com rebaixamento do talvegue, promovidas por atividade neotectônica.

10. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Verificou-se que a litoestrutura local está associada a diferentes paleopaisagens, vinculando-se a evolução da Plataforma Sul Americana, juntamente com a formação da Bacia do Paraná.

As Formações Mesozóicas tais como Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, afloram nas escarpas e patamares, correspondendo às áreas de maiores altitudes e declividades, caracterizando-se pelos modelados de dissecação. No entanto, o embasamento da bacia do ribeirão Água das Antas é mais antigo, de idade Paleozóica, sendo representado pela Formação Rio do Rasto.

O canal principal do ribeirão Água das Antas percorre em sua totalidade sobre a Formação Rio do Rasto, intensificando os processos denudacionais da bacia e transportando os sedimentos para as áreas adjacentes. Esse material deposicional corresponde a depósitos quaternários de colúvios e alúvios, onde geomorfologicamente representam os modelados de deposição, tais como as rampas colúvias e as planícies aluviais. Os depósitos apresentam-se como alvéolos ao longo dos canais, sendo retrabalhados pela intensa rede de drenagem da bacia, predominando o transporte de sedimentos na forma de colúvios.

Entre as feições geomorfológicas identificadas na bacia do ribeirão Água das Antas, destacaram-se as bordas erosivas, os patamares, as escarpas adaptadas de falha e o domo lacolítico. Essas feições apresentam sua gênese e suas formas associadas às estruturas geológicas da bacia.

Verificou-se que as bordas erosivas representam possíveis retomadas erosivas durante o Quaternário, podendo estar associadas a pulso tectônico e à erosão remontante dos principais sistemas fluviais regionais, indicando falhamentos recentes.

Os patamares ao longo da bacia evidenciam oscilações regionais climáticas, podendo ter sua gênese associada às superfícies de aplainamento descritas por Bigarella e Ab'Saber (1964). Estas supostas superfícies de aplainamento se repetem de uma maneira geral no relevo regional, em algumas áreas em altitudes mais altas, o que pode ser causado por um possível abatimento/soerguimento de blocos.

As escarpas adaptadas de falha apresentam-se expressivas na bacia, evidenciando forte assimetria do vale, inferindo uma importante zona de falha junto ao ribeirão Água das Antas, que possivelmente se prolonga pela Serra dos Porongos e outros afluentes do rio Alonzo.

As estruturas lacolíticas influenciaram na formação do domo e de altos topográficos na bacia, formando drenagens de padrões radiais e sub-radiais. A atuação da tectônica

distensiva permitiu a reativação das fraturas na feição domica, citada na presente pesquisa, possibilitando a instalação de tais padrões de drenagem em condições climáticas mais úmidas.

A análise da rede de drenagem para identificação das influências morfoestruturais na evolução das bordas planálticas da bacia hidrográfica do ribeirão Água das Antas, utilizando métodos morfométricos, apresentaram resultados satisfatórios, refletindo à realidade morfoestrutural da bacia. No entanto, a bacia foi analisada por zonas morfoestruturais, devido à alternância dos blocos tectônicos.

Verificou-se, portanto, que as assimetrias e anomalias da bacia do ribeirão Água das Antas são possivelmente resultantes de pulsos tectônicos e que representam forte controle estrutural, o que evidencia a atuação de processos neotectônicos sobre a bacia, ou seja, as atividades tectônicas tiveram papel ativo, se não determinantes na evolução da bacia do ribeirão Água das Antas, juntamente com os processos erosivos.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER A. N. **Domínios morfoclimáticos e províncias fitogeográficas do Brasil.** Orientação, Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, São Paulo. 3: 45-48, 1967.

AB' SABER. A. N. **Espaços ocupados pela expansão dos climas secos na América do Sul por ocasião dos períodos glaciais quaternários.** Paleoclimas, IGEOG-USP, São Paulo. n.3, p.1-20, 1977.

AB'SABER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil. Potencialidades paisagísticas.** Ateliê Editorial, São Paulo. 159 p., 2003.

ALGARTE, J. P. **A Influência dos Arqueamentos Cratônicos no Condicionamento das Alcalinas dos Estados de São Paulo e Paraná.** In: SBG. Congr. Bras. Geol., 26, Belém, Anais, 1:65-69, 1972.

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

ALMEIDA, F. F. M. **Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana.** Revista Brasileira de Geociências, 13: 139-158 p. 1983

ALMEIDA, F. F. M. **Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, 16 (4): 325-349 p., 1986.

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

ANTONELI, V.; THOMAZ, E. L. **Caracterização do meio físico da bacia do Arroio Boa Vista, Guamiranga-PR.** Rev. Caminhos da Geografia, Uberlândia, v.8, n.21, p 46-58, jun. 2007.

ASMUS, E. H.; PORTO, R. **Diferenciação nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, Anais, 1: 225-233, 1980.

ASSUMPÇÃO, M. **The regional intraplate stress field in South America.** Journal of Geophysical Research, 97(B8): 11889-11903, 1992.

BEZERRA, P. E. L. **Análise estrutural da Drenagem.** IBGE. Belém, 2003.

BERTRAND, G. **Paisagem e geografia física global: esboço metodológico.** Caderno de Ciências da Terra, IGEO/USP, São Paulo, 1971.

BISHOP, P. **Stability or change: a review of ideas on ancient drainage in eastern New South Wales.** Australian Geographer, 15: 219-230, 1982.

BISHOP, P. **Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion.** Progress in Physical Geography, 19, 449–473, 1995.

BIGARELLA, J. J.; SALAMUNI, R.; AB'SÁBER, A. N. **Origem e ambiente de deposição da bacia de Curitiba.** Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, n.º 4/5, p. 71-81, 1961.

BIGARELLA, J. J. e AB' SABER, A. N. **Palaeogeographische und Paleoklimatische Aspekte der Kaenozaikus in Sudbrasilien.** Z. Geomorph., v.8, n.3, p. 286-312, 1964.

BIGARELLA, J. J.; Mousinho, M. R.; Silva, J. X. **Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil.** Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba. n.16/17, p.117-151, 1965.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.** Editora da UFSC, Florianópolis. Vol. 3, 2007.

BRASIL. **O corredor central da mata atlântica: uma nova escala de conservação da biodiversidade.** Ministério do Meio Ambiente, Conservação Internacional e Fundação SOS Mata Atlântica. Ministério do Meio Ambiente. Brasília, 2006.

CASSETI, V. 2005. **Geomorfologia.** Livro Digital. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 9 fev. 2011.

CARDOSO, C. A.; DIAS, H. C. T.; SOARES, C. P. B.; MARTINS, S. V. **Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan - Nova Friburgo - RJ.** Revista Árvore, Viçosa-MG, v.30, n.2, p.241-248, 2006.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia.** Edgard Blücher. São Paulo, 1980, 174 p.

CAVIGLIONE, J. H.; KIIHL, L. R. B.; OLIVEIRA, D.; GALDINO, J.; BORROZINO, E.; GIACOMINI, C. C.; SONOMURA, M. G. Y.; PUGSLEY, L. **Cartas climáticas do estado do Paraná.** IN: Congresso e mostra de agroinformática, 1:2000, Ponta Grossa. **Anais...** Ponta Grossa, 2000.

COUTO, E. V. **Influência morfotectônica e morfoestrutural na evolução das drenagens nas bordas planálticas do alto Ivaí – rio Alonzo – Sul do Brasil.** Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2011.

COX, R. T. **Analysis of Drainage-basin symmetri as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississipi Embayment.** Geological Society of American Bulletin, University of Coluymbia, Missouri, V. 106 p 571-581, 1994.

DAVIS, W. M. **The geographical cycle.** Geographical Journal. n. 14, p 481-504. 1899.

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

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos.** 2ª ed. Rio de Janeiro: Editora: IBGE, 2006.

ERHART, H. **A teoria bio-resistática e os problemas biogeográficos e paleobiológicos.** Not. Geomorfológica, Ano VI, n. 11, p. 51-58, 1966.

ERNESTO, M.; PACCA, I. G.; HODO, F. Y. ; NARDY, A. J. R. **Paleomagnetism of the Mesozoic Serra Geral Formation, southern Brasil.** Phys. Earth Planet. Inter., 64: 153-175 p, 1990.

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

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

ETCHEBEHERE, M. L. C.; SAAD, A. R.; SANTONI, G.; CASADO, F. C.; FULFARO, V. J. **Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do rio do Peixe, região ocidental paulista, mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem.** Geociências. São Paulo, 25:271–287, 2006.

FERREIRA, F. J. F.; MORAES, R. A. V.; FERRARI, M. P. e VIANNA, R. B. **Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guapiara.** In: Simp. Geol. Sul, 3. SGB, Curitiba, Anais...Porto Alegre. v.4, 173-180 p., 1981.

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

FRANCO-MAGALHÃES A. O. B. **Exumação tectônica e evolução associada do relevo no Arco de Ponta Grossa, sul-sudeste do Brasil.** Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista, 2009.

FREITAS, R. O. **Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro.** Boletim Paulista de Geografia, São Paulo, v. 7, p. 3-19, 1951.

FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná.** Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade Federal do Paraná. 2005.

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

FÚLFARO, V. J. e SUGUIO, K. **Campos de diques de diabásio da Bacia do Paraná.** Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, v.16, n. 2: p. 23:37, 1967.

GUERRA, A. T. **Dicionário Geológico e Geomorfológico.** IBGE. Rio de Janeiro, 1978.

GUIMARÃES D. **Arqui-Brasil e sua evolução geológica**. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. Boletim, 88: 314p, 1951.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro**. Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Estadual de São Paulo – Campus Rio Claro, 1999.

HACK, J. T. **Stream-profile analysis and stream-gradient index**. U.S. Geol. Survey, Jour. Research, 1(4): 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. e HACK, J. T. (eds.) *Tectonic Geomorphology*. Proceedings 15th. Annual Binghamton Geomorphology Simp., 1985.

HASUI, I.; CARNEIRO, C. D. R.; BISTRICHI C. A. Estruturas e tectônica do Pré - Cambriano de São Paulo e Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 52 (1), p. 61-7, 1980.

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

HORTON, R. E. **Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology**. *Geol Soc. Am. Bull.*, v. 56, n. 3, p.275-370, 1945.

HOWARD, A. D. **Drainage analysis in geologic interpretation: summation**. *Bulletin American Association of Petroleum Geologist*, 51(11): 2246-2259, 1967.

HUECK, K. **Distribuição e habitat natural do Pinheiro do Paraná (*Araucaria angustifolia*)**. *Boletim Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo – Botânica*, v.10 p.1–24, 1953.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE. **Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal**. IBGE/DERMA. Rio de Janeiro, 1992.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA-IBGE. **Manual técnico de geomorfologia**. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Rio de Janeiro. 2º ed , 182 p., 2009.

ITCG - INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS. **Produtos Cartográficos**, 2006. Disponível em: <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=55>>. Acesso 27/12/11.

JUSTUS, J. O. **Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

- KING, L. C. **A geomorfologia do Brasil oriental**. Rev. Bras. Geografia, 18, p. 147-265, 1956.
- LIMA, M. I. C. **Análise de drenagem e seu significado geológico - geomorfológico**. Apostila. Belém, 2002.
- LUEDER, D. R. **Aerial photographic interpretation: principles and applications**. New York: McGraw-Hill, 462p., 1959.
- MAACK, R. **Geografia Física do Paraná**. Ed. José Olimpio. Curitiba, 1968.
- MACKIN, J. H. **Concept of the graded river**. Geological Society of America Bulletin, v. 59, p. 463-512, 1948.
- MANIERI, D. D. **Comportamento Morfoestrutural e Dinâmica das Formas de Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio São Pedro, Faxinal – PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.
- MARINI, O. J. Geologia da Folha de Araucária. Curitiba, Comissão da Carta Geológica do Paraná, 24p. (Relatório inédito), 1967.
- MARTONNE, E. de. **Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico**. Rev. Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, v. 5, nº 4. p. 532-550. 1943.
- MIOTO, J. A. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil**. Tese (Doutorado em Geociências) Universidade Estadual Paulista, Campus Rio Claro, 1993.
- MILANI, E. J. ; FRANÇA, A. B. ; SCHNEIDER, R. J. **Bacia do Paraná**. In: Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, v. 8: 69-82, 1994.
- MILANI E. J. **Evolução tectôno-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental**. Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1997.
- MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Atlas Geológico do Paraná**. Secretaria da Indústria do Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Curitiba, 2001.
- MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Mapa Geológico da Folha de Campo Mourão, Folha SF-22-Y-B**. Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Escala: 1: 250.000. Curitiba, 2006.
- MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ S. A. **Mapa Geomorfológico do Paraná**. Secretaria de Indústria, Comércio e do Turismo do Estado do Paraná. Escala:1:650.000. Curitiba, 2006.
- MORNER, N. A. **Pliocene changes of major tectonic regiment in the European-Africal region**. Terra Cognita, n. 7, 1987.

ORLANDI FILHO, V.; KREBS, A. S. J.; GIFFONI, L. E. **Coluna White Excursão Virtual pela Serra do Rio do Rastro**. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. CPRM, Porto Alegre, 2002.

OUCHI, S. **Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement**. Geological Society of American Bulletin, v. 96, p. 504-15, 1985.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. IBGE, Rio de Janeiro, 1978, 154 p.

PEULVAST, J. ; VANNEY, J. **Géomorphologie structurale : terre, corps planétaires solides** ;Tome 1 : Relief et structure. Co-édition Gordon and Breach Science Publishers,Paris, Éditions du BRGM, Orléans, et Société géologique de France, Paris, 2002.

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

PINESE, J. P. P. **Caracterização petrológica e geoquímica dos diques do arco de Ponta Grossa**. São Paulo. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, 196 p., 1989.

RAPOSO, M. I. B. e ERNESTO, M. **Rochas intrusivas básicas do Arco de Ponta Grossa: resultados páleo magnéticos preliminares**. Revista Brasileira de Geociências, v. 19, p. 393-400, 1989.

RAPOSO, M. I. B. **Episódios intrusivos no Arco de Ponta Grossa, determinados através de um estudo paleomagnético**. Rev. Bras. Geoc. 25 (1): 3-19 p, 1995.

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 alto estrutural de Quatiguá**. Revista Brasileira de Geociências 30(4): 639-648p., 2000.

ROSS, J. L. S. **Geomorfologia: ambiente e planejamento**. 5 ed. São Paulo: Contexto. 2000.

RUST, B. R. **A classification of alluvial channel systems**. In: Miall AD (ed) Fluvial sedimentology. Calgary, Alberta, Canadian Society of Petroleum Geology, p. 187-198, 1978 (CSPG Memoir, 5).

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: Full-Professor thesis**, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Brazil, 285 p., 1991.

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

SAADI, A. **Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias**. Geonomos, UFMG, Belo Horizonte. n6, p. 55-63, 1998.

SAADI, A. **Neotectônica**. In: Projeto Porto Seguro-Santa Cruz de Cabrália: geologia. Salvador, v. 1, n 3, 1999.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Tese (Doutorado em Geociências). Universidade Estadual Paulista, Campus Rio Claro, 1998.

SALAMUNI, E.; EBERT H. D.; HASUI Y. **MORFOTECTÔNICA DA BACIA SEDIMENTAR DE CURITIBA**. Revista Brasileira de Geociências, vol. 34 , p 469-478, 2004.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K.; STEVAUX, J. C. **Proposição formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS)**. Geologia USP - Série Científica, 2007.

SANTOS, F. R.; FORTES, E. ; MANIERI, D. D. **Mapeamento geomorfológico e análise fisiográfica da paisagem da bacia do rio ivaí - pr**. In: XIII Simpósio brasileiro de geografia física aplicada, Viçosa, 2009.

SANTOS, F. R. dos. **Condicionamento Morfoestrutural e Dinâmica das Formas de Relevo da Bacia Hidrográfica do Rio Bufadeira, Faxinal – PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.

SCHUMM S. A. **Fluvial geomorphology: the historical perspective**. In: Schumm SA (ed) River morphology. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp 365–395, 1971.

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

SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F. ; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial Rivers**. Cambridge University Press, Cambridge, 2000.

SOARES, P. C. e FIORI, A. P. **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia**. Notícia Geomorfológica, Campinas, 16 (32) :71-104, 1976.

SOARES, P. C.; BARCELOS P. E.; CSORDAS S. M. **Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná**. São Paulo: Relatório RT-342/82, Paulipetro. Consórcio CESP/IPT, 1982.

STERNBERG, H. O. R. **Vales tectônicos na planície Amazônica**. Revista Brasileira de Geografia, 12 (4): 3-26, 1950.

STRAHLER, A. N. **Hypsometric (areal-altitude) analysis of erosional topography**. Geol. Soc. Am. Bull., 63:1117-1142, 1952.

STRAHLER, A. N. **Quantitative analysis of watershed geomorphology**. Trans Am Geophys Union, n.38, p.913–920, 1957.

STRUGALE, M. **Arcabouço e evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Grupo São Bento (Mesozóico): Implicações na hidrodinâmica do sistema Aquífero Guarani e na Migração de Hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. Dissertação (Mestrado em Geologia) Universidade Federal do Paraná. Curitiba, 2002.

SUERTEGARAY, D. M. A. **Terra: feições ilustradas**. Editora da UFRGS. Porto Alegre, 2003.

SUGUIO, K. Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. 1217 p.

SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L.; LESSA, G. C.; SOUZA, C. R. G.; TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. **Proceedings of the LOICZ (Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone) Symposium**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 70, p.159-374, 1998.

SUGUIO, K. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: editora Paulo's. Comunicação e Artes Gráficas, 2001.

SUGUIO, K. **Mudanças Ambientais na Terra**. Instituto Geológico Secretaria Do Meio Ambiente. Governo do Estado de São Paulo. São Paulo, 2008.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. John Wiley and Sons, New York, 1991.
-THOMAS, D. S. G.; ALLISON, R. J. **Landscape Sensitivity**. Chichester: John Wiley and Sons, 1993.

THOMAS, D.S.G. ; ALLISON, R.J. **Landscape Sensitivity**. Chichester: John Wiley and Sons, 347 p. 1993.

THOMAS S. L. **Sinopse sobre a Geologia do Paraná**. Bol. de Geografia, UEM, Maringá, PR, Ano 2, nº.2, 1984

TONELLO, K. C. **Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da cachoeira das Pombas, Guanhães, MG**. Tese (Doutorado em Ciências Florestais). Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.

VALERIANO, M. M. **Modelo digital de variáveis morfométricas com dados SRTM para o território nacional: projeto TOPODATA**. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2005, Goiânia, GO. Anais... São José dos Campos: INPE, 2005. Artigos, p. 3595-3602. Disponível: <http://marte.dpi.inpe.br/col/ltid.inpe.br/sbsr/2004/10.29.11.41/doc/3595.pdf>. Acesso em: 26/10/11.

VELOSO, P. H. ; RANGEL-FILHO, A. L. R. ; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1981.

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

VITTE, A. C. **Epistemologia e Geografia: as transformações paradigmáticas na geomorfologia brasileira entre 1930 e 2000**. SP, FAPESP (processo 06/01047-7), relatório final, 110p., 2008.

VOLKOV, N. G.; SOKOLOVSKY, I. L.; SUBBOTIN, A. I. **Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers**. In:

INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RIVER MECHANICS, 1967. Bern. Proceedings. International Union of Geodesy and Geophysics, p. 105-116. 1967).

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO J. C. J.; ASTOLFI M. A. M.; VIEIRA L. S.; APPI V. T.; ZANNOTO O. A. **Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná**. III Simp. Bras. de Geol. 1: 441-473 p., 1987.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, L. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A.; MARQUES, A. **Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin**. In: 7 INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM. Proceedings. São Paulo, 83-117 p., 1988.

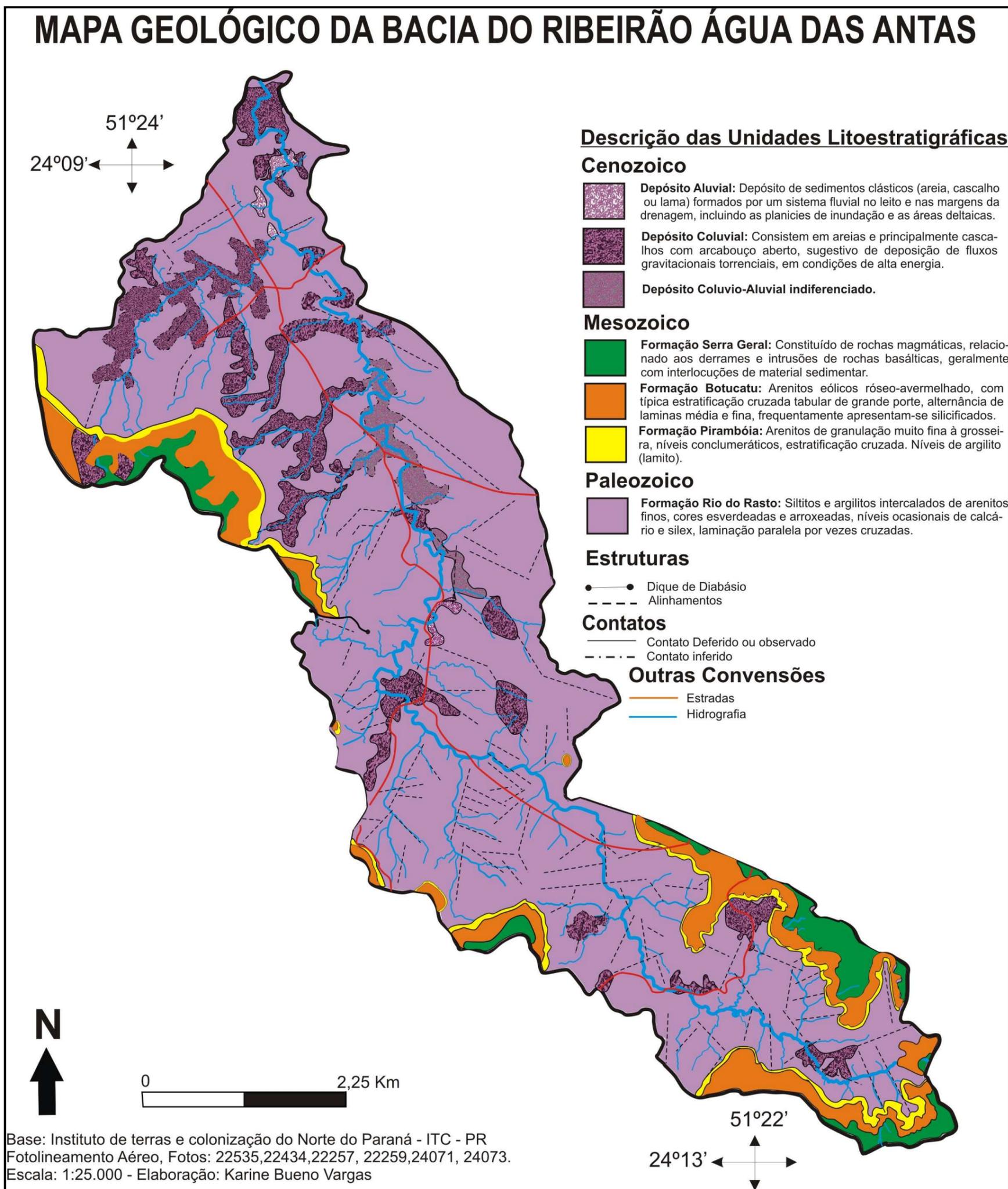
-ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. de J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO, O. A. **Bacia do Paraná**. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Coords.) Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRÁS, Rio de Janeiro, pp. 135-168, 1990.

WESCOTT, W. A. **Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems - Some implications for sequence stratigraphy**. AAPG Bulletin, v. 77, n. 7, p. 1208-1218, 1993.

WOLMAN, M. G. ; LEOPOLD, L. B. River flood plains: some observation on their formation. Professional Paper, United States Geological Survey, 282, p. 87-109, 1957.

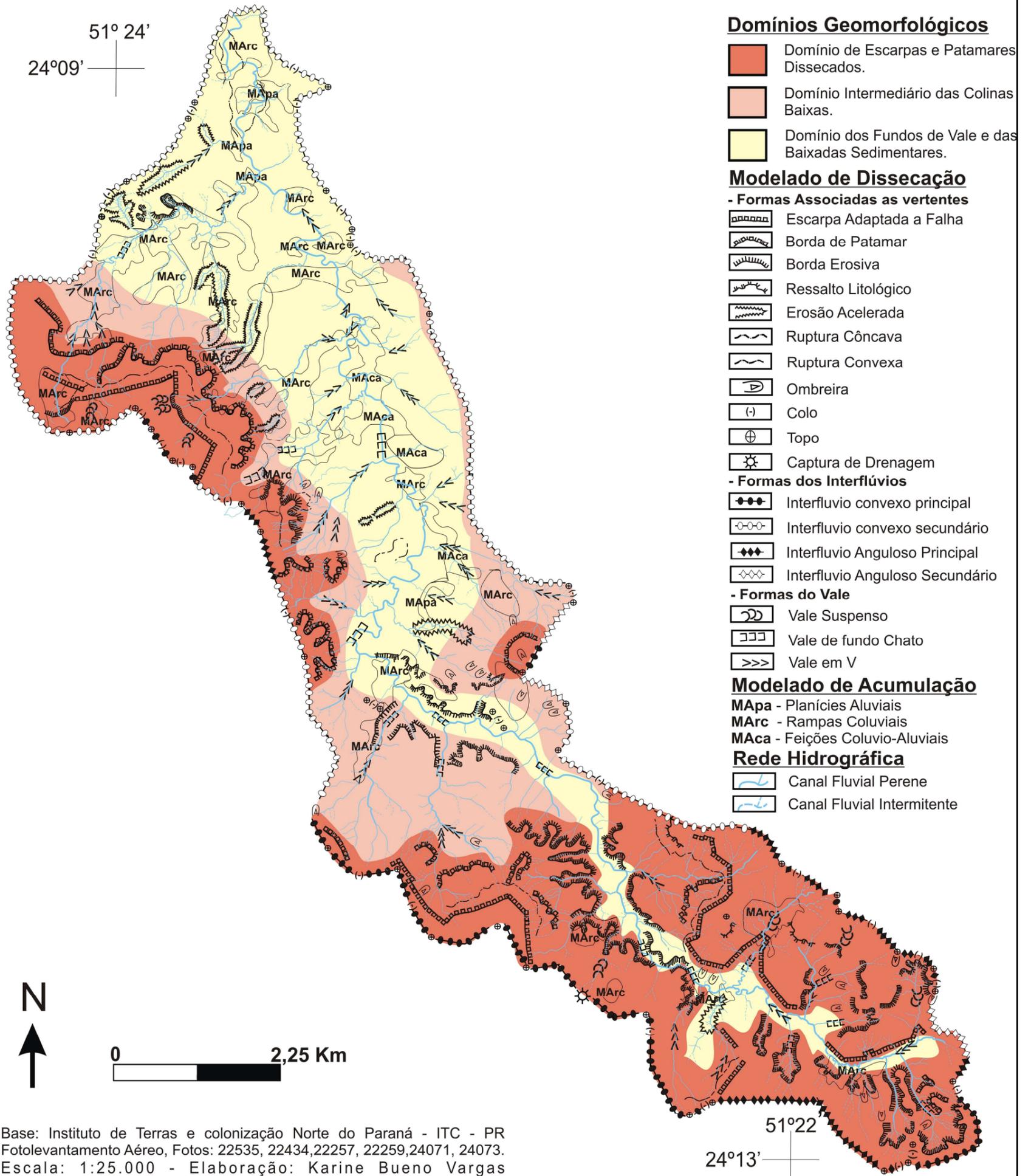
APÊNDICES

MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS ANTAS



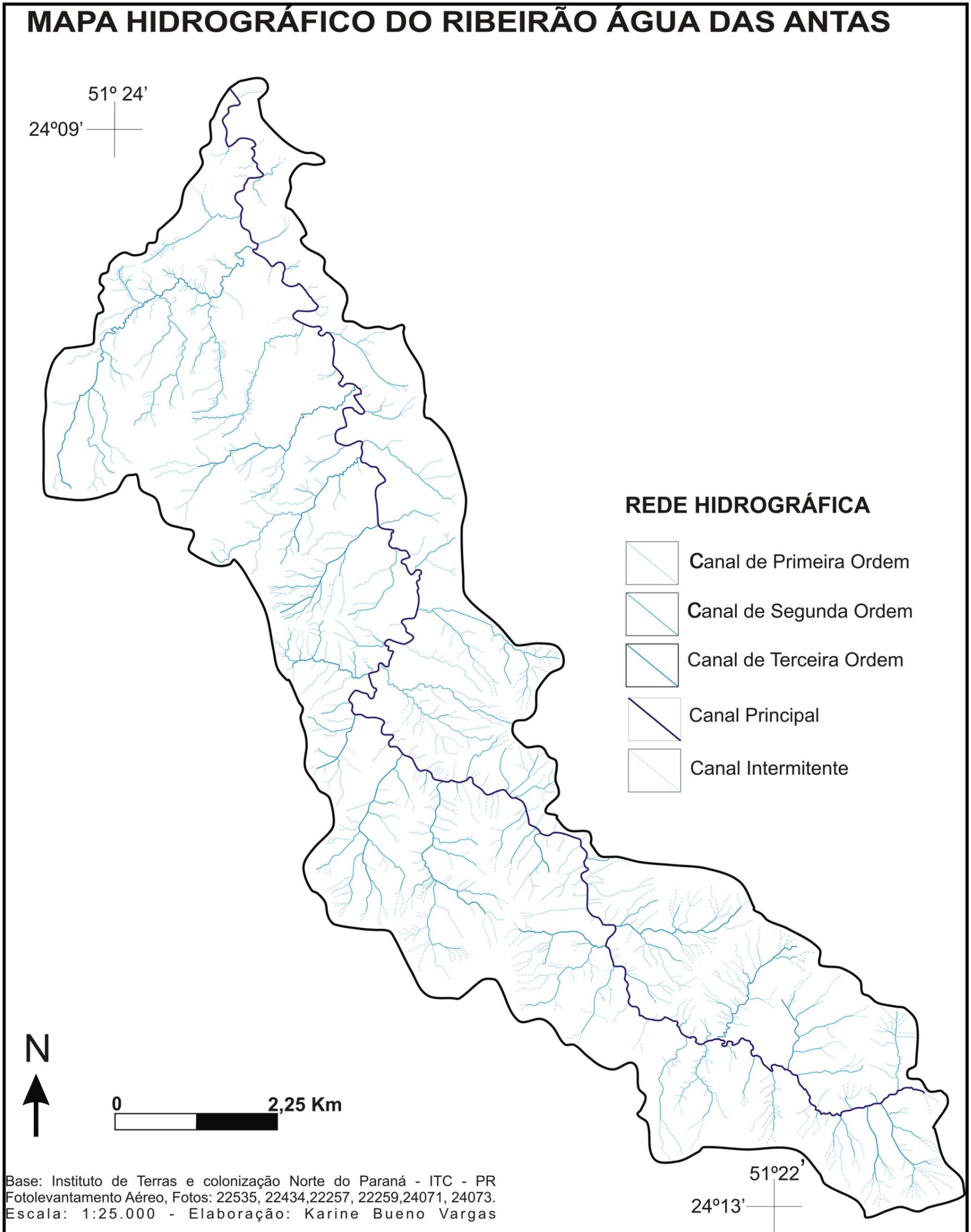
Apêndice 1. Mapa Geológico da bacia do ribeirão Água das Antas.

MAPA GEOMORFOLÓGICO DA BACIA DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS ANTAS



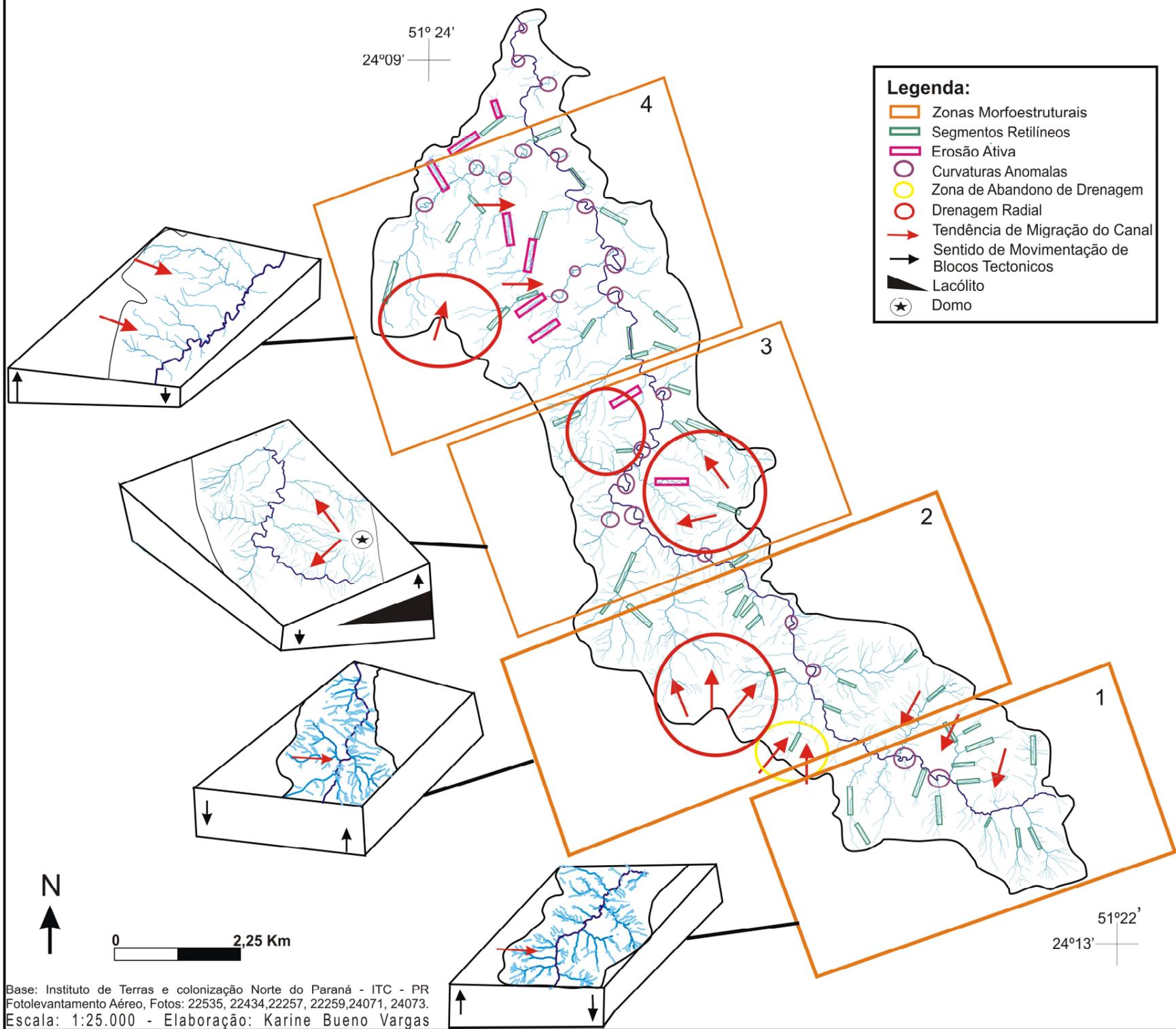
Apêndice 2. Mapa Geomorfológico da Bacia do Ribeirão Água das Antas.

MAPA HIDROGRÁFICO DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS ANTAS



Apêndice 3. Mapa Hidrográfico da Bacia do Ribeirão Água das Antas.

ANOMALIAS DE DRENAGEM DA BACIA DO RIBEIRÃO ÁGUA DAS ANTAS



Apêndice 4. Mapa de anomalias de drenagem da bacia do ribeirão Água das Antas.