

RENATA ADRIANA GARBOSSA

**O CONTROLE LITOESTRUTURAL NA ORGANIZAÇÃO ESPACIAL DA BACIA
DO RIO TAGAÇABA (PARANÁ):
UMA ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA REDE DE DRENAGEM**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre em Geologia Ambiental, Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de Concentração em Geologia Ambiental, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Naldy Emerson Canali
Co-orientador: Prof. Dr. Alberto Pio Fiori

CURITIBA

2003

*Aos meus pais, irmãos e amigos – a eles
devo muito, e serei eternamente grata.*

AGRADECIMENTOS

Aqui expresso meus agradecimentos, de maneira particular, àquele que me deu força nesses dois anos – *Deus*.

À minha família: de maneira muito carinhosa, embora distantes, meus pais Romildo e Ilere, pelo apoio, pela dedicação e pelo exemplo de vida que transmitiram aos filhos, para sempre olharem em frente, sem jamais deixar abaterem-se pelas derrotas ou abandonar os objetivos traçados; aos meus irmãos, pela ausência consentida, e, de modo particular, à minha Nandinha (amada afilhada e sobrinha): a vocês todos a minha gratidão.

Ao Professor orientador Dr. Naldy Emerson Canali, pela dedicação, confiança, orientação, ajuda, presteza e amizade com que me orientou, que foram fundamentais tanto ao meu desenvolvimento intelectual quanto profissional. Que Deus o ilumine e abençoe hoje e sempre e recompense-o com suas bênçãos.

Ao Professor co-orientador Dr. Alberto Pio Fiori os mais sinceros agradecimentos, pelo esmero, paciência e sugestões. Que continue sempre orientando com seu modo prestativo com que atende a todos os que lhe solicitam.

À Professora Dr^a Chisato Oka-Fiori, por ter me acolhido juntamente com seus alunos para a prática de docência, pela amizade, companheirismo e profissionalismo.

Ao Coordenador do Curso de Pós-Graduação em Geologia, por ter-me concedido bolsa CAPES, que proporcionou o apoio a este trabalho, sou grata. À Coordenação do Curso de Pós-Graduação em Geologia pelo carinho, pela acolhida e pela ajuda prestada por todos.

Aos funcionários da UFPR e demais órgãos e instituições que foram primordiais para que o trabalho se realizasse. Do mesmo modo, reconhecimentos são extensivos as pessoas que, direta ou indiretamente, na forma de sugestões técnicas e incentivos, auxiliaram na consecução da

presente obra.

A Cristiane Regina Zimmermann pelas horas de auxílio na elaboração dos mapas aqui retratados.

Aos verdadeiros amigos que fiz, pois a eles devo muito. Obrigada de coração pelo ombro amigo, pelo apoio na hora do desânimo, da dúvida, do choro, da alegria. Como disse Malba Tahan, *“se meus amigos fugirem de mim fugirão todos os meus tesouros”*.

TAGAÇABA PAZ E TRANQÜILIDADE

*Entre morros, à beira-rio
Sob um céu azul
E um sol esplendoroso
Árvores, flores, frutos, palmitos
E à noite na beleza do luar
Aqui estou, embora um lugarejo
Modesto, de coração bondoso.
Para receber os que me visitam,
E em minhas terras querem ficam.
Sou um vergel florido.
Considero-me um recanto concorrido
Para se deleitar.*

*Que recanto lindo!
Cujo sossego aconchegante,
é puro encanto
gozando sempre do que eu tenho,
para se ofertar.
Sou pequeno mas pródigo,
Com pesqueiros de robalos,
Cachoeiras cativantes,
E o meu rio que é próximo ao mar.*

*Quem vem ao Tagaçaba,
Tem que voltar,
Magnificado e me amar.*

*E nem só por mim,
mas pela abnegação
do meu povo bom,*

*que é dado à mansidão
e à religiosidade....
gente que até pouca coisa tem,
por falta de trabalho
de oportunidade...*

*Que pena!!!
Para esta gente de tanto amor
ter mais felicidade.
Mas a vida continua,
e por índole?
Preservamos a nossa bondade.*

Sociedade de Pesquisa em Vida Selvagem

ÍNDICE

LISTA DE QUADRO E TABELAS.....	viii
LISTA DE FIGURAS E PERFIS	ix
LISTA DE MAPAS	x
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	xi
RESUMO	xii
ABSTRACT	xiii
INTRODUÇÃO	1
I – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	8
I.1. Leis hortonianas	9
I.2. Densidade de drenagem (Dd)	14
I.3. Perfis longitudinais e transversais	17
I.4. Lineamentos	20
II – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS	28
II.1. Materiais e métodos.....	28
II.2. Levantamento de dados.....	31
III – CARACTERIZAÇÃO SÓCIO-AMBIENTAL DA BACIA DO RIO TAGAÇABA.....	33
III.1. Aspectos geológicos e geomorfológicos	35
III.2. Declividade	46
III.3. Aspectos climáticos e hidrográficos	52
III.4. Vegetação e solo	57
IV – CONTROLE MORFOMÉTRICO NA REDE DE DRENAGEM.....	59
IV.1. Parâmetros morfométricos referentes à análise linear da rede de drenagem	59
IV.2. Parâmetros morfométricos referentes à análise areal da rede hidrográfica ..	62
IV.3. Parâmetros altimétricos referentes à análise hipsométrica da rede hidrográfica	64
IV.4. Análise morfométrica da bacia do rio Tagaçaba	65
IV.5. A influência da litologia na densidade de drenagem da rede hidrográfica.....	70
V – CONTROLE LITO-ESTRUTURAL E PROCESSOS GEOMORFOLÓGICO DA REDE DE DRENAGEM	74
V.1. Litologia	75
V.2. Fatores que controlam a textura e a estrutura da imagem	78
V.3. Análise lito-estrutural e geomorfológica	82
V.4. Compartimentos lito-estruturais.....	85
V.5. A influência da estrutura geológica na configuração da rede hidrográfica	89
V.6. Relações entre os alinhamentos e a configuração da rede hidrográfica.....	91
V.7. Análise dos perfis inter-relacionados com o relevo e a Geologia.....	98
VI – CONCLUSÃO	113
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	116

LISTA DE QUADRO E TABELAS

QUADRO 1 – Articulação das folhas topográficas – levantamento aerofotogramétrico – 1987-1992.....	29
TABELA 1 – Características físicas: areal, linear e hipsométrica.....	66
TABELA 2 – Dados morfométricos obtidos e projetados da bacia do rio Tagaçaba, conforme as leis hortonianas.....	69
TABELA 3 – Índices de densidade de drenagem por compartimento lito-estrutural, da bacia do rio Tagaçaba.....	72

LISTA DE FIGURAS E PERFIS

FIGURA 1 – Localização da área de estudo: bacia hidrográfica do rio Tagaçaba – Guaraqueçaba – PR.....	28
FIGURA 2 – Localização da nascente do rio Tagaçaba.....	33
FIGURA 3 – Migmatito.....	37
FIGURA 4 – Granito cisalhado.....	38
FIGURA 5 – Gráfico da declividade da bacia do rio Tagaçaba.....	51
FIGURA 6 – Padrões de drenagem: paralela, retangular e dendrítica.....	56
FIGURA 7 – Escorregamento do solo.....	58
FIGURA 8 – Diagrama de drenagem.....	95
FIGURA 9 – Diagrama de fraturas.....	96
FIGURA 10 – Diagrama de alinhamentos.....	97
FIGURA 11 – Diagrama de foliação.....	98
FIGURA 12 – Perfil longitudinal.....	104
FIGURA 13 – Perfil transversal 1.....	105
FIGURA 14 – Perfil transversal 2.....	106
FIGURA 15 – Perfil transversal 3.....	107
FIGURA 16 – Perfil transversal 4.....	108
FIGURA 17 – Perfil transversal 5.....	109
FIGURA 18 – Perfil transversal 6.....	110
FIGURA 19 – Perfil transversal 7.....	111
FIGURA 20 – Perfil transversal 8.....	112

LISTA DE MAPAS

MAPA 1 – Mapa geológico.....	44
MAPA 2 – Mapa de declividade.....	48
MAPA 3 – Mapa hipsométrico.....	49
MAPA 4 – Mapa de drenagem.....	55
MAPA 5 – Mapa estrutural.....	84
MAPA 6 – Mapa de modelo digital de elevação.....	86
MAPA 7 – Mapa dos transetos.....	100

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Dd – Densidade de drenagem

Dh – Densidade hidrográfica

Rb – Relação de bifurcação

Rpb – Relação ponderada de bifurcação

Rlm – Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem

Lt – Comprimento médio dos canais

Dr – Densidade de rios

Eps – Extensão do percurso superficial

Isin – Índice de sinuosidade

Ir – Índice de rugosidade

Cm – Coeficiente de manutenção

Tt – Textura topográfica

Ff – Fator forma

Kc – Índice de capacidade

RESUMO

O objetivo deste estudo é identificar a existência e a natureza do controle lito-estrutural na organização espacial da bacia hidrográfica do rio Tagaçaba, característica de região montanhosa. Como é sabido, as propriedades lito-estruturais do substrato geológico exercem controle sobre a organização espacial da rede de drenagem; assim, quer-se avaliar a natureza e a intensidade desse controle na organização da rede hidrográfica de uma bacia esculpida em uma área serrana.

Dado que a configuração geomorfológica de uma bacia hidrográfica determina e é determinada por um conjunto de relações entre as propriedades do seu ambiente e os processos hidrogeológicos, este estudo pode fornecer uma contribuição para melhor compreender-se o funcionamento de bacias hidrográficas de regiões montanhosas.

A identificação e compreensão da natureza do controle estrutural sobre a organização espacial interna de uma bacia hidrográfica, bem como o conhecimento de sua fisiografia, permitem entender melhor suas relações com os processos hidrológicos e, portanto, também o potencial de energia das correntes fluviais. O conhecimento dessas informações contribui para a tarefa de melhor planejar o uso racional dos recursos naturais e a ocupação do solo.

Palavras-chave: morfometria; rede de drenagem; controle estrutural.

ABSTRACT

The objective of this study is to identify the existence and the nature of the lito-structural control in the space organisation of the hydrographical basin of the Tagaçaba River, a basin of highlands.

As it is known the lito-structural properties of the geologic substratum exert control on the space organisation of the draining network; so, this work wants to evaluate the nature and intensity of this control in the organisation of the hydrographical network of a basin sculptured on highlands areas.

Considering that the geomorphologic pattern of a hydrographical basin determines and is determined by a set of relations between the hydrogeological properties of its environment and its processes, this study can supply a contribution better to understand the functioning of highland's hydrographical basins.

The identification and understanding of the nature of the structural control on the internal space organisation of a hydrographical basin, as well as the knowledge of its fisiographic faces, allow to also understand better the relations with the hydrologic processes and therefore the potential of energy of fluvial currents. The knowledge of these information contributes in the task of better planning the rational use of the natural resources and soil occupation.

Keywords: morphometrics; drainage networks; structural control.

INTRODUÇÃO

Os rios sempre desempenharam um papel fundamental para a humanidade, como via de transporte de bens, comunicação, alimentação, limites territoriais, lazer e sobretudo como depositário de um insumo considerado vital para todos os seres vivos: a água.

Se analisarmos a história, as populações quase sempre se têm fixado às margens dos cursos d'água, onde muitas das civilizações floresceram em virtude da presença de um grande rio – como o grande historiador Heródoto já indicava, ao afirmar: “O Egito é uma dádiva do Nilo”. Os rios articulam-se em redes hidrográficas e, assim como o sistema arterial funciona para o corpo humano, as redes hidrográficas também têm o papel de drenar as terras compreendidas dentro dos limites de suas bacias de drenagem.

Já Prochnow (*apud* HIDALGO, 1990) falava do conhecimento em nível mundial de que as bacias hidrográficas são as melhores unidades para o estudo funcional da paisagem, sendo também as que mais ajustam-se aos objetivos do planejamento ambiental. Nesse sentido, as bacias hidrográficas não se restringem somente à delimitação das propriedades, divisões político-administrativas de municípios, estados ou países, mas – muito mais que isso – proporcionam sobretudo o surgimento de exemplos inovadores de organização e participação da comunidade na gestão e conservação dos recursos hídricos e outros não-renováveis e que ora se encontram ao abrigo da lei¹ com a possibilidade de organizarem-se os Comitês de Gestores de Bacias Hidrográficas.

Cabe destacar que, além da importância histórica e sócio-política, as bacias hidrográficas e a organização da sua rede de drenagem em distintos padrões proporcionam informações de relevante importância sobre o meio físico, tendo importância significativa em suas relações com os aspectos geológicos e o geomorfológicos, bem como de seu condicionamento como os elementos do clima, estrutura dos solos e interação com a vegetação, indicando o potencial dos recursos naturais de uma determinada região. Claro está como são importantes tais conhecimentos para as atividades econômicas e o manejo geo-ambiental. Por outro

lado constituem excelentes unidades de estudo para o zoneamento ambiental e de zoneamento ecológico-econômico, de grande aplicação na atualidade, para os projetos de gestão sustentável do meio ambiente.

A partir do momento em que as Ciências da Terra passaram a utilizar sensores remotos para análise de fotografias aéreas em suas pesquisas, as redes de drenagem ganharam relevância como indicadores da composição e da estrutura geológicas dos padrões de relevo e das formações do solo. Geralmente ocorre uma grande relação entre a drenagem e a estrutura geológica, pois os canais fluviais implantam-se em zonas de fraqueza, de modo que em sua maioria apresentam algum grau de controle por alguma estrutura geológica, como fraquezas, juntas, falhas, discordâncias, interfaces litológicas, foliações, lineamentos e outros. Além disso, a resistência diferencial das rochas face à erosão condiciona os padrões das redes hidrográficas. Ou seja: é importante determinar as relações entre essas redes, suas composições e seus padrões com a estrutura geológica.

Assim, a unidade escolhida para esta pesquisa é uma bacia hidrográfica específica – a do rio Tagaçaba. O conceito que adotamos de “bacia hidrográfica” é, inicialmente, como indica Chorley (*apud* FIORI, 1995), como um sistema aberto enquanto uma unidade hidrogeomorfológica, onde ocorre entrada e saída de energia, isto é, as bacias de drenagem por um lado recebem impulsos energéticos das forças climáticas que atuam sobre sua área e das forças tectônicas e, por outro lado, há a perda de energia por meio da água, de sedimentos e também dos solúveis exportados pela bacia no seu ponto de saída.

Já na conceituação de Christofletti (1980), a bacia hidrográfica é um sistema aberto, que recebe suprimento contínuo de energia através do clima reinante e que, sistematicamente, perde energia através da água e dos sedimentos que a deixam.

Sob o ponto de vista do auto-ajuste pode-se deduzir que as bacias hidrográficas integram uma visão conjunta do comportamento e das condições naturais e das atividades humanas nelas desenvolvidas, uma vez que mudanças significativas em qualquer dessas unidades podem gerar alterações, efeitos e/ou impactos a jusante e nos fluxos energéticos de saída.

¹ São as leis n. 9.433/97 (Lei Federal de Recursos Hídricos) e a n. 1.2726/99 (Lei Estadual de Recursos Hídricos).

As regiões montanhosas são resultantes de quatro tipos gerais de deformações: dobramentos, vulcanismo, ascensão de blocos falhados e ascensão vertical da crosta (PRESS & SIEVER, 1986). Quanto à origem geotectônica da Serra do Mar, no território paranaense está relacionada a ação de uma tectônica rígida Terciária que deixa como expressão fisiográfica um modelado resultante da ascensão de blocos falhados.

A tendência de um ambiente geotectônico de blocos falhados é derivar cadeias montanhosas com vertentes íngremes e paralelas (em que o sistema de falhamento foi mais ativo) ou vertentes mais suaves (em que os falhamentos foram menos ativos) (WOHL, 2000).

A influência da geologia sobre os processos e a morfologia das vertentes numa bacia hidrográfica tem sido caracterizada pelas relações da resistência da massa rochosa como função de suas propriedades de massividade, resistência ao intemperismo, orientação, espaçamento e continuidade dos lineamentos (junturas) e fluxo hídrico subsuperficial (SELBY, 1982).

Entre as principais características das bacias hidrográficas de regiões serranas pode-se destacar: canais com gradientes elevados, margens resistentes dos canais fluviais com alta rugosidade do leito, fluxo turbulento, regime sazonal de descarga, forte controle geológico na morfologia dos canais e na organização da sua rede hidrográfica.

Dado que a configuração geomorfológica de uma bacia hidrográfica determina e é determinada por um conjunto de relações entre as propriedades do seu ambiente e os processos hidrogeológicos, este estudo pode fornecer uma contribuição para melhor compreender-se o funcionamento de bacias hidrográficas de regiões montanhosas.

A compreensão e/ou identificação do controle estrutural sobre a organização espacial interna de uma bacia hidrográfica, bem como o conhecimento de sua fisiografia, fornecerá subsídios para a elaboração de um planejamento e manejo racional dos recursos naturais. Essas informações contribuem na tarefa de melhor planejar as atividades e estimular a ocupação racional de áreas disponíveis, porém pouco desenvolvidas.

O Município de Guaraqueçaba localiza-se no litoral Norte do estado do

Paraná, caracterizando-se por apresentar dois setores bem distintos de relevo: um montanhoso e escarpado, constituindo parte da Serra do Mar, o outro correspondente à planície costeira, entremeado por colinas e morros e constituído de terrenos aluviais, ao longo do leito maior dos baixos cursos fluviais, além de ilhas costeiras de constituições arenosas com alguma elevação em rochas cristalinas.

O objetivo deste estudo é identificar a existência e natureza do controle lito-estrutural na organização espacial da bacia hidrográfica do rio Tagaçaba, uma bacia de região montanhosa. Como é conhecido, as propriedades lito-estruturais do substrato geológico exercem controle sobre a organização espacial da rede de drenagem, e assim quer-se avaliar a natureza e a intensidade desse controle na organização da rede hidrográfica de uma bacia esculpida em uma área serrana.

A identificação e compreensão da natureza do controle estrutural sobre a organização espacial interna de uma bacia hidrográfica, bem como o conhecimento de sua fisiografia, permite entender melhor as relações com os processos hidrológicos e portanto também o potencial de energia das correntes fluviais. O conhecimento desta base de informações contribui na tarefa de melhor planejar o uso racional dos recursos naturais e a ocupação do solo.

A bacia do rio Tagaçaba, como uma bacia atlântica que nasce na Serra do Mar e drena suas águas para o litoral paranaense, é condicionada em sua configuração pelos aspectos morfológicos da Serra do Mar. Estes por sua vez são atribuídos a três fatores: diferenças litológicas, ação da tectônica rígida (principalmente falhas) e esculturação morfoclimática com ciclos alterados de processos. Baseados nisso é que selecionamos essa bacia para estudo, por entendermos que a mesma atenderia aos objetivos da metodologia de análise morfométrica de rede de hidrográfica para avaliação de eventos tectônicos.

A bacia hidrográfica do rio Tagaçaba está instalada no limite entre dois domínios geomorfológicos, sendo que a ocupação de áreas de encostas geologicamente instáveis tem causado preocupação. Assim este estudo pretende analisar as evidências de controle geológico na organização da rede de drenagem – que, por sua vez, interage no controle dos fluxos de energia dos processos fluviais.

Embora a formação geológica de Guaraqueçaba tenha como embasamento cristalino os granitos e os migmatitos (LIMA & COLLA, 1993), a região é propícia a

deslizamentos devido à alta pluviosidade, à declividade e ao fraturamento do embasamento cristalino, de maneira que os movimentos gravitacionais de massa existentes são induzidos pela ação antrópica. Fiori (1995b) cita que o risco de escorregamentos dos solos das vertentes é possibilitado pela ação antrópica de maneira mais intensa devido ao desmatamento e pela abertura de estradas no sopé de encostas; mais particularmente, entre os fatores que propiciam ou estimulam esses movimentos podem ser indicados o corte de taludes, a descarga de lixo, o desmatamento e práticas inadequadas de agricultura.

Felizmente, vê-se com cada vez mais nitidez uma crescente mobilização da sociedade civil e do Estado em favor da reversão do processo de degradação ambiental. O exemplo dessa mobilização é o uso cada vez mais freqüente de áreas de intervenção de bacias hidrográficas.

A degradação ambiental é, por definição, um problema social: na realidade, é preciso não esquecer que se trata de uma apreciação, avaliação dos danos que as ações do homem provocam nos ambientes, sobretudo nos processos naturais. Privilegiam a bacia hidrográfica, que integra (e permite essa visão integradora) a maior parte dos processos naturais: é aí que os impactos causados pelas ações antrópicas podem ser mensurados, avaliados e monitorados (Guerra & Cunha, 1966).

Do ponto de vista sócio-ambiental a escolha da área de estudo levou em consideração que os problemas ambientais vinculam-se ao modelo de desenvolvimento de nossa sociedade e atrelam-se a estruturas nacionais e internacionais que se manifestando localmente, representam problemas que afetam e atingem diretamente a população.

Os problemas sociais são diversos principalmente por tratar-se de uma área de preservação ambiental, onde a pequena produção rural sobreviveu ao longo do tempo. Contudo, a partir da década de 1990, instaurou-se um intenso processo de apropriação de terras por grandes grupos econômicos, excluindo dessa forma inúmeros produtores do acesso à terra, principalmente na área do presente estudo. De qualquer maneira, os pequenos produtores rurais enfrentam numerosos problemas, devido não somente às precárias condições de produção, como também em virtude das inúmeras dificuldades em cumprir as exigências legais para a

exploração da região (como a necessidade de elaboração do plano de manejo e corte e a documentação para sua comercialização).

Além disso, de acordo com alguns produtores locais, ainda que não de maneira generalizada, em grande parte existe uma densa área de canais de drenagem que exige a preservação de matas ciliares, o que significa inviabilizar em termos de uso de expressiva parcela do estabelecimento.

Conseqüentemente, verifica-se que devido às inúmeras restrições ocorre uma redução das áreas passíveis de uso, tendo como agravante uma desestabilização do sistema de pousio. Para os pequenos produtores, por estarem em áreas com menor aptidão agrícola e/ou por disporem de pouca terra, a adoção de um manejo adequado às restrições protecionistas implicará um maior dispêndio com insumos agrícolas, o que dificilmente poderá ser viabilizado, mantendo-se as precárias condições da produção familiar da região. Conforme Prochnow (*apud* HIDALGO, 1990), “planejar uma bacia hidrográfica significa estruturar um conjunto de procedimentos capazes de assegurar um uso ambientalmente correto dos seus recursos naturais, tendo como principais objetivos promover o desenvolvimento sustentado da bacia e melhorar a qualidade de vida das populações, garantindo a conservação e a preservação ambiental”.

A análise desenvolver-se-á da seguinte maneira.

No primeiro capítulo apresentar-se-ão os objetivos gerais e específicos, bem como a justificativa social e científica, fazendo uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos desenvolvidos sobre bacias hidrográficas, enfocando conceitos relativos à análise morfométrica e seus principais autores (particularmente no que se refere ao controle lito-estrutural) e à bibliografia de apoio.

No segundo capítulo apresentar-se-ão os procedimentos metodológicos e conceituais no estudo morfométrico e lito-estrutural da bacia do rio Tagaçaba utilizados para o levantamento dos dados.

No terceiro capítulo far-se-á a caracterização sócio-ambiental da bacia do rio Tagaçaba, indicando sua localização, litologia, geologia, geomorfologia e seus elementos estruturais.

No quarto capítulo efetuar-se-á o levantamento do controle morfométrico na rede de drenagem efetuadas a partir das Leis da Composição da Drenagem e dos

índices de análise areal, linear e hipsométrica, com base na metodologia de Christofolletti (1974), finalizando com a interpretação da análise morfométrica dos dados da bacia do rio Tagaçaba.

No quinto capítulo efetuar-se-á o controle lito-estrutural e dos processos geomorfológicos da rede de drenagem, por meio da análise das principais orientações e disposições do canal, dos perfis inter-relacionados ao relevo e à geologia analisados a partir das indicações de Soares e Fiori (1976), e da análise e interpretação dos resultados.

No último capítulo efetuar-se-á à conclusão com base nos resultados apresentados na presente dissertação.

I – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As pesquisas morfométricas relacionadas a bacias hidrográficas tiveram seu início nos Estados Unidos, com Horton (1945) e Strahler (1952). O primeiro propôs as leis da Composição da Drenagem com base na Lei do Número de Canais e a Lei do Comprimento Médio dos Canais. Os dados fornecidos pela aplicação dessas leis permitem caracterizar a estruturação das redes de drenagem, baseando-se na comparação dos segmentos das diversas ordens.

A Lei do Número dos Canais tem o seguinte enunciado: “em uma determinada bacia, a soma do número de canais de cada ordem forma uma série geométrica inversa. O primeiro termo compreende o número de canais de primeira ordem, e a razão com a relação de bifurcação (R_b)”. No que diz respeito à Lei do Comprimento Médio, seu enunciado é: “em uma determinada bacia, os comprimentos médios dos canais de cada ordem ordenam-se segundo uma série geométrica direta”. Ou seja, o primeiro termo corresponderá ao comprimento médio dos canais de ordem 1, e a razão, a “relação entre os comprimentos médios (R_c)”. Schumm (1956) acrescentou a Lei dos Gradientes dos Canais, nos seguintes termos: “em uma determinada bacia, existe uma relação definida entre a declividade dos canais de certa ordem e a dos canais de ordem imediatamente superior. Tal relação é expressa por uma série geométrica inversa, em que o primeiro termo é a declividade média dos canais e ordem 1, e a razão entre os gradientes médios (R_g)”.

Os estudos sobre rede de drenagem têm evoluído, tanto conceitual quanto tecnicamente, e várias revisões foram propostas destacando-se as de Abrahams (1984). No Brasil os primeiros trabalhos foram de autoria de Freitas (1952), que abordou a questão da textura topográfica (T_t), associado à textura de drenagem (T_d), como indicadores para reconhecimento objetivo das fases do ciclo de erosão de Davis. Os primeiros estudos morfométricos da rede hidrográfica aplicados à geologia foram produzidos por Tolentino, Gondolfi e Paraguassu (1968). A análise morfométrica de redes de drenagem aplicadas a fotopedologia foi iniciada por França (1986) e que, como Christofletti (1969; 1970), passou a orientar trabalhos de pesquisa em pós-graduação, permitindo uma grande de expansão nesse tipo de pesquisa (CANALI, 1990).

Analisar as bacias de drenagem de maneira isolada ou integrando um conjunto que constitui uma região diferenciada é de relevante importância para a geomorfologia, posto que as bacias de drenagem são modeladas pela erosão fluvial. Ou seja, as bacias hidrográficas como unidades convenientes de análise têm-se tornando objetos de investigação geomorfológica, pois relacionam-se com a evolução da paisagem como um todo.

Conforme Doornkamp (1971), “a evolução de uma paisagem é igual à soma total de uma evolução de cada bacia de drenagem individual de que a paisagem se compõe”. Em outras palavras: pode-se reconhecer muitas regiões morfológicas no interior de cada região não só por terem formas similares entre si, mas por estarem evoluindo de maneira análoga. Portanto, analisando-se a evolução das mesmas, ter-se-á uma percepção maior da paisagem como um todo, fato possível quando existem relações explícitas entre as formas de uma bacia e os processos nela atuantes.

As observações concernentes às bacias hidrográficas, por um longo período da história, restringiram-se às descrições qualitativas, ou seja, baseavam-se nas observações com conhecimentos empíricos e indutivos, não havendo dados mais precisos a respeito (CHRISTOFOLETTI, 1969). A partir do trabalho de Horton (1945) iniciou-se o estudo científico da organização das redes de drenagem, tendo esse autor formulado as Leis da Composição da Drenagem, apoiado em análises quantitativas das redes de canais.

I.1. Leis hortonianas

A análise morfométrica das bacias hidrográficas é uma ferramenta importante para definir os estágios de desenvolvimento das bacias de drenagem, tendo em vista as leis hortonianas da composição da drenagem – que pressupõem que, quando as redes hidrográficas atingem o estágio de equilíbrio, suas respectivas bacias também estão equilibradas e adaptadas às condições ambientais. Pode-se considerar a morfologia regional como uma consequência das adaptações do sistema de drenagem às condições litológicas e estruturais do substrato geológico.

Christofoletti (1983) indica que, a partir do momento em que uma bacia de

drenagem atinge seu estado de equilíbrio com as condições ambientais, a rede de canais torna-se variável independentemente do tempo, mas as alterações são ocasionadas se houver modificações no fornecimento de matéria e energia.

Na interpretação dos índices relacionados à lei do número de canais segundo Horton (1945), a relação de bifurcação geralmente é constante para todas as ordens dos segmentos de determinada bacia, isto é, quando isso acontece as bacias encontram-se em seu estado máximo de desenvolvimento.

No concernente aos valores da relação ponderada de bifurcação, Smart (1972) considera que valores entre 3,0 e 5,0 são característicos de sistemas de drenagem naturais – em pleno estágio de desenvolvimento.

Os índices relacionados à lei dos comprimentos médios e às respectivas ordens refletem o aumento da extensão dos canais em razão direta com a elevação das ordens; “para uma bacia ideal, a configuração retilínea denunciaria progressão linear normal não denunciando anomalias significativas nos sistemas de drenagem” (CHRISTOFOLETTI, 1976).

Os valores dos índices dos comprimentos médios dos canais e os da bifurcação mostram que ambos crescerem na mesma proporção. O valor da razão deverá ser igual à unidade. Nas redes naturais os índices de comprimentos médios têm sido relativamente menores, principalmente no que se refere às ordens inferiores.

Batista e Galvão (1988) efetuaram estudo sobre o modelo hortoniano aplicado à bacia hidrográfica do Encantado (RN) com o objetivo de caracterizar a estruturação de sua rede de drenagem e comparar os resultados como uso de suas técnicas de ordenação de canais.

Segundo esses autores, a geologia compreende o embasamento pré-cambriano gnáissico-migmatítico e granítico-gnáissico, com faixas restritas de supracrustais indiferenciadas e localmente capeados por sedimentos de Idade Meso-cenozóica, além de coberturas colúvional-eluviais e aluviais.

Os terrenos cristalinos foram submetidos a um mínimo de cinco eventos tectonometamórficos. As fraturas referentes ao último evento deformativo mostram duas direções principais, NE e NW. Os resultados obtidos pelos autores, com exceção da relação de bifurcação obtida com a ordenação de Strahler, refletiram a

influência marcante da estrutura geológica (fraturamento) na organização da rede hidrográfica da bacia do Encantado.

Ainda segundo o autor citado na Lei do Número de Canais os resultados dos dados da relação de bifurcação (R_b) foram obtidos através da ordenação de Horton, quem mostram expressivas variações, com amplitudes de valores entre 3,5 e 1,0, sendo que o valor médio (R_b) encontrado foi de 3,7. Já os dados da ordenação de Strahler situam-se entre 3,0 e 4,0, com uma média de 3,1 (R_b).

Segundo Strahler (1952) as variações de valores da relação de bifurcação possivelmente refletem influências geológicas estruturais no processo de organização da rede hidrográfica de uma bacia. Em situação de equilíbrio dinâmico tal índice apresenta-se estavelmente, entre 3,0 e 4,0, com pequena amplitude de variação, sujeito apenas a poderosos controles geológicos. Ou seja: quando ocorrem os índices referidos a suposição inicial é que tenha ocorrido um desenvolvimento normal da rede de drenagem, livre das influências estruturais.

A superposição dos mapas de fotolineações e de foto-interpretação da rede de drenagem da área citada mostra um controle marcante da rede de canais pelas fraturas. As observações de campo mostraram a presença de rochas com feições miloníticas ao longo dos riachos, sendo que as ordens inferiores (1, 2, 3 e 4 de Horton) estavam menos sujeitas ao controle do que as ordens superiores.

Os canais de sexta e sétima ordens sugeriram também uma influência litológico-topográfica na estruturação da rede de canais da bacia, podendo-se comprovar pelo comportamento geomorfológico da sub-bacia, em que se observou somente um canal de sexta ordem.

A sub-bacia do Encantado possui uma grande amplitude altimétrica, com aproximadamente 529 metros, devido à presença predominante de rochas mais resistentes aos processos erosivos atuantes na área – como os leocogranitos gnáissicos, biotita-anfibólio, granitos gnáissicos –, como consequência um considerável número de nascentes, que faz com que os canais longos juntem-se, originando canais de segunda ordem, e estes os de terceira, e sucessivamente, até o canal de ordem superior.

No que se refere à Lei do Comprimento Médio dos Canais, os resultados das relações entre os comprimentos médios (R_c) variam entre 2,4 (Horton) e 2,5

(Strahler).

A análise que relaciona os dados esperados de comprimento médio para cada ordem mostra que tais comprimentos estão influenciados pelas condições ambientais da área. O controle marcante da drenagem pela estrutura geológica (fraturas) baseados na ordenação de Horton foram, as mais afetadas, as ordens 4, 6 e 7, e, de acordo com Strahler (1952), as que receberiam maior influência seriam as ordens 3, 4 e 5.

Quanto à Lei dos Gradientes Médios, os valores observados na bacia do rio Encantado mostram-se bastante discrepantes em relação aos dados esperados. A relação entre os gradientes médios com a ordenação de Horton apresentou valores entre 2,5 e 0,85, com um valor médio (R_g) de 1,4.

As ordens 4, 6 e 7 de Horton e 3 e 4 de Strahler, de comprimentos médios de canais controlados pelas fraturas, têm seus gradientes médios afetados, sendo que os demais canais não citados acima possivelmente estão controlados por outras condições ambientais da área, como litológicas ou topográficas.

Os resultados refletiram a influência marcante da estrutura geológica (fraturamento) na organização da rede de drenagem da bacia do rio Encantado, com exceção da relação de bifurcação com a ordenação de Strahler.

Christofolletti e Arana (1976) desenvolveram alguns modelos sobre as bacias hidrográficas devido às conjecturas relacionadas em cada perspectiva teórica. Tanto o arranjo quanto a disposição espacial dos cursos de água são elementos fundamentais para distinguir os variados padrões de drenagem. Foi com a contribuição de Horton que os dados fornecidos pela análise morfométrica permitiram caracterizar a estruturação das redes de drenagem, que se baseia na comparação dos segmentos das diversas ordens.

A estruturação de redes de drenagem foi estudada na região Norte-ocidental do Estado de São Paulo, em levantamentos efetuados onde apresentam a última sedimentação no transcorrer do Cretáceo, originando o Grupo Bauru.

O objetivo da área estudada pelos autores *op.cit* estudar as diversas bacias da área paulista e verificar a veracidade e a significância das hipóteses citadas, tendo como base o modelo proposto por Horton.

A bacia escolhida foi uma bacia de 5ª ordem, sendo selecionadas 6 bacias,

todas sobre os sedimentos da Formação Bauru, onde quatro desembocam no rio Paraná, uma no rio Grande e outra no rio Tietê.

As análises efetuadas resultaram que os índices de circularidade, correspondentes à forma de círculo, não é comum para todas as bacias analisadas. A densidade hidrográfica determina o número de canais existentes por quilômetro quadrado, sendo que o maior valor foi apresentado pela bacia do Ribeirão das Cruzes, e as demais bacias apresentaram valores inferiores ou aproximados. Valores de textura topográfica estão diretamente relacionados aos de densidade de drenagem, e os de coeficiente de manutenção e da extensão do percurso superficial estão inversamente relacionados aos da densidade de drenagem. Os valores obtidos com a relação entre as áreas das bacias foram anormalmente altos para as relações entre as 4ª e 5ª ordens em três das bacias estudadas, sendo que o valor médio dos índices de todas as bacias girou em torno de 4,6.

A média ponderada para a relação de bifurcação teve valor de 4,38, em que a análise efetuada mostrou que as bacias possuem uma tendência com valores semelhantes entre si. Os menores valores talvez possam ser explicados pela forma alongada da bacia, que também denota que o aumento normal da extensão dos segmentos aumenta conforme o crescimento da ordem; nessa perspectiva as bacias denotaram aumento progressivo e regular.

Os dados obtidos pelos autores levaram à conclusão de que as referidas bacias hidrográficas atingiram o seu equilíbrio dinâmico, visto que foram esculpidas em rochas sedimentares não perturbadas pela tectônica.

Finalmente, deve-se salientar que a importância dos estudos sobre o desenvolvimento das redes de drenagem, em relação ao controle lito-estrutural, não se limita aos estudos geomorfológicos e geológicos, mas interessam também aos estudos sobre a sua influência na modulação dos fluxos e processos hidrodinâmicos, conforme referem Rodrigues-Iturbe *et alii* (1992). Esses autores efetuaram um trabalho sobre dissipação de energia, produção de *run-off* e estrutura tridimensional de bacias de rios, em que aprimoraram o conceito de redes ótimas, relacionando entre si as noções de dissipação de energia, de organização das redes de drenagem e de estrutura tridimensional das bacias de drenagem. A abordagem permitiu analisar as redes de drenagem não como sistemas isolados mas integrados, como

de fato são-no, às características de suas vertentes, que propiciam as condições hidrográficas (escoamento superficial) necessárias para o funcionamento adequado e estruturação das redes de drenagem.

I.2. Densidade de drenagem (Dd)

A idéia de usar a densidade de drenagem para explicar a dinâmica de bacia foi freqüentemente expressada na literatura, e concluiu-se que para algumas bacias pequenas uma densidade de drenagem mais alta pode ser comparada com taxas de sedimentos também mais elevadas (altas).

Para Christofolletti (1983) uma variável importante na análise morfométrica das bacias de drenagem refere-se à densidade da rede de canais, que pode expressar a quantidade disponível de canais de escoamento e representar o grau de dissecação topográfica em paisagem elaborada pela atuação fluvial. Segundo Christofolletti (*ibidem*), Belgrand procurou demonstrar a diferenciação na densidade fluvial da bacia hidrográfica do rio Sena. Neuman (1900) resgatou esse trabalho e estudou-o em detalhes, observando as diferenças na densidade dos sistemas fluviais que dependem de alguns fatores como: cobertura vegetal, tipos de *substratum* e declividade das vertentes.

Muitos autores, devido à fórmula modificada por Horton, concluíram que a simplicidade favoreceu a aplicação do índice de densidade de drenagem, sendo a mesma muito útil, embora observe-se seu uso restrito.

Aspectos no âmbito conceitual ou operacional são tidos como principais para o estudo da densidade de drenagem: procedimentos expedidos, variabilidade espacial e temporal, as relações entre as densidades de drenagem e a área da bacia hidrográfica e com o comprimento dos ligamentos e segmentos, o problema da classificação dos valores da densidade de drenagem e a significância paleoclimática da densidade de drenagem.

Para Park (1977), os valores de densidade de drenagem refletem o clima, mas o tipo de rocha é responsável por detalhes no padrão de distribuição espacial. Áreas com cobertura vegetal esparsa e com valores elevados de densidade de drenagem são mais susceptíveis aos efeitos de intensidade de precipitação do que

em áreas com paisagens úmidas, onde as intensidades da precipitação são menores e os valores de densidade de drenagem são mais baixos, sendo as variações nas redes de drenagem ocasionadas acima de tudo pelos controles nos afloramentos litológicos.

Em relação à influência da permeabilidade, ela servir de ferramenta para explicar muitos casos na variação espacial da Dd, quando as condições climáticas são semelhantes. Ou seja, o clima direta e indiretamente afeta de maneira significativa, por meio da disponibilidade da precipitação, do solo, da topografia ou também da cobertura vegetal.

Deroin e Deffontaines (1995) introduziram alguns melhoramentos nos métodos tradicionais de reconhecimento de feições anômalas de drenagem, quando da análise morfoestrutural efetuada no Maciço Cévennes, porção Sudeste do Maciço Central Francês. A análise foi elaborada em duas partes: a primeira regionalmente, seguindo quase exclusivamente a metodologia adotada por Deffontaines e Chrowicz (1991), baseada na identificação e zoneamento da área com base nas diferenciações gerais da drenagem como: frequência dos rios, densidade de drenagem e padrão de drenagem. A segunda parte foi detalhada, elaborada a partir das perturbações (anomalias) que não eram identificadas na escala regional, e que correspondiam a modificações de cunho local no padrão de drenagem, ou nos cursos fluviais, de modo individual. Nesta segunda parte alguns tipos de perturbações como lineamentos tanto oblíquos quanto curvilineamentos foram definidos com maior precisão pelos autores, baseados na variação temporal das feições.

Melton (1957) concluiu que número de confluências em determinada rede está altamente relacionada à densidade de drenagem da referida área. Porém Gardiner (1971), para calcular de modo indireto o valor da densidade de drenagem, registrou as informações em células e observou que o melhor previsor para a densidade de drenagem é o número de confluências, oferecendo um modelo significativo para estimar a densidade de drenagem

Donahue (1974) também fez uso de celas quadráticas padronizadas com quantidades de círculos pontuais anteriormente determinadas, sabendo o raio e a área ocupada em cada ponto.

Esses e outros exemplos mostram que é comum o uso de muitas variáveis topológicas para se calcular a Densidade de Drenagem (Dd), fazendo uso de celas quadráticas. No Brasil, amostras circulares têm sido usadas para analisar características morfométricas em vários tipos de solos (CARVALHO, PIEDADE & FRANÇA, 1978).

Zavoianu (1972), em estudos na Romênia, discorreu sobre a importância desse relacionamento para o cálculo rápido de densidade de drenagem, que se pode fazer possuindo apenas a hierarquização da bacia hidrográfica.

Em relação à variabilidade espacial e temporal da Dd Peltier (1962), Gregory e Gardiner (1975) e Gregory (1976) descreveram que os climas com acentuadas variações sazonais estão relacionadas com as densidades de drenagens mais elevadas. Os trabalhos realizados por Peltier mostram que os valores da densidade de drenagem em áreas tropicais podem ser mais altos que os das latitudes temperadas (PELTIER, 1962). Observações demonstram que valores mais elevados são encontrados em áreas com climas de acentuada variação sazonal, e a Dd surge como elemento indicador da magnitude dessa variabilidade, pois aparece como relacionando-se ao índice de intensidade de precipitação.

Bauer (1980) descreve a estreita relação existente entre a densidade de drenagem e a produção de sedimentos pelas bacias hidrográficas. Segundo o autor a densidade de sistema hidrográfico é considerada como um parâmetro muito utilizado na evolução quantitativa das formas e da dinâmica de uma bacia fluvial, isto é, a composição litológica e o clima determinam as características topográficas do sistema.

Muitos trabalhos vêm demonstrando que a Dd é altamente correlacionada com amplitude altimétrica e relação altimétrica (SCHUMM, 1956; HADLEY & SCHUMM, 1961). A densidade de drenagem reflete a intensidade da precipitação, e também indica que as variações locais podem ser ocasionadas também por outras características da bacia hidrográfica como: tipos de rochas, solos e uso do solo (GREGORY & WALLING, 1973).

No que se refere às relações entre a densidade de drenagem e a área da bacia hidrográfica, Melton (1957) reconheceu que a densidade de drenagem é dependente do tamanho da área e que seus valores tendem a ser muitos nas bacias

de tamanho menor.

A relação entre a densidade de drenagem e o comprimento dos segmentos foi observada por Strahler (1952), quem observou que “à medida que aumenta o valor numérico da densidade de drenagem há diminuição quase proporcional do tamanho dos componentes fluviais das bacias de drenagem”. Portanto, por a rede de drenagem ser um sistema composto por elementos considera-se que as unidades relacionadas às diversas ordens hierárquicas sejam os componentes fluviais. Além disso, é necessário perceber a existência de relação inversa entre os valores da densidade de drenagem e os comprimentos médios dos segmentos das diversas ordens.

Em relação ao litoral paranaense, Canali *et alii* (1998) estudaram 29 bacias hidrográficas que drenam para as baías de Antonina e Paranaguá e encontraram índices de densidade de drenagem entre 2,8% e 11,93%.

I.3. Perfis longitudinais e transversais

Como afirmou Sanches, “São muitas as situações em que a simples descrição das formas e detalhes morfológicos do terreno têm-se revelado insuficientes para ilustrar, auxiliando nas explicações do mais alto proveito daqueles que se interessam e utilizam-se das informações morfológicas e morfométricas” (SANCHES, 1975). Ou seja, a representação planimétrica do terreno no plano horizontal de certa forma tem-se revelado insuficiente para realçar as características e os detalhes considerados indispensáveis. O perfil topográfico é um instrumento que auxilia a mostrar de maneira sucinta e de maneira detalhada as minúcias apresentadas em um plano horizontal de uma carta.

O perfil longitudinal de um rio demonstra a variação que existe entre a declividade desde a sua nascente até a sua foz, em que sua representação gráfica relaciona, para diversos pontos do curso fluvial, a posição altimétrica e a distância até a origem do canal. Cabe destacar, no entanto, que as idéias sobre como os rios elaboram seus perfis evoluíram ao longo do tempo, pois as primeiras observações pioneiras sobre perfil longitudinal de um rio remontam ao século XVI.

Christofolletti (1981), em seu livro *Geomorfologia fluvial*, dedicou um capítulo

ao perfil longitudinal de cursos de água fazendo uma análise da evolução dos conceitos relativos aos perfis longitudinais.

Richards (1982) define a expressão “perfil longitudinal” como “expressão menos transitória dos processos fluviais, refletindo influências geológicas, assim como os efeitos do relevo disponível, da história tectônica e mudanças no nível de base, das mudanças climáticas sobre os processos de erosão e deposição e da distribuição de afloramentos de diferentes litologias”.

Conforme cita Christofolletti (1981), três são as variáveis que surgem como independentes para o perfil longitudinal no âmbito de uma bacia hidrográfica: a composição e a distribuição espacial dos afloramentos rochosos ou de materiais do solo; a quantidade e o tipo de material dendrítico que é extraído das vertentes e fornecido aos cursos de água, e o volume de água que chega aos rios através do escoamento superficial ou subterrâneo.

Lima (1999) destaca que o canal fluvial sofre alterações em sua geometria, no que se refere às seções transversal e longitudinal, devido às interações entre as variáveis da própria geometria do canal (largura, profundidade, declividade e a rugosidade do leito; elas, aliás, são variáveis independentes) e as variáveis de fluxo (vazão e velocidade). Todavia, em locais onde os rios são parcialmente controlados pelas variações litológicas e estruturais, podem ser considerados como semidependentes.

Para Leopold *et alii* (*apud* CHRISTOFOLETTI 1981), o perfil longitudinal é uma variável *dependente*, controlada pelas variáveis de débito, carga detrítica fornecida ao canal, tamanho dos detritos, resistência ao fluxo, velocidade, largura, profundidade e a declividade do canal. Portanto o perfil longitudinal de um rio é resultado do ajuste entre as diversas variáveis do sistema. Assim os perfis longitudinais tendem a assumir uma forma comum, com a declividade diminuindo em direção à desembocadura, resultando em um perfil geral côncavo.

McKeown *et alii* (1988) e Seidl *et alii* (1994), ao observarem vários perfis de rios desenvolvidos em leitos rochosos, demonstraram que a concavidade dos perfis é muitas vezes interrompida por rupturas de declive (“*knickpoints*”) e trechos, em todo o perfil, formando convexidades. Geralmente esses desvios da forma côncava, introduzindo trechos de maior declividade, podem ser correlacionados (1) a

existência de estratos rochosos mais resistentes (WOLMAN, 1995), (2) para Hack (1973), introdução de carga sedimentar grosseira por parte de um afluente, (Seeber & Gortnitz, 1983; Ouchi, 1985; Mckeown *et al.* 1988), (3) a atividade tectônica, (Foley, 1980; Seidl *et al.* 1994) (4) propagação da mudança do nível de base; (5) o fraturamento do substrato. (Barcha & Arid, 1975; Silva *et al.* 1993),

A concavidade dos perfis – ou mesmo os perfis todos – muitas vezes é interrompida por rupturas de declive (*knickpoints*) e trechos, formando convexidades, caso os vários perfis de rios estejam desenvolvidos em leitos rochosos. os desvios da forma côncava, introduzindo trechos de maior declividade, podem estar relacionados com a existência de estratos rochosos mais resistentes, ou com a introdução de carga sedimentar grosseira por parte de um afluente, ou devido a atividade tectônica fraturamento do substrato. ou ainda com a propagação remontante do nível de base.

A análise das rupturas de declive do relevo é um dos indicadores mais utilizados para o diagnóstico da sua evolução morfogenética. O levantamento deve realizar-se pela marcação das quebras de inclinação das encostas, mediante a foto-interpretação, auxiliado pela construção de perfis longitudinais e transversais das bacias hidrográficas, na carta topográfica.

Miller (1991) efetuou estudos sobre o controle geológico no desenvolvimento de rupturas de declive (*knickpoints*), em Indiana, nos EUA em leitos fluviais sobre rochas carbonáticas e siliciclásticas estratificadas. Ao examinar vários *knickpoints* com alturas que variaram entre 0,4 e 1,8 m, concluiu que o desenvolvimento diferencial nas alturas deve-se às variações de espessuras dos estratos e que existência e a distribuição dessas rupturas estão fortemente relacionadas à frequência de fraturas que intersectam os canais e à altitude dos estratos em relação à direção de fluxo fluvial. Segundo esse autor, o grande número de *knickpoints* localizados nas curvas dos meandros e também à montante da confluência dos tributários aparentemente ocorre pela redução, ou inibição, do retrocesso remontante provocado pela mudança na orientação do canal relativamente ao mergulho das camadas.

Silva *et alii* (1993) estudaram aproximadamente cerca de 48 *knickpoints*, todos associados a cachoeiras, na rede de drenagem do rio Bananal (São Paulo-Rio

de Janeiro), alguns pequenos (com aproximadamente 1 a 5 m de altura) e outros grandes (com aproximadamente 30 a 50 m). A litologia é formada por rochas metamórficas de alto grau, com foliações, bandamentos, falhas e juntas. Os resultados demonstraram que alguns tipos litológicos, como os granitóides, por possuírem uma resistência maior ao intemperismo e também à erosão, apresentam maior frequência de *knickpoints*, mas as foliações e fraturas exercem controle substancial no desenvolvimento dessas rupturas de declive.

Grande parte desses segmentos de canal com presença de rupturas está orientada paralelamente aos principais conjuntos de fraturas, que parecem ser controladas pelo ângulo de interseção entre fraturas e foliação.

I.4. Lineamentos

O pressuposto que fundamenta a análise da “composição da drenagem” hortoniana baseia-se no fato de que as redes de drenagem naturais evoluem, segundo as leis do número e o dos comprimentos médios canais, sobre um substrato geológico homogêneo e que não tenham sofrido ações tectônicas relativamente recentes. Ao contrário, tanto as diferenças de litologia quanto as marcas de lineamentos deixados pela ação tectônica direcionam o desenvolvimento das redes de drenagem, de modo que estas assumem direções preferenciais condicionadas por aquelas.

Durante a década de 1990 foi grande o interesse em estudos geológicos dedicados à interpretação das feições lineares denominadas lineamentos. O termo “lineamento” foi introduzindo em 1904 por Hobbs, a fim de caracterizar a ligação espacial da paisagem fraturada, tornando-se um termo universal, devido ao uso de imagens de satélite ou imagens e fotos obtidas por aviões em altitudes elevadas.

Algumas considerações são importantes para compor-se bons mapas de lineamentos e interpretações estruturais: devem ser descritas, relacionando os lineamentos à escala, aos tipos de imagens e aos aspectos geológicos.

Segundo Soares *et alii* (1982), embora as evidências diretas que eventualmente se pode obter nas imagens de satélites, foram muitos os trabalhos publicados que demonstram que os lineamentos observados em imagens refletem

de certa forma um fundamental controle por fenômenos geológicos.

O'Leary *et alii* (1976) definiram lineamento como sendo uma feição da superfície terrestre que é “linear”, mapeável, simples ou composta, contínua ou descontínua, cujas partes estão alinhadas em um arranjo retilíneo ou suavemente curvo e que difere distintivamente dos padrões de feições adjacentes – o que, presumivelmente, reflete um fenômeno de superfície.

muitos estudos foram efetuados sobre a significação, como e porque são usados os termos “lineamento”, “lineação” e “linear”, face o número crescente de estudos, mas as desvantagens de terminologia contraditória ficaram crescentemente aparentes onde muito é feito da significação de características lineares

É necessário que haja uma consistência entre descrições baseadas em imagens e fotografias e descrições baseadas em dados de campo. O'Leary *et alii* (*idem*) procuraram analisar o uso dessas condições e propor definições conceituais e critérios de objetivo para os mesmos, adotando alguns critérios para identificar os alinhamentos:

1. trechos fluviais retilíneos e contínuos com extensão igual a ou maior que 2 km;
2. alinhamentos de canais, com extensão igual a ou maior que 2 km;
3. vales retilíneos em continuidade a trechos restos do canal, e
4. trechos fluviais curvilíneos e aparentemente anômalos em relação às feições adjacentes.

Brock (*apud* O'LEARY *et alii*, 1976) definiu que um lineamento está brevemente definido como um alinhamento geológico ou topográfico muito preciso para ser fortuito. Afirma ainda que ao ignorar-se lineamentos está-se negando um forte potencial de informação relativo a padrões fundamentais que permaneceriam grotescamente incompletas sem a ajuda de lineamentos. Todavia, coube a Hobbs (1972) cunhar o termo lineamento que, embora não fosse aplicado exclusivamente a feições fluviais, é evidenciado de certa forma nas mesmas, assumindo grande e relevante importância nas análises de drenagem.

Sternberg (1950) foi um dos primeiros na bibliografia brasileira e talvez também na estrangeira a fazer referência à influência tectono-estrutural sobre a rede de drenagem. Em seus estudos sobre a bacia Amazônica constatou, a partir de

fotografias aéreas e da observação de mapas, a existência de cursos de água com extensos trechos retilíneos e do padrão retangular de drenagem. Atribuiu o desenvolvimento dessas feições ao fraturamento da crosta por efeitos de torsão que estaria sendo ocasionado pela sobrecarga de sedimentos depositados na foz do rio Amazonas. A Petrobrás (Empresa Brasileira de Petróleo) conduziu trabalhos de foto- interpretação e obteve a presença das expressões morfológicas observadas por Sternberg (1950). Foram distribuídas à reativação de antigas falhas, formadas por esforços de cisalhantes. Os esforços ainda teriam formado áreas estruturalmente mais altas, associados aos estreitamentos das planícies de inundação dos grandes rios e o desenvolvimento de terraços escalonados.

Além da constatação do controle estrutural do embasamento na distribuição dos grandes segmentos hidrográficos, as estruturas são formadas predominantemente por esforços de natureza orogênica, que, atuando na interpretação do Neojurássico-Aptiano, teriam originado falhas reversas com dobramentos associados.

Aghassy (1970) analisou a geomorfologia da região de Bandiagara (Hambori, Mali, no Oeste da África), com um extenso planalto arenítico, mudando a Norte e a Leste por escarpas e mergulhando para Oeste em direção à planície do Níger. Efetuadas análises de correlação observou-se estreito relacionamento entre orientações das fraturas e orientações dos rios. Ou seja: quase todo o sistema de drenagem está dirigido pelo padrão de fraturamento, não somente os rios conseqüentes e subseqüentes, mas também os rios obseqüentes.

Bannister (1980) fez um estudo comparando a correspondência existente entre as orientações de rios e fraturas no Sudoeste da Pensilvânia (Estados Unidos), denominada como uma região moderadamente dobrada e dissecada do Planalto Apalacheano. Foram três as áreas definidas onde fez a medida das orientações de fraturas, bem como de suas extensões em afloramentos areníticos; por meio dos mapas topográficos e das fotografias aéreas, mediu a orientação e o comprimento dos canais de drenagem, os quais foram retelinizados para esse fim. O grau de correspondência entre intensidade direcionais e fraturas foi determinado por meio de análise de correlação não-paramétrica. Concluiu-se que há significativa correspondência entre intensidades direcionais de fraturas e rios em que o gradiente

estrutural é moderado. Realizou-se a intensificação do processo de incisão dos canais nas fraturas na existência de um relevo relativamente alto, que aumenta, em contrapartida, com o gradiente hidráulico, permitindo que os canais desviem às direções das fraturas.

Pohn (1983) observou que o desenvolvimento de canais paralelos às direções de fraturas não predominam na região que compreende o centro-Sul do estado de Nova York e Norte da Pensilvânia (Estados Unidos). Procurou estabelecer a relação fraturas-canais, examinando os processos que favorecem ou não a correspondência espacial entre ambos. A formação da região é de siltitos, que se alternam em estratos delgados e espessos e muito fraturados. Os cursos d'água que se instalam paralelamente a uma das orientações de fraturas removem blocos por solapamento a jusante, levando o referido processo geralmente à formação de cachoeiras. Contudo os rios cujos cursos são oblíquos seguem as orientações das fraturas e deslocam-se com uma facilidade maior entre os blocos rochosos.

Os principais contatos entre as diferentes formações são tipicamente contatos de falhas e muitos vales que coincidem com as direções das falhas de maior expressão (SW-NE; N-S; NW-SE).

Abrahms e Flint (1980) realizaram estudo relacionando propriedades topológicas ao controle estrutural ao estudar redes dendríticas. Utilizaram diversos parâmetros relacionados ao arranjo dos tributários ao longo dos rios principais. Concluíram que o modo particular como certos aspectos das estruturas influenciam as propriedades topológicas das redes em treliça, e perceberam que o mergulho dos estratos favorece o fluxo superficial, desenvolvendo, dessa forma, mais tributários de um lado do que de outro, em vales subseqüentes, também ao compararem seus dados como os dados sobre redes dendríticas, o excesso de ângulos de confluência obtusos em relação aos agudos. Concluíram, então, que as diferenças em relação às redes dendríticas denotam o efeito do controle estrutural sobre a organização das redes em treliça.

Scheidegger (1980) realizou uma investigação em Ontário (Canadá), com o objetivo de relacionar as orientações da drenagem com as feições tectônicas da área, que pertencem ao escudo Pré-cambriano Canadense. Obteve as orientações da drenagem a partir da retificação com base nos ligamentos e analisou a tendência

de distribuição para as nove áreas em que a região foi dividida, encontrando duas orientações preferenciais, com uma tendência para NS e EW, com exceção de uma única área (Three-Mile-Lake), que teve um desvio geral NE-NW. Assim, considerando as orientações preferenciais da drenagem como traços de fratura, calculou as direções do campo de tensão que as teria gerado, executando o mesmo para os dados de orientações de fraturas obtidos no campo. Ao comparar as duas citadas, obteve uma boa correspondência, com a presença de ambos na exceção da área Three-Mile Lake. A partir disso considerou que uma atividade neotectônica seja a principal responsável pelos campos de tensão e também, conseqüentemente, pela orientação da drenagem.

Seeber e Gornitz (1983), para reconhecer características da atividade tectônica na cadeia montanhosa do Himalaia, utilizaram a análise de perfis fluviais, o que possibilitou não só a formação de um quadro com uma maior compreensão sobre a tectônica do Himalaia, mas também na análise dos efeitos peculiares de uma zona de colisão de placas sobre os sistemas fluviais. Utilizaram as informações inerentes ao índice de gradiente de canal, que já havia sido proposto por Hach (1973), combinando-as com os conhecimentos estruturais e sismológicos sobre a área definida.

As análises dos rios foram efetuados sobre os que nascem ao Norte do Himalaia, atravessam a cadeia e finalmente atingem a planície indogangética. Em todos os rios analisados ocorrem zonas de aumento no gradiente que coincidem com a faixa mais elevada da cordilheira. A zona citada correlaciona-se a uma faixa de terremotos e à principal zona de falhamentos da cordilheira (*Main Central Thrust Zone*). Na parte Sul ocorre outra zona de falha (*Main Boundary Thrust Zone*), sendo que os rios, ao atravessá-la, não mostram aumentos de gradientes. Com isso os autores concluíram a ocorrência de levantamento da cordilheira.

Soares *et alii* (1982), por meio das imagens Landsat e Radar, desenvolveram um projeto de análise e interpretação morfoestrutural, em parte da bacia do rio Paraná. A partir de imagens que levaram à obtenção de informações definidas preliminarmente como prováveis estruturas geológicas responsáveis pela evolução tecto-sedimentar da bacia, identificaram seis áreas de direções preferenciais: N65±5W (direção Médio Piquiri), N45±5W (Médio Ivaí), N25±5W (Goioxim), N05±5W

(Tapiracuí), N35±5E (Médio Paraná), N60±5E (Pitanga), cujo objetivo foi a caracterização de feixes estruturais lineares e suas associações a áreas anômalas.

Arid *et alii* (1983) interpretaram os traços tectônicos da região Norte-ocidental do estado de São Paulo por meio da análise de drenagem, o que possibilitou diagnosticar a existência de um padrão tectônico regional; sua análise e interpretação permitiram estabelecer sua influência no ajustamento da drenagem, distinguindo os efeitos regionais, de caráter mais amplo, relacionado aos grandes rios, bem como o controle local exercido sobre os elementos de drenagem de ordem mais inferior. Usaram fotografias aéreas com escala 1:25.000 e extraíram os segmentos retilíneos de canal com comprimentos iguais ou superiores a 1 cm (2,5 km) e mediram neles a orientação e a direção de fluxo. Pela predominância da direção de fluxo, efetuaram as inferências sobre as pendentes estruturais de caráter tanto local quanto regional. Posteriormente, comparando as orientações dos canais com orientações de diáclases obtidas na referida área, notou-se uma boa concordância. Também efetuou-se o trabalho das orientações das diáclases com as orientações de lineamentos estruturais obtidos através de imagens de satélites para a bacia do Paraná, por Soares *et alii* (1982), comprovando novamente a concordância. Portanto, concluíram que as estruturas tectônicas desempenharam um forte controle na fixação da drenagem. Ainda estudaram os ângulos de junção através de fotografias aéreas: 50% dos ângulos de junção estavam entre 80° e 90°, distinguindo, dessa forma, uma drenagem de forma ortogonal relacionada principalmente a canais de primeira e de segunda ordem.

Hees *et alii* (1993), a partir de um mapeamento detalhado de lineamentos e reconhecimento dos sistemas regionais de fraturas realizado no médio Vale do Rio Paraíba do Sul, constataram a relação espacial existente entre alinhamentos de capturas de drenagem e grandes falhas Pré-cambrianas, denotando reativações neotectônicas. Os pesquisadores notaram cerca de 100 ocorrências de captura na rede de drenagem, com uma distribuição de orientações que demonstra duas concentrações preferenciais e coincidentes, em certa extensão, com orientações dos lineamentos mapeados.

Em outras palavras, a ação do controle por elementos estruturais lineares sobre a disposição plana dos canais de drenagem é objeto de estudo há muito

tempo e de maneira criteriosa, com vários métodos, escalas e objetivos. A ação dessa referida categoria de feições estruturais – feições – tem sido objeto de atenção sobre os estudos dos perfis fluviais longitudinais. Escalas e os métodos de análise variam de acordo com as investigações locais, com base em descrições de campo, análises regionais, fundamentadas em documentos cartográficos.

Bemerguy e Costa (1991) abordam a relação do sistema de drenagem das bacias do Amazonas e do Araguaia-Tocantins com os lineamentos gerados pelos movimentos tectônicos mesozóicos e cenozóicos, e alguns aspectos de evolução paleogeográfica desde o final do Paleozóico, tendo em vista a compreensão da dinâmica de instalação dos sistemas hidrográficos, principalmente no que se refere às bacias sedimentares dos rios Solimões, Amazonas, Marajó e parte do Parnaíba.

O controle citado é evidenciado por diversas feições: assimetria dos tributários, descontinuidade entre terraço e planície-margem, margens com escarpas expressivas, rios tortuosos e meandros mal calibrados, alinhamentos de lagos e rios, rios de foz afogada ou rio-lago ou rias interiores.

Os rios da região Norte estão fortemente adaptados às estruturas mesozóicas e cenozóicas, isto é, durante o evento extensional do Mesozóico instalaram-se vários feixes de falhas com orientação preferencialmente de direções N-S, ENE-WSW, NE-SW, NW-SE, porém existem também descontinuidades voltadas para NNW, NNE e E-W.

Na parte Leste dessa área dominam os lineamentos submeridianos, a que correspondem as falhas normais e compõem boa parte da arquitetura da bacia do Marajó e a borda Oeste da bacia do Parnaíba.

A ela associam-se os rios Araguaia e Tocantins e também os baixos cursos dos rios Uaçá e Cassiporé, no Amapá, e do rio Xingu, no Pará. As estruturas de direção ENE-WSW associam-se intimamente a falhas normais submeridianas, interpretadas como falhas de transferência, são as que controlam o traçado da rede de drenagem, do baixo Amazonas, além dos trechos anômalos, em cotovelo, dos rios Araguaia e Tocantins.

Os lineamentos NE-SW, localizados nas partes ocidental e central, são falhas normais; já os lineamentos NW-SE são falhas de transferências associadas a falhas normais NE-SW, que estabeleceram as orientações dos médios e baixos cursos dos

rios e vários trechos do rio Amazonas.

Domina a partir do Terciário Inferior o regime direcional no interior da Placa Sul-americana, de direção E-W, promovendo a movimentação ao longo das transcorrências NE-SW e WNW-ESE. Conclui-se daí que os principais rios da bacia hidrográfica do Amazonas readaptaram-se aos novos traços estruturais do Mesozóico e que o traçado do rio Amazonas deve ser controlado em parte pelos segmentos que compõem as transcorrências WNW-ESE do Cenozóico.

II – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

II.1. Materiais e métodos

FIGURA 1 – LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO: BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TAGAÇABA – GUARAQUEÇABA – PR



Construído por Cristiane Regina Zimmermann
NOTA: RMC: Região Metropolitana de Curitiba

Definiu-se como objeto de estudo a bacia hidrográfica do rio Tagaçaba, situada no município de Guaraqueçaba, (figura 2). Entende-se a bacia hidrográfica como um sistema aberto que recebe impulsos energéticos externos das forças climáticas, e internas das forças tectônicas, de maneira que há uma interdependência entre seus elementos internos, gerando um auto-ajuste e, ao mesmo tempo, um ajuste destes com os elementos do meio ambiente.

Para a elaboração do mapa de rede de drenagem, da área do presente estudo os dados foram obtidos das seguintes cartas topográficas: Folha de Serra Negra – MI-2844-1-4-FISG-22-III-1; (1987); Folha de Antonina – MI-2843-4-FISG.22-XD-II-4; Folha Serra da Virgem Maria – MI-2843-2-FISG.22-XD-II (1992), (figura 1); e posteriormente analisados juntamente com as fotografias aéreas do voo de 1996, de posse da empresa AEROSUL, Escala 1: 60.000, fx 4, nº 182, 183, 184 fx 3a, n. 135, 136, 137, 138.

QUADRO 1 – ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS TOPOGRÁFICAS – LEVANTAMENTO AEROFOTOGRAMÉTRICO – 1987-1992

Barra do Turvo MI-2827-4	Rio Turvo MI-2828-3	Rio Guaraú MI-2828-4
Serra da Virgem Maria - MI-2843-2	Serra Negra MI -2844-1	Ariri MI-2844-2
Antonina MI -2843-4	Guaraqueçaba MI-2844-3	Barra do Ararapira MI-2844-4

FONTE: IBGE (1987; 1992).

Nota: Projeção Universal Transversa de Mercator; *Datum* vertical: Imbituba (Sta. Catarina); *Datum* horizontal: SAD-69; equidistância das curvas de nível: 20 metros; sistema de projeção UTM

Para a realização do controle lito-estrutural da área em estudo foram traçadas nos *over lays* com o auxílio de foto aérea os alinhamentos, as foliações, as fraturas, posteriormente foram elaborados os diagramas os quais com o auxílio do *Aerosketchmaster*, foram transferidos para o mapa de drenagem. Após, digitalizados e editado o mapa estrutural de acordo com a drenagem da área em estudo. Cabe justificar que tanto na parte alta da bacia, próximo à sua nascente, quanto junto à foz, os alinhamentos, a foliação e a fratura não estão traçados por não haver fotos aéreas da área nem em órgãos públicos nem em empresas privadas.

O método para a elaboração do mapa de declividades consiste em determinar no mapa topográfico, áreas de um mesmo intervalo de inclinação dos terrenos; daí a necessidade de limites dos intervalos previamente escolhidos e transformados em distâncias entre as curvas de nível. Assim, as áreas de diferentes inclinações ficam limitadas pelas curvas de nível e por segmentos transversais a elas, de compartimento proporcional aos limites de declividades previamente relacionados.

Em função da variação da inclinação dos terrenos e da finalidade deste estudo, foram selecionados e adotados para a bacia do rio Tagaçaba os seguintes intervalos de classes: 0-3%; 3-10%; 10-20%; 20-45% e mais que 45% (de acordo com Vellozzo e Camargo (1992), cuja finalidade é a confecção da carta clinográfica, que se efetuou a partir da digitalização das curvas de níveis das cartas topográficas – folhas Antonina, Serra da Virgem Maria e Serra Negra.

Para a confecção do mapa hipsométrico foram definidas 8 categorias: 0-200 m – verde escuro; 200-400 m – verde claro; 400-600 m – amarelo; 600-800 m – amarelo escuro; 800-1000 m – alaranjado; 1000-1200 m – vermelho; 1200-1400 m – marrom claro; 1400-1600 m – marrom. Essas categorias foram geradas no programa *Spring*, versão 3,5, a partir das curvas mestras com equidistâncias de 20 em 20 metros, onde as partes mais escuras correspondem às maiores altitudes.

O mapa do Modelo Digital de Elevação (MDE) foi elaborado a partir da digitalização das curvas de níveis e posteriormente os dados gerados no programa *Surfer*, versão 8,0, sobrepondo-se com o mapa estrutural, juntamente com o mapa de drenagem no programa *Autocad R14*.

O mapa geológico foi elaborado a partir das folhas geológicas Rio Pardinho e Antonina, da Comissão Geológica do Paraná, escala 1:70.000. Os procedimentos metodológicos que fundamentam as análises morfométricas da rede de drenagem e de foto-análise para a obtenção das direções e padrões de lineamentos estruturais estão descritos em seus detalhes no capítulo V – que trata do controle lito-estrutural e processos geomorfológicos da rede de drenagem.

Os mapas de transetos, perfil longitudinal e oito perfis transversais foram elaborados a partir das cartas topográficas, e posteriormente utilizou-se como meio digital o programa *Spring*, versão 5,3.

Os dados do diagrama de drenagem foram obtidos por meio do mapa de

drenagem com a extração das medidas dos mesmos e posteriormente com o auxílio do programa *Stereo Nett 8,0* elaborou-se o referido digrama apresentado na Figura 9 o mesmo procedimento foi utilizado para as medidas de fraturas, foliações e alinhamentos, confeccionado com 237 medidas, baseada nas orientações dos trechos fluviais da rede de drenagem, identificados no mapa de drenagem escala 1:50.000.

Além deles, foram utilizados como ferramentas auxiliares alguns programas: *Golden Surfer 8,0*, *Autodesk Autocad R14*, *Adobe Photoshop 4,0*, *Stereo Net 8,0* e *Spring 3,5*.

II.2. Levantamento de dados

Preliminarmente foram coletados materiais bibliográficos e cartográficos, que foram analisados fornecendo apoio e subsídios para delinearmentos com as etapas desta pesquisa.

Os dados lito-estruturais, morfométricos, lineares, areais e hipsométricos foram obtidos por meio de medições efetuadas sobre as folhas topográficas, fotografias aéreas e mapa geológico.

O objetivo das fotografias aéreas foi detalhar as informações compiladas das cartas topográficas: com o uso de fotografias aéreas da área da bacia com o auxílio de estereoscópio de bolso, foram identificadas as principais feições geomorfológicas, tais como: os divisores de água, tipos de topos, vertentes e vales, formas de encostas, rupturas de declive, assimetria dos tributários, escarpas, meandros, quebras positivas e negativas.

Sobre as cartas topográficas foram traçados os perfis topográficos, tanto longitudinais quanto transversais, com a finalidade de inter-relacioná-los com a hidrografia, a geologia e a geomorfologia. Para a distribuição das direções de alinhamentos, traços de foliação e fratura da bacia do Tagaçaba traçaram-se os alinhamentos, os traços de fratura e os traços de foliação nas fotografias aéreas, tanto da bacia do Tagaçaba como das sub-bacias dos rios do Anta, Brumado, do Cedro, Capivari, Potinga, Trancado, Guaípe. Posteriormente se transferiram os dados, com auxílio do aparelho *Aerosketchmaster*, para o mapa de drenagem; com

auxílio do programa *Stereo Net*, geraram-se os diagramas de rosetas da drenagem, foliação, fraturas e alinhamentos, tendo como produto final o mapa estrutural e os referidos diagramas.

III – CARACTERIZAÇÃO SÓCIO-AMBIENTAL DA BACIA DO RIO TAGAÇABA

Este capítulo apresenta de maneira sintetizada as principais características da área de estudo, destacando os aspectos que formam o quadro ambiental, reunindo informações que dêem subsídios para as análises posteriores. Cada um dos fatores mencionado é grandemente influenciado pelas condições topográficas e geológicas da bacia de drenagem. Alguns elementos são importantes na definição das características hidrológicas de um sistema fluvial, a saber: a altitude e orientação da bacia hidrográfica, o relevo, a forma e a declividade da bacia de drenagem e a estrutura geológica. Os aspectos litológicos, geomorfológicos e estruturais serão tratados nos próximos capítulos IV e V, com maior ênfase.

A bacia do rio Tagaçaba, com uma área de 291.62 km², localiza-se na porção Sul-Sudoeste do Município de Guaraqueçaba, abrangendo as latitudes 25°04'58" e 25°17'40" Sul e longitudes 48°25'46" e 48°39'24" Oeste. O rio Tagaçaba nasce na Serra da Virgem Maria, a uma altitude de 1530 m e deságua na bacia de Laranjeiras após percorrer 46 km. Por seu turno, o Município de Guaraqueçaba foi criado pela Lei Estadual n. 2 de 10 de outubro de 1947 e instalado em 31 de outubro do mesmo ano, sendo desmembrado do Município de Paranaguá.

FIGURA 2 – LOCALIZAÇÃO DA NASCENTE DO RIO TAGAÇABA



FONTE: a autora (nov.2002)

NOTA: A seta indica no ponto mais alto a nascente do rio Tagaçaba. Coordenadas: 742530 7223407 – 698 m

No litoral Norte do estado do Paraná encontra-se o mais representativo remanescente da Floresta Atlântica, protegida pela Área de Proteção Ambiental de

Guaraqueçaba (APA de Guaraqueçaba) com 313.400 hectares. Essa APA engloba diferentes ambientes geográficos – Serra do Mar, setores de planalto, planície litorânea, mangues, ilhas e estuarino, com altitudes que variam entre o nível do mar e 1.520 m e abriga uma grande diversidade de flora e fauna, com inúmeras espécies endêmicas.

Situa-se entre os estados de São Paulo e Paraná, conservando a maior área contínua de Floresta Atlântica, sendo de extrema importância para os mamíferos, principalmente por apresentar uma grande extensão pouco alterada. Há uma população muito pequena, com uma significativa diversidade biológica. Entretanto alguns ambientes existentes na APA de Guaraqueçaba ainda são insuficientemente conhecidos, como os de influência flúvio-marinha.

O Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social (IPARDES) executou um projeto de cadastramento, pesquisa e proteção de sítios arqueológicos na APA de Guaraqueçaba, no ano de 2001, com dados entre os anos de 1987 e 1988, obtendo como resultado 78 sítios arqueológicos, dos quais 58 são pré-coloniais e 20 são coloniais. No entanto, houve uma segunda fase do projeto sendo localizados mais 64 novos sítios, anteriormente desconhecidos.

A área da APA é dividida em três regiões, que correspondem às principais unidades de paisagem natural – os planaltos, as altas serras e as regiões litorâneas (IPARDES, 1995).

Além dos nativos, foram os jesuítas os primeiros que ali viveram, em busca de minérios, principalmente de ouro. Posteriormente chegaram novos grupos a Tagaçaba, como os franceses.

Segundo dados do IBGE do ano de 2000, existiam cerca de 8.288 habitantes no Município de Guaraqueçaba, com uma população urbana de 2.582 habitantes e 5.706 de população rural. Dessa população cerca de 4.000 pessoas vivem nas margens do estuário, nas ilhas e ao longo dos vales. Isso representa 53% da população do Município, que desenvolve a atividade pesqueira como a principal fonte de renda.

Levantamentos efetuados pela Sociedade Pesquisa em Vida Selvagem (SPVS) em 1989, em Guaraqueçaba, mostram que houve uma grande alteração na estrutura fundiária local, ou seja, os estabelecimentos com área inferior a 100 ha,

que representavam 96,8% da área dos estabelecimentos rurais, em 1970 e 59,05% da área total, tiveram sua área reduzida para apenas 6,9% da área total em 1985, mesmo tendo continuado a representar mais de 90% dos estabelecimentos (SPVS, 1989).

Como atualmente é mais significativa a parcela de terras nas mãos de grupos empresariais, houve uma redução da área média das pequenas propriedades onde se pratica uma agricultura rudimentar e com padrões antiquados. Desse fato decorrem inúmeras dificuldades para esses produtores, vindo extrapolar as situações específicas regionais.

A participação de produtores familiares com certa especialização em sua produção, além de uma base produtiva com algum grau de sofisticação técnica e vínculos mais estreitos com o mercado, ainda é incipiente, restringindo-se basicamente aos horticultores. Outra dificuldade enfrentada por esses pequenos produtores refere-se a aplicação das normas previstas na legislação federal e estadual de proteção ambiental, que ainda não são muito claras.

Portanto, o que se verifica como consequência dessa situação é um declínio cada vez maior da produção agrícola dos pequenos proprietários ao par da degradação ambiental, consequência de número cada vez maior de pessoas exercendo a atividade pesqueira como principal fonte de renda.

As transformações ocorridas nas últimas décadas têm levado ao declínio da produção pesqueira em toda a área do estuário, fato comprovado pelo desaparecimento de algumas espécies, como alguns pescadores testemunham.

O resultado da minimização da agricultura local é a degradação ambiental e a influência cada vez maior sobre as bacias hidrográficas vindo a interferir de maneira gradativa e crescente na organização espacial da bacia.

III.1. Aspectos geológicos e geomorfológicos

Tanto os aspectos geológicos quanto geomorfológicos de maior destaque na Serra do Mar referem-se à tectônica de falha do Terciário e ao truncamento de muitos níveis de cumes e cristas pelos restos de antigos níveis de aplainamentos em diversas altitudes (MAACK, 1968).

Em termos gerais pode-se dizer que as rochas, pertencentes ao complexo gnáissico-migmatítico, afloram em cerca de 50% da área, sendo que os outros 50% são ocupados por sedimentos recentes, de natureza fluvial e/ou marinha, os quais ocupam a região de planície costeira (MINEROPAR, 1993).

As rochas migmatíticas e graníticas ocupam as porções do relevo acidentado, com uma alta declividade, sustentando cristas e morros da região, aflorando na forma de paredões e lajes de “pedra” ou também na forma de enormes matações, conforme mapa geológico (Mapa 1).

Por intermédio do mapa de drenagem (Mapa 4) do rio Tagaçaba, elaborado na escala 1:50.000, e fotografias aéreas, foi possível adotar procedimentos que permitissem visualizar o aspecto geral do fraturamento, foliação e alinhamentos; analisando os diagramas e sobrepondo-os ao diagrama da drenagem conclui-se que a drenagem está fortemente estruturada (controlada) por traços de foliação e alinhamentos (de acordo com o Mapa 5).

O diagrama de fratura (Figura 9) mostra um pico de fratura bem evidenciado na direção N0-10W, correspondendo ao diagrama de drenagem.

Na Figura 3, conforme observado em trabalho de campo, percebe-se a amostra de granito cinza-claro com fenocristais subedrais de feldspato, sendo posterior ao homogêneo e que na hora da fusão não se consolidaram da mesma forma.

FIGURA 3 – GRANITO CINZA-CLARO



FONTE: a autora (nov.2002)

NOTA: Coordenadas UTM 742522 e 7223287 –667 m

Contudo, entre as rochas do complexo fundamental do Paraná predominam granitos intrusivos nos gnaisses e xistos cristalinos arqueanos (PROJETO LESTE, 1977).

Contudo ainda não estão devidamente esclarecidas todas as relações dos migmatitos com os metassedimentos Açungui e com os granitos da Serra do Mar, necessitando-se de estudos minuciosos sobre a tectônica e petrologia.

Na região de Curitiba e Serra do Mar foram encontrados predominantemente embrechitos e epibolitos, além de serem encontrados algumas ocorrências restritas de anatexitos associados aos embrechitos, e diadisitos e agmatitos associados aos epibolitos. Entre os embrechitos e epibolitos há uma gradação insensível, com gama extensa de rochas de transição dificultando o limite de diferentes tipos.

Segundo Bigarella (1967), “a região de ocorrência de migmatitos no Paraná é acentuadamente desfavorável ao seu estudo minucioso em virtude do profundo intemperismo e da escassez de exposição adequada. Essas circunstâncias dificultam a obtenção de dados elucidativos de cunho petrográfico e tectônico bem como das relações mútuas entre os diversos tipos de rochas”.

Os migmatitos, ou “gnaisses granitizados”, são gnaisses de granulação média a grossa, de xistosidade pouco evidente, apresentando aspecto de rochas ectiníticas e de granitos. São constituídos de quartzo, plagioclásio, microlínio, biotita, hornblenda e clinopiroxênios.

Conforme Jung (1963), os migmatitos homogêneos são gnaisses de granulação grossa, essencialmente felsdpáticos, de aspecto granitóide, com bandamento irregular e xistosidade quase apagada ou confusa, apresentando ao mesmo tempo aspectos texturais de rocha cristalofílica e de granito. É devido a isso que os migmatitos homogêneos são chamados muitas vezes de gnaisses graníticos ou granitos-gnaisse. Nos migmatitos homogêneos a antiga matéria fina e a matéria móvel não podem ser distinguidas uma da outra, por estarem intimamente misturadas, quando então são chamados de nebulitos. Conforme pode-se observar na Figura 5, entre as coordenadas 742522 e 7223287.

Figura 4 – Granito cisalhado



FONTE: a autora (nov.2002)

NOTA: Coordenadas UTM 742522 e 7223287 – 667 m

Para Bigarella (1967) “os fácies dos migmatitos homogêneos largamente predominantes no primeiro planalto paranaense são dos embrechitos, na qual a antiga xistosidade resultante do alinhamento dos minerais placóides e prismáticos alongados está bem evidenciada”. No primeiro planalto do Paraná, os embrechitos ocorrem numa área de afloramentos praticamente contínua, indo até os grandes corpos graníticos da Serra do Mar.

A xistosidade dos embrechitos, e o bandamento, quando presente, geralmente estão orientados na direção entre N60E e E-W, sendo que a inclinação da xistosidade é sempre forte, ora para Nordeste, ora para Sudeste.

Para Campanha (1991) o complexo gnáissico-migmatítico corresponde ao embasamento gnáissico-migmatítico ao Sul da faixa sedimentar. Contudo, seus limites não são exatos, pois a descrição é feita em vários locais de passagens transacionais dos micaxistos para gnaisses e migmatitos. Cabe destacar que também são comuns os enclaves de rochas metassedimentares.

Fiori *et alii* (1987a; 1987b; 1987c) vêm demonstrando que na região ao Norte de Curitiba as relações de contato entre esse embasamento e as supracrustais são dadas por zonas de cisalhamento sub-horizontais, num padrão imbricado complexo, com um desenvolvimento de dúplex e outras estruturas associadas.

Entrementes, as subdivisões litoestratigráficas, segundo Dantas *et alii* (1987), são precárias e podem ser distinguidos dois conjuntos litoestratigráficos maiores: o Complexo Costeiro e o Complexo Gnáissico-migmatítico.

O Complexo Costeiro é definido como abrangendo as rochas tidas como mais antigas. No que se refere à região Sul do estado de São Paulo e Leste do Paraná, o Complexo citado inclui dois núcleos charnoquitícos maiores, que seriam os maciços de Itatins e Serra Negra, ou seja, uma seqüência vulcanossedimentar, e a seqüência Cachoeira (SILVA & ALGARTE, 1981), tida como possível cinturão de rochas verdes, e o Complexo básico-ultrabásico de piên.

Segundo Campanha (1991), “sobrepõe-se a essas unidades um extenso conjunto de rochas gnáissico-migmatíticas, orto e paraderivadas, freqüentemente com intercalações ectiníticas e de rochas mais resistentes à migmatização (mármore, quartzitos, anfibolitos, cálciossilicáticas)”. Esse conjunto intermediário entre as unidades mais basais e a Formação Setuva foi denominado de Complexo

Gnáissico-migmatíticos (DANTAS *et alii*, 1987).

O Complexo Pré-Setuva (BIGARELLA, SALAMUNI & PINTO, 1967) tem sido distinguido do embasamento mais antigo do Paraná por possuir feições de deformação muito mais intensas, miloníticas e blastomiloníticas, enquanto o Complexo Costeiro teria feições mais isótropas. Contudo, existem outras denominações mais locais: xistos forquilha, gnaisses da Barra do Queimado, gnaisses capelinha, entre outros.

Os xistos magnesianos são rochas de coloração verde que ocorrem em corpos de dimensões relativamente reduzidas (desde alguns metros até 20 km²), incluídos nos migmatitos. São constituídas de talco, tremolita, actiolita, hornblenda, clorita, serpentina, sendo remanescentes de antigas rochas básicas e ultrabásicas que subsistiram às transformações originadas pela migmatização regional (BIGARELLA, 1967).

O contato de xistos magnesianos com os migmatitos é geralmente abrupto e bem marcado. Algumas vezes, no entanto, há uma passagem gradual, podendo-se observar que a feldspatização diminui em direção ao centro do corpo de xistos (Trein *apud* BIGARELLA, 1967). Os xistos magnesianos possuem aspecto variado, em dependência da composição mineralógica. Os serpentinos são verde-escuros ou preto-maciços.

No que se refere aos quartzitos, estão incluídos nas formações de rochas magmáticas e ocorrem esporadicamente lentes de quartzitos, que medem entre 0,5 e 4,5 km de comprimento; essas lentes são geralmente concordantes com a xistosidade regional dos migmatitos associados. São de coloração branca, granulação média a fina e geralmente friáveis. Em muitos dos quartzitos observa-se a presença de feldspato róseo, biotita e muscovita.

O padrão estrutural regional, segundo Campanha (1991) é, “numa primeira visão, caracterizado por um grande número de intrusões granitóides múltiplas de idades e características diversas afetando tanto as supracrustais como o embasamento gnáissico-migmatítico”.

Assim, esse conjunto é afetado por um denso sistema anastomosado de zonas de cisalhamento dúcteis e dúctil-rúpteis, produzindo uma lenticularização tectônica regional, geralmente comprovado nos mapas e definindo blocos tectônicos

com formas de sigmóides. A deformação que está associada é tipicamente heterogênea, com concentrações ao longo dos feixes estreitos de rochas com foliações e lineações paralelizadas, que condicionará os lineamentos morfológicos.

“Desenvolvem milonitos quando os protólitos são favoráveis e, menos comumente, brechas e rochas cataclásticas *stricto sensu*. Apesar da deformação concentrar-se ao longo desses lineamentos, produz também efeitos notáveis nos blocos adjacentes, como rotações e inflexões nas estruturas pré-existentes da ordem de até quilômetros ou dezenas de quilômetros, intensificando ou atenuando o *fabric* preexistente das rochas, ou produzindo novas estruturas” (*idem*, p. 44).

No início da década de 1980 surgiu um novo modelo de sobreposição de duas fases de cisalhamento dúctil na região, uma tangencial, de baixo ângulo, sobreposta por outra de alto ângulo, transcorrente e destrai. São pioneiros na interpretação citada os trabalhos de Trouw *et alii* (1982), Hasui (1983), Campos Netto, Basei e Alves (1984).

Contudo, modelos de evolução mecânica e cinemática de porções dos sistemas transcorrente, essencialmente dentro do modelo de ruptura, foram propostos por Silva (1981), Silva, Sadowski e Trompette (1982) e Fassbinder, Sadowski e Fiori (1994).

Devido à grandeza dos rejeitos, podem estar justapostos blocos com diferentes características geológicas como: estratigrafia, metamorfismo, magmatismo, estruturas, idades, metalogênese.

No entanto, como a natureza das deformações associadas a essas zonas de cisalhamento é de natureza predominantemente dúctil-rúptil, espera-se que haja algum tipo de continuidade física e de correlação entre as unidades estratigráficas ocorrentes em blocos vizinhos.

Segundo inúmeros autores o sistema de cisalhamento transcorrente sobrepõe-se a estruturas geradas em pelo menos dois eventos deformacionais anteriores, ou seja, localmente o estilo estrutural varia bastante, podendo-se observar um primeiro grupo de estruturas caracterizado pelo desenvolvimento de xistosidade paralela ou subparalela ao acamamento, dobras fechadas e isoclinais com flancos freqüentemente disruptos. A esse grupo sobrepõe-se outro, caracterizado por dobras geralmente mais abertas com planos axiais empinados e

por vezes com uma clivagem de crenulação em posição plano axial, cabendo um terceiro grupo sobreposto, com dobras do tipo *Kink* com eixos e planos-axiais em geral empinados, referidos freqüentemente como “terceira” e “quarta” fases”, provavelmente associados ao sistema de cisalhamento transcorrentes, na forma de estruturas conjugadas (FIORI, 1990).

O primeiro grupo de estruturas é atribuído a um processo de deformação rotacional, com direção de cisalhamento paralela e subparalelas às camadas sedimentares originais (sub-horizontal) e o segundo grupo poderia ser puramente compressivo; ambos os grupos de estruturas podem ser reativados pelo cisalhamento transcorrente posterior, sendo que as deformações são de natureza heterogênea, onde pode predominar ora um grupo de estrutura ora outro grupo. Ocorre uma forte lenticularização tectônica associada principalmente ao primeiro grupo de estruturas, ocorrendo em todas as escalas de observações podendo no entanto isolar algumas lentes em escala regional preservando a estratigrafia e deformação interna relativamente pequena.

As direções estruturais predominantes das rochas do complexo gnáissico-migmatítico, da área do presente estudo relacionam-se ao quadrante NE. Assinaladas pelo acamamento e foliação (xistosidade e bandamento) (PROJETO LESTE, 1977). Ou seja, no que se refere as rochas este acamamento e xistosidade são normalmente paralelos, seja em escala de afloramento, ou em fotografias aéreas. As áreas discordantes ocorrem apenas em certos locais, como é o caso de fechamentos estruturais ou também em situações de mergulho pouco acentuado. O padrão de xistosidade mais representativo encontra-se entre os valores N20°E e N60°E, onde os valores extremos ocorrem geralmente nas proximidades de zonas de falhas.

No que se refere às falhas, existe um sistema principal de falhas NE e outro secundário orientado para N, além de um fraturamento pouco marcante para NW.

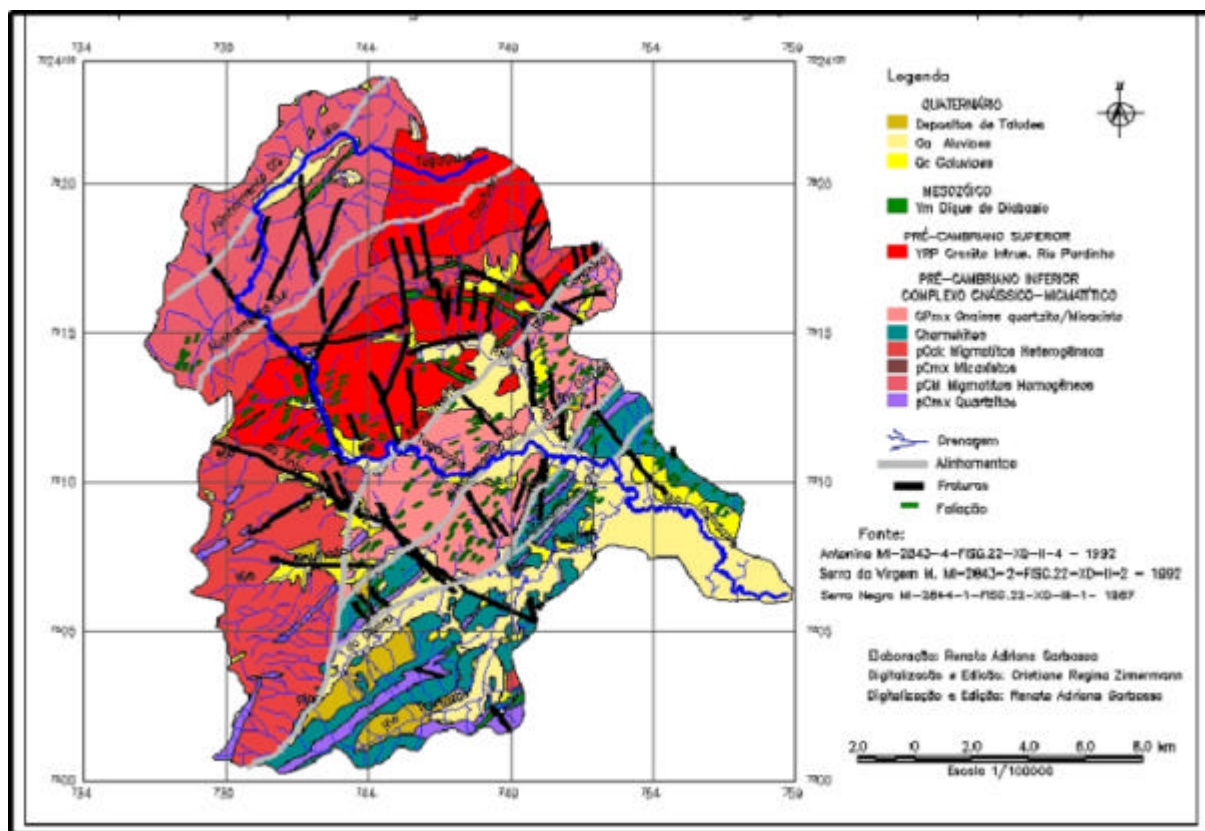
As falhas mais recentes, responsáveis pela existência da notável escarpa da Serra do Mar, “devem ter ocorrido no Terciário em épocas posterior à formação da superfície do Purunã. Possuem direção NNE, tratando-se possivelmente de reativações de linhas de falhas bem antigas. A idade relativamente moderna é comprovada pelo fato de cortarem (região de Morretes) os diques de diabásio

mesozóicos, embora tal não seja muito evidente. Acontece que tanto os planos de falha (que são perpendiculares à direção dos diques), como os diques, apresentam-se relativamente próximos da vertical, tornando difícil a verificação de deslocamento, quando o rejeito é também vertical. No entanto, em, alguns diques, foram verificadas algumas brechas de atrito e em pelo menos um caso, o deslocamento ocasionado por falhamento é evidente” (CORDANI & GIRARDI, 1967).

Além disso, “um dos principais sistemas antigos, possui direção NE-SW e seria representado na área pela falha que delimita parte do contato oriental das rochas Açungui com o complexo gnáissico-migmatítico, na região do Rio Serra Negra” (*idem*).

Os sedimentos recentes ocupam as porções de relevo aplainado, de baixa declividade, normalmente, com nível freático raso ou aflorante. Segundo Oliveira e Ribas (1993), são representados pelos seguintes tipos: sedimentos argilo-arenosos, sedimentos continentais indiferenciados, sedimentos argilosos, sedimentos arenosos grosseiros (fluviais), sedimentos areno-argilosos de lagunas e fundo de baía e sedimentos arenosos. A grande variedade destes depósitos reflete a dinâmica dos ambientes litorâneos, onde episódios de variações do nível do mar, juntamente com a ação das águas fluviais (continentais), foram responsáveis pela atual disposição desses sedimentos, conforme Mapa 1.

MAPA 01– MAPA GEOLÓGICO DA BACIA DO RIO TAGAÇABA–GUARAQUEÇABA - Pr



Conforme Fiori (1995), aproximadamente 60% da referida área é ocupada por rochas do tipo gnáissico-migmatítico, como granitos, gnaisses, migmatitos e xistos. O restante é sedimentos recentes, tanto de origem fluvial quanto litorânea, que ocupam os baixios da área.

Dados do Projeto Leste (1977) informam que as rochas pertencentes ao chamado complexo gnáissico-migmatítico predominam em 80%, sendo que os 20% restantes condizem com as estreitas faixas de metassedimentos areno-síltico-argilosos, que constituiriam, supostamente, restos de teto pertencentes ao Grupo Açungui, e as rochas graníticas sintarditectônicas. Contudo, o restante da área é ocupado por sedimentos recentes.

Em relação às características geomorfológicas, a serra do Mar no estado do Paraná, está localizada no limite entre o Primeiro Planalto Paranaense e a Planície Costeira, sendo o principal divisor de águas entre os rios que drenam para o litoral e aqueles que correm para o interior, tanto como formadores como tributários.

A Serra do Mar constitui-se em uma escarpa de falha do complexo cristalino e repartida por falhas transversais em blocos elevados e rebaixados, com a face para Leste formando uma escarpa abrupta. Apresenta-se como um conjunto de blocos isolados em diferentes altitudes, também designados como serras, com diferentes designações.

A área em estudo pode ser subdividida em dois compartimentos geomorfológicos bem distintos, que são representados pelas áreas de planícies litorâneas e as áreas de montanhas e serras.

As planícies litorâneas caracterizam-se por um relevo aplainado, com declividades baixas, ou seja, menores que 5%, sendo as mesmas compostas por sedimentos arenosos podendo ser de origem marinha ou fluvial. Contudo o padrão de drenagem é mais complexo, por possuir rios meandantes e anastomosados. Com uma vegetação relativamente rala, com vastas clareiras devido à ação antrópica.

As áreas montanhosas evidenciam um relevo mais acentuado, e declividade superiores a 20%. Segundo Fiori (1995), “é comum a presença de cristas alongadas na direção Nordeste-Sudoeste, e morros de topos relativamente arredondados, com encostas íngremes, que impõem uma barreira natural à ocupação humana”.

Nas regiões das serras as vertentes são mais íngremes esculpidas em geologia com predominância de granitos gnáissicos, de anatexia, granitos alcalinos e charnoquitos, responsáveis pela sustentação do relevo onde há declividade superiores a 45%. Já as declividades são menores onde predomina migmatitos, gnaisses e xistos. Em toda a região de Guaraqueçaba ocorrem diques diabásicos e dioríticos, encaixados nos migmatitos e vales nos maciços graníticos, como em morros isolados na planície litorânea onde formam cristas alongadas.

Conforme descreve Rodrigues (1996) as cristas e os vales são orientados predominantemente na direção NE-NNE, onde marcam os principais contatos geológicos e geralmente correspondendo à falhas, condicionando os divisores de água e vales maiores. No que se refere a direção NW, ela corresponde à orientação da grande quantidade de diques.

III.2. Declividade

A inclinação das encostas, ou declividade do terreno, é uma propriedade geomorfológica importante pois, condiciona o escoamento superficial e a infiltração das águas; controla a erodibilidade dos terrenos, a estabilidade de taludes e encostas e a instalação de sistemas de saneamento (a baixa declividade dificulta o escoamento). Por outro lado, controla diretamente instalações subterrâneas tais como rede de esgoto e canalizações hidrográficas que exigem no mínimo 0,5% de declividade. O limite de 10% é o máximo indicado para a implantação de arruamentos. Áreas com declividade alta (acima de 30%) devem ser reservadas para a preservação ambiental permanente, não sendo indicadas para uso e ocupação.

A velocidade da água de um rio vai depender de alguns fatores: declividade do perfil longitudinal, volume das águas, forma da secção transversal, coeficiente de rugosidade do leito e também viscosidade da água. Esses fatores fazem com que a velocidade tenha caráter dinâmico tanto ao longo do canal como da própria secção transversal. Entretanto, além da constituição geológica do terreno e cobertura vegetal, a declividade é fator topográfico mais relevante no condicionamento da gênese e evolução do processo erosivo, haja vista que quanto maior a inclinação da

encosta mais acentuado será o processo de escoamento superficial, acelerando-o. As mudanças na declividade, na rugosidade do leito e na eficiência do fluxo são os fatores responsáveis pela hidrodinâmica do fluxo fluvial e fazem com que a sua velocidade seja alterada. A eficiência ou não do fluxo é dada pelo aparecimento de obstáculos.

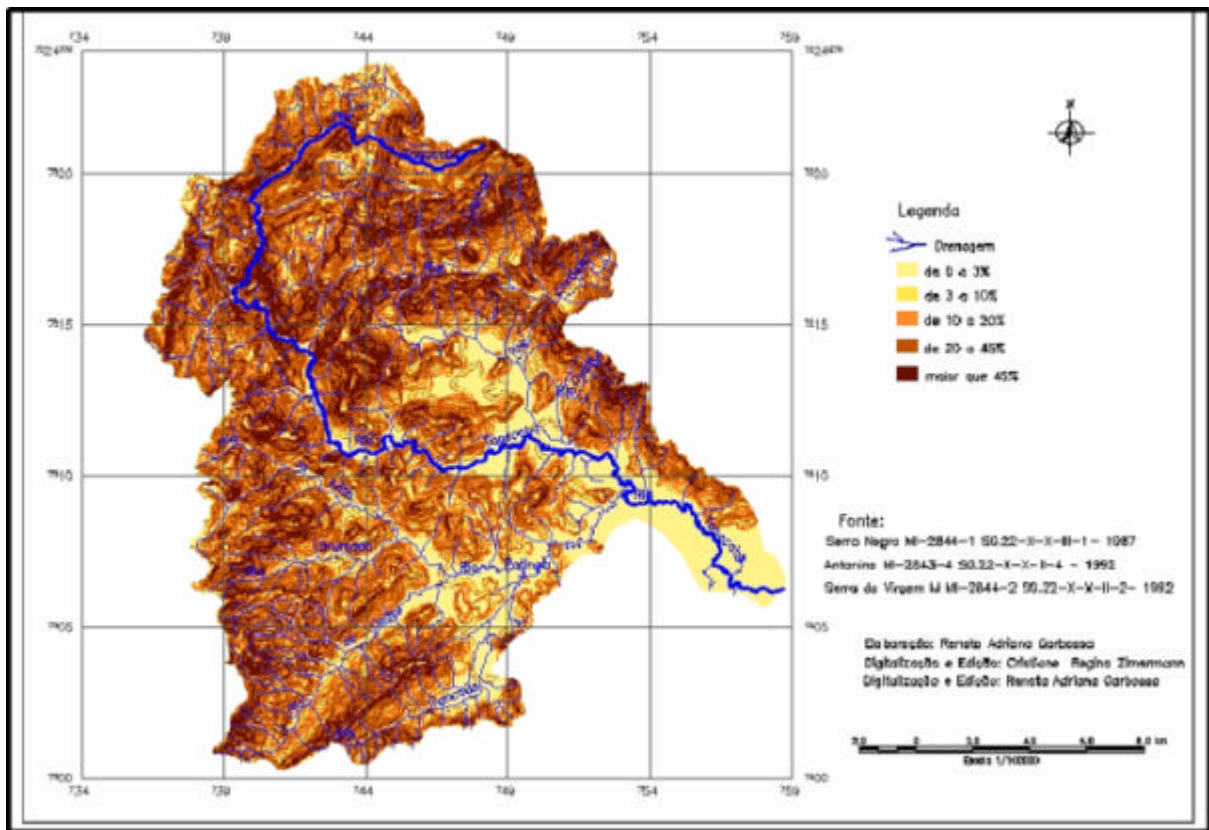
Segundo Canali (1986) “as declividades do terreno relacionam-se ao grau de resistência do substrato geológico face aos processos erosivos que modelam o relevo”. Dessa forma, o mapa de declividade representa a distribuição dessa propriedade, havendo uma correlação entre as classes de declividade do terreno, variabilidade do substrato geológico e intensidade dos processos da esculturação. Com base nas cartas topográficas já mencionadas, em escala 1:50.000 foi elaborado o mapa de declividade da bacia, conforme Mapa 2, segundo a classificação de Vellozzo e Camargo (1992). As classes de declividades definidas na presente pesquisa estão entre: 0-3%; 3-10%; 10-20%; 20-45% e mais que 45%. (Mapa 2 e Figura 5)

Analisando o Mapa 2 (de declividade) constata-se a existência de três compartimentos de relevo. Um com declividades entre 20-45% e acima de 45%, caracteriza o compartimento montanhoso de serras e morros e constitui-se de superfícies de topografias vigorosas, com predomínio de formas acidentadas, usualmente constituída por morros, montanhas e maciços montanhosos e alinhamentos montanhosos, apresentando desnivelamento relativamente grande e declives fortes e muito fortes.

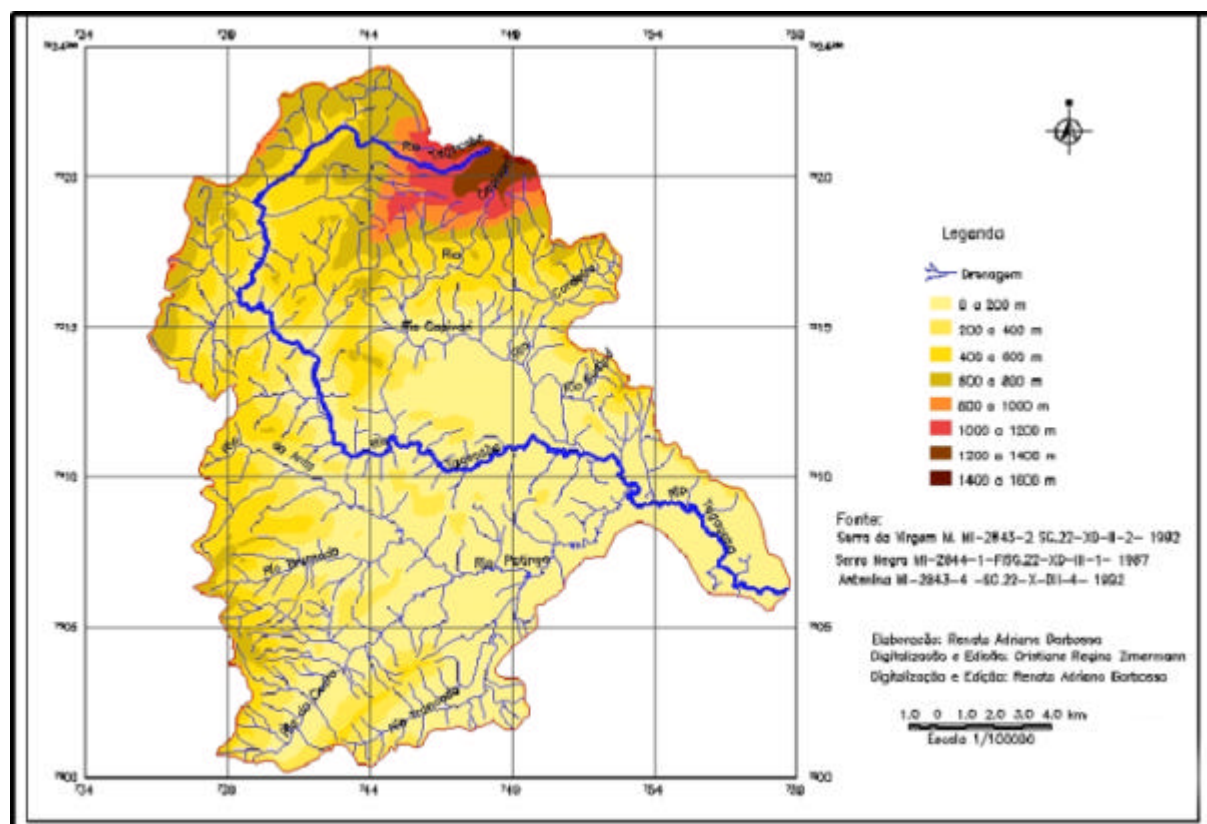
Em direção à foz ocorre após uma zona de pré-serra, predomínio de morros e pequenas colinas, cuja declividade está em torno de 10 a 20%. Ao Sul e SE o relevo é mais plano, com superfície de topografia esbatida ou horizontal, onde os desnivelamentos são muitos pequenos.

O escoamento das águas em suas diferentes trajetórias são fundamentais para o entendimento e quantificação da erosão dos solos e, portanto na modelagem geomorfológica, conforme Mapa 3 (hipsométrico).

MAPA 02 – MAPA DE DECLIVIDADE DA BACIA DO RIO TAGAÇABA –
GUARAQUEÇABA - Pr



MAPA 03 – MAPA HIPSOMÉTRICO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO
TAGAÇABA –GUARAQUEÇABA - PR



Christofolletti realizou trabalho na Região Norte- Ocidental do Estado de São Paulo, e procurou explicar às várias formas de relevo em seu conjunto, utilizando diversos modelos evolutivos sobre as bacias hidrográficas, além dos dados fornecidos pela análise morfométrica permitem caracterizar a estruturação das redes de drenagem, baseando-se na comparação dos segmentos das diversas ordens.

A região estudada, conforme os levantamentos geológicos, apresentou a sua última grande etapa sedimentar no transcorrer do Cretáceo, originando o Grupo Bauru. Tal sedimentação cretácea, na Bacia sedimentar do Alto Paraná, propiciou o surgimento de paisagem aplainada por agradação, servindo desta forma como superfície primitiva para o desenvolvimento e expansão da rede hidrográfica, sendo que era sobre ela que se escoavam as águas do atual rio Paraná, transformando-o no principal curso de água da região.

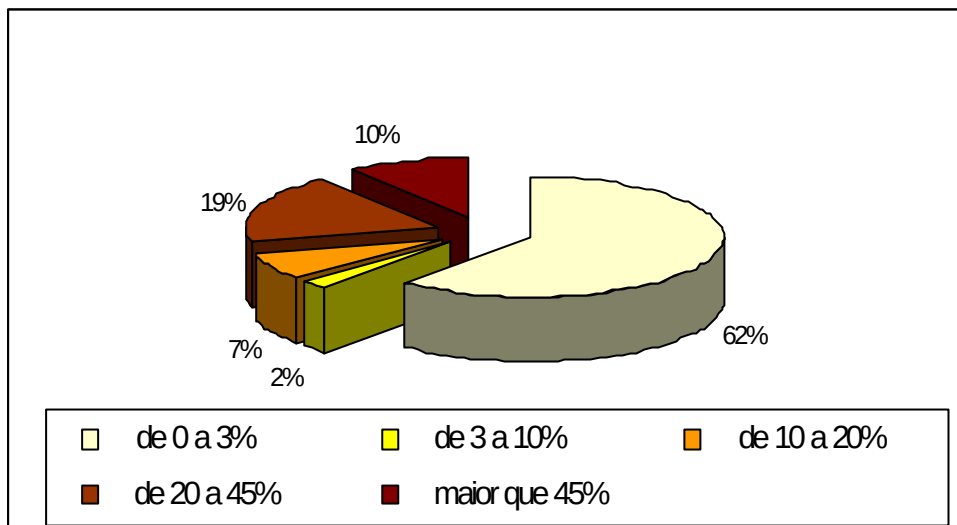
Para isso levantou-se algumas hipóteses, onde o objetivo principal era estudar as diferentes bacias desta área do território paulista e verificar a veracidade e significância de hipóteses.

O relevo da região caracteriza-se pela regularidade das formas topográficas e pelas altitudes sempre inferiores a 500 m. Se comparado a bacia hidrográfica do Taçaçaba, verificamos que as altitudes são em grande parte da bacia superiores a analisada por Christofolletti.

Os solos da região são provenientes da Formação Bauru, apresentando, em geral, grande espessura, elevada porosidade e permeabilidade. Na bacia do Taçaçaba, conforme pode ser verificado no item III.4. relacionado a vegetação e solo, o seu grau de umidade varia de macio a muito duro com o solo seco, de friável a firme com solo molhado, ligeiramente pegajoso. Porém o mesmo não acontece nas regiões montanhosas onde são provenientes dos gnaisses, dos granitos e dos xistos e quartzitos, sendo geralmente solos marrom-claro ou avermelhados, bastante arenosos e pouco férteis, suscetíveis à erosão, podendo ser comprovado na pág. 58 – fig. 07.

No que se refere a interpretação dos índices relacionados com a lei de declividades, a declividade média diminui com o aumento das ordens dos canais, conforme estudo na região Norte de São Paulo, o Mesmo acontece na área citada onde as declividades são menores onde predominam migmatitos, gnaisses e xistos.

FIGURA 5 – GRÁFICO DE DECLIVIDADE DA BACIA DO RIO TAGAÇABA



FONTE: IBGE (1987; 1992)

NOTA: elaborada pela autora

A Figura 5, que é o gráfico da declividade, confirma que na área em estudo 62% são áreas com declividade entre 0 a 3%, ou seja contempla o baixo curso da Bacia Hidrográfica do rio Tagaçaba, onde predominam aluvião e coluvião. Ínfima é a porcentagem entre 3 a 10% com apenas 2%. A declividade de 10 a 20% corresponde a 7% do total da área aumentando porém quando a declividade está entre 20 a 45%, correspondente a 10% do total da área em que o escoamento superficial é menor devido a uma litologia de migmatitos, estando no médio curso do rio Tagaçaba.

Os 10% restantes correspondem a declividade maior que 45%, ou seja situa-se no alto curso do rio Tagaçaba com uma litologia de migmatitos homogêneos e uma intrusão granítica, com uma altimetria elevada o que contribui juntamente com a declividade E o tipo de substrato para que o escoamento superficial seja mais elevado. Ou seja se comparado com Mapa 2 (de declividade) constata-se que a as três grandes partes correspondem a topografia rigorosa, com formas acidentadas conforme descrito na análise apresentada no Mapa 2.

III.3. Aspectos climáticos e hidrográficos

As condições climáticas são de fundamental importância para entender-se de maneira coesa os aspectos geomorfológicos da bacia de drenagem, o que implica a sua definição quanto a tipologia e magnitude.

O clima coordena, dentro dos sistemas fluviais, o suprimento hídrico e sedimentar dos canais, influenciando dessa forma na densidade de drenagem e no potencial de trabalho dos rios relativamente a erosão, transporte e deposição (LIMA, 1999).

Maack (1968) indica uma temperatura média anual de 16,8° C, em que a temperatura média do mês mais quente (mês de janeiro) é igual a 20,6° C, sendo que a temperatura média anual oscila de 7° C a 9° C de acordo com a latitude e a proximidade do litoral. Poucas são as cidades que evidenciam temperaturas maiores, a mesma pode modificar-se de acordo com a altitude sobre o nível do mar. O IPARDES (2002) classifica o clima como: Cfa, Cfb. O primeiro define-se como subtropical úmido mesotérmico, com verão quente. Porém o mês mais frio possui uma temperatura média inferior a 18° C, e superior a -3° C, em que o mais quente, com temperatura média inferior a 22° C, com geadas poucos freqüentes não apresentando estação seca definida. O segundo tipo de clima – Cfb – é subtropical úmido mesotérmico, quase não apresenta temperaturas baixas, ou seja, uma média inferior a 18° C e o mais quente, temperatura média inferior a 22° C. As precipitações são regulares durante o ano todo, e as geadas severas, sem estação seca.

O tipo climático Cfa (subtropical úmido mesotérmico) ocorre na parte de baixa altitude do litoral, com uma cota aproximada de até 700 m. O tipo Cfb ocorre parte acima dessa altitude, ou seja na região litorânea as temperaturas sofrem uma considerada influência da corrente quente do Brasil e da umidade do ar permanentemente elevada (MAACK, 1968).

Nas zonas serranas, além de toda a Serra do Mar, não existem estações meteorológicas que possam oferecer séries ininterruptas de observações. Porém durante alguns meses dos anos de 1939, 1941, 1946 e 1952 conclui-se que a Serra do Mar eleva-se em zonas cujas temperaturas médias anuais são inferiores a 14° C.

Segundo IPARDES (2001), a média anual de temperatura para Guaraqueçaba é de 20,09° C; para Ângulo (1992), as médias máximas são de 29,6° C, na região de planícies e 18° C nas maiores altitudes, das serras enquanto as médias mínimas são de 14,8° C e de 8,6° C respectivamente.

A força dos ventos no litoral é definida do Paraná pelo anticiclone de Atlântico Sul e pelo anticiclone migratório polar.

No período de 1966-1983 houve uma predominância dos ventos de um quadrante Sudeste (69,2%), os quais apresentaram dos ventos do Nordeste; correspondem aos restantes 30,8% com predominância nos meses de maio e agosto. Cabe destacar que a estação localizada no sopé da Serra do Mar impede a ocorrência de ventos dos quadrantes Noroeste e sudoeste (ÂNGULO, 1992).

A precipitação, além de ser um importante elemento no controle do ciclo hidrológico, também auxilia na regulação das condições geomorfológicas de uma determinada região. A natureza e a magnitude do trabalho geomorfológico em bacias de drenagem são afetadas devido à quantidade relativa de precipitações, seus regimes sazonais ou diários e as intensidades das chuvas.

Dados do IPARDES (1990) relatam dois tipos de chuva que caem sobre o litoral do Paraná: o ciclone orográfico e o de convecção. Na Serra do Mar as chuvas são de 2.306 mm, caindo de maneira gradativa até 900 m de altura, atingindo até 1.700 m.

Segundo Fiori (1995) a precipitação anual de chuvas no Sul do Brasil varia entre 1.200 e 1.800 mm, e uma anomalia acontece na Serra do Mar, onde atinge valores da ordem de 3.000 a 5.000 mm (Bigarella e Becker *apud* FIORI, 1995, p. 9). Para Nunes (*apud* FIORI, 1995) as chuvas que provocariam tais movimentos seriam aquelas que ocorrem nos meses de fevereiro a março, facilitando o processo de escorregamento do solo.

Com as altas precipitações do litoral ocorre excedente hídrico durante todo o ano, não vindo a ocorrer deficiência hídrica. Pela classificação de Thorthwaite os índices hídricos são sempre superiores a 60, caracterizando dessa forma tipos úmidos (60 a 100>) e superúmido (100>) (IAPAR, 1968), podendo vir a ocorrer curtos períodos de deficiência de água no solo.

A média da precipitação registrada de Guaraqueçaba é de 2364,8 mm, já o

número médio de dias com chuvas por ano é de 207, isto é, está acima do valor médio anual brasileiro (SIMEPAR, 2000).

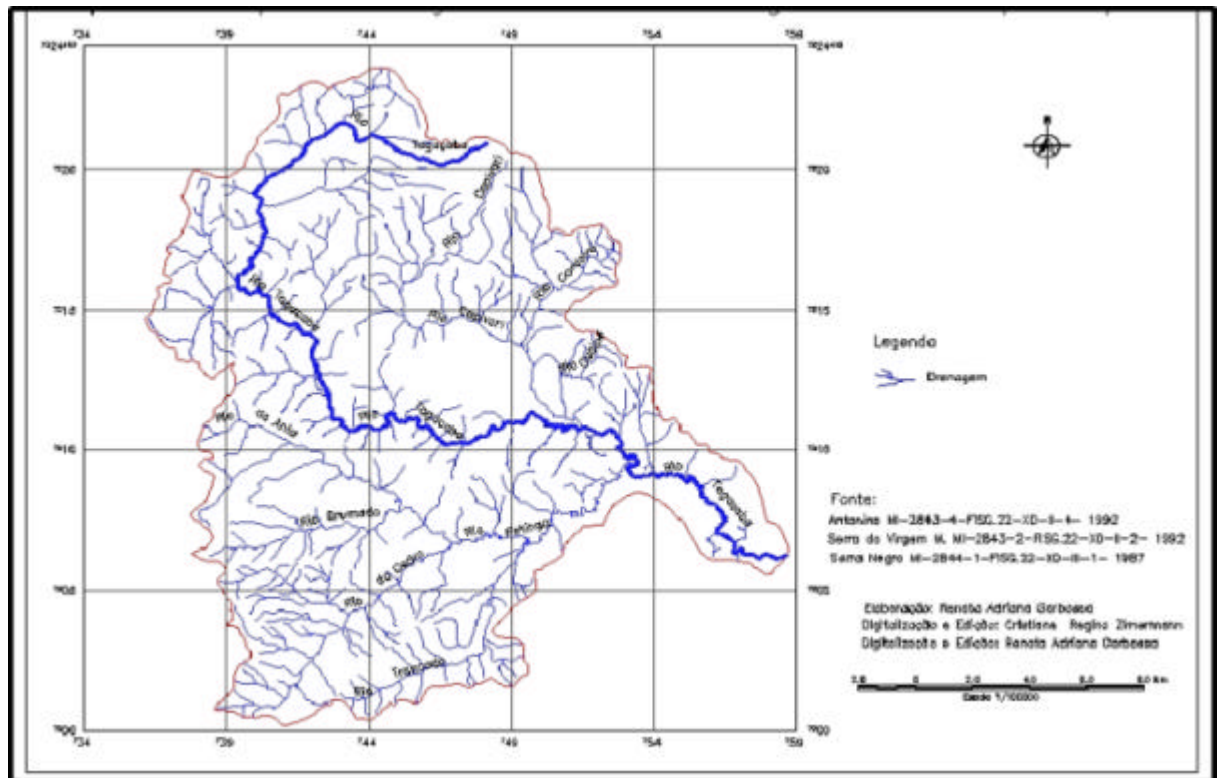
Segundo Bigarella *et alii* (1968), o Estado do Paraná possui um sistema hidrográfico dividido em duas bacias principais: a bacia hidrográfica do rio Paraná, na qual estão todos os grandes rios que têm sua drenagem voltada para Oeste, noroeste e Norte, e a bacia Atlântica, que inclui os rios oriundos da Serra do Mar, que drenam o Leste paranaense, formando pequenas bacias isoladas e por aqueles que convergem para o vale do rio Ribeira, no estado de São Paulo.

Em relação ao sistema hidrográfico da bacia do Atlântico Maack (1981) subdivide-a em seis sub-bacias: a) bacia hidrográfica da Baía das Laranjeiras; b) bacia hidrográfica da Baía de Antonina; c) bacia hidrográfica da Baía de Paranaguá; d) bacia hidrográfica do rio Nhundiaquara, e) bacia hidrográfica da Baía de Guaratuba e f) bacia hidrográfica do rio Ribeira. Elas cobrem uma área de 4.754 km² – 22% da área total do estado do Paraná, abrangendo os terrenos montanhosos da Serra do Mar, a planície e a baixada litorânea (BIGARELLA *et alii*, 1978).

A drenagem da porção oriental do estado do Paraná é densa, sobretudo nas áreas das bacias de recepção, onde os pequenos cursos convergem para um coletor principal que define uma sub-bacia hidrográfica. Nas áreas escarpadas e patamares da serra, a drenagem apresenta-se com um padrão retangular; nas encostas mais íngremes, a drenagem encontra-se encaixada nas linhas estruturais, originando profundos vales em forma de “V” e na planície propriamente dita os rios correm em calhas rasas e largas de margens relativamente simétricas. São rios perenes devido à elevada pluviosidade da região, a boa distribuição de chuvas anuais, a condensação da umidade atmosférica que se infiltra no solo e as densas neblinas que cobrem freqüentemente a região acima de 700 m de altitude (BIGARELLA *et al*, 1978).

O rio Tagaçaba nasce em Campina Grande do Sul com o nome de Trindade, porém logo recebe o nome de Tagaçaba. Os seus maiores afluentes, são os: rios Capivari e rio Potinga, que deságuam suas águas no baixo curso do rio. conforme o Mapa 4.

MAPA 04 – MAPA DE DRENAGEM DA BACIA DO RIO TAGAÇABA–
GUARAQUEÇABA - PR



Esses rios até a década de 1960 serviram para navegações; posteriormente o transporte de carga foi feito pela rodovia estadual PR-405 e as embarcações foram substituídas por caminhões e automóveis.

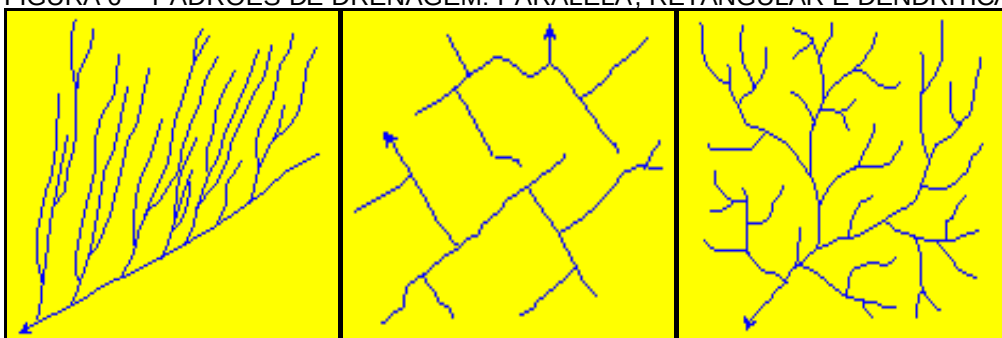
As vias de acesso e sistema de transporte são um enorme problema, ocorrendo a falta de um sistema fluvial organizado e eficiente que venha a beneficiar a demanda de todas as comunidades existentes no local em estudo, da mesma forma como uma carência no sistema de transporte terrestre, bem como das vias secundárias de acesso, com elevados custos de implantação das vias de acesso, principalmente terrestre, conforma mapa de drenagem.

O rio Tagaçaba nasce a altitude máxima de 1.530 m, em uma região de intrusão granítica e deságua à altitude de 6 m, sendo que sua nascente está com uma intrusão granítica. No médio curso o rio inicia com um meandramento influenciado por grande quantidade de foliações ali existentes.

A bacia do rio Tagaçaba tem como afluente principal o rio Capivari, cuja nascente possui direção Nordeste e predomina um granito intrusivo, com um padrão de drenagem retangular e paralelo, conforme a Figura 6. Os demais afluentes são os rios Guaipé e Cordeiro, afluentes do rio Capivari.

Os afluentes da margem direita tem como afluentes os rios Trancado, do Cedro, Brumado e da Anta, todos afluentes do rio Potinga sendo que as drenagens genericamente estão com um padrão arborescente, também conforme a Figura 6.

FIGURA 6 – PADRÕES DE DRENAGEM: PARALELA, RETANGULAR E DENDRÍTICA



FONTE: Lima (2002, p. 142)

III.4. Vegetação e solo

Outro aspecto de fundamental importância e que faz parte do conjunto de fatores para entender-se a estrutura da bacia diz respeito à vegetação e ao uso do solo.

Vários tipos de vegetação ocorrem na área de Guaraqueçaba. Nas ilhas planas e embocaduras de rios predominam as formações vegetais, salientando-se o caráter tropical do litoral paranaense. À restinga e ao litoral seguem-se a vegetação pioneira floresta ombrófila densa do litoral e a vegetação da Serra do Mar, com árvores de troncos elevados, os mesmos caracterizados pela umidade, calor e período vegetativo ininterruptos. Na vegetação pioneira floresta ombrófila densa ressaltam-se, em primeiro lugar, as árvores de maior porte. As de alta vegetação da Serra do Mar é entremeada por uma vegetação rasteira.

Quanto aos solos de Guaraqueçaba, segundo dados da Mineropar (1993), tem maior representatividade sobre as áreas de relevo acentuado, uma vez que os sedimentos recentes que ocupam os baixios praticamente não mostram evolução pedogenética.

Os solos desenvolvidos sobre as rochas migmatíticas e granitóides, que compõem o compartimento geomorfológico das áreas montanhosas, são os Cambissolos álicos Tb A, com associações de solos litólicos mais afloramentos de rocha, segundo a classificação da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (*apud* MINEROPAR). Nas áreas montanhosas ocorrem os depósitos de talus ou colúvios de pé de relevo.

Os cambissolos compreendem solos minerais não-hidromórficos, com horizontes A, B e C, ou seja, apresentam um certo grau de evolução, mas isso não é o suficiente para que haja a meteorização completa dos minerais primários que são de difícil alteração, podendo citar os feldspatos e micas.

São solos que possuem grande grau de evolução, contudo não o suficiente para meteorizar completamente minerais primários de fácil interperização, como os feldspatos, micas, hornblendas e outros.

De acordo com o grau de umidade a consistência dos solos em questão varia de macio a muito duro com o solo seco; de friável a firme com o solo molhado, e de

ligeiramente pegajoso a muito plástico e muito pegajoso com o solo molhado (MINEROPAR, 1993).

As áreas que contemplam os maiores risco de escorregamentos são aquelas cujo relevo é acentuado, conforme pode ser verificado na Figura 7, junto à BR-116 – onde já está em estágio avançado o processo de voçorocamento, devido ao tipo de solo existente, é devido a ação antrópica.

Nas regiões montanhosas ocorrem os chamados litossolos provenientes dos gnaisses, migmatitos, granitos, xistos e quartzitos conservando desta forma, sempre algo da composição ou estrutura original. São geralmente solos marrom-claro ou avermelhados, bastante arenosos e pouco férteis, muito suscetíveis à erosão.

Em direção ao litoral ocorrem os sedimentos de origem fluvial dando origem aos solos aluviais ou hidromórficos. Os sedimentos lagunares ou de mangue são bastante argilosos contendo uma fração arenosa e vazas marinhas.

FIGURA7 – ESCORREGAMENTO DO SOLO



FONTE: Chisato Oka-Fiori (jan.2003)

NOTA: Coordenadas UTM 7432009 e 7224601 – 665 m; local: BR-116

Os padrões existentes de cobertura do solo no município de Guaraqueçaba segundo levantamento do IPARDES (2001), são: floresta primária ou primitiva, floresta secundária, capoeira, Manguezal, brejo, áreas desmatadas, reflorestamento, agricultura, agricultura mais capoeira, pastagem, pastagem mais arbusto, várzea.

IV – CONTROLE MORFOMÉTRICO NA REDE DE DRENAGEM

IV.1. Parâmetros morfométricos referentes à análise linear da rede de drenagem

Na análise linear, são englobados índices e relações a propósito da rede hidrográfica, cujas medições necessárias são efetuadas ao longo das linhas de escoamento (CHRISTOFOLETTI, 1969). Os índices desta categoria são:

a) Relação de bifurcação (Rb):

Definida por Horton (1945) como sendo a relação entre o número total de canais de uma certa ordem e o número total dos de ordem imediatamente superior, ou seja adiciona que “a relação de bifurcação geralmente é constante para todas as ordens de rios em uma bacia”. Acatando-se o sistema de ordenação de Strahler (1952), em que o resultado nunca poderá ser inferior a 2 (CHRISTOFOLETTI, 1974, p. 89), obtém-se a fórmula:

$$Rb = N_w / N_{w+1}$$

Em que:

Rb é a relação e bifurcação;

N_w é o número de segmentos de determinada ordem, e

N_{w+1} é o número de segmentos de ordem imediatamente superior.

Horton (*apud* CRHISTOFOLETTI, 1974) expressou Lei do Número de Canais: “Em uma bacia determinada, a soma dos números de canais de cada ordem forma uma série geométrica inversa, cujo primeiro termo é a unidade de primeira ordem e a razão é a relação de bifurcação”.

b) Relação ponderada de bifurcação (Rpb):

A relação ponderada de bifurcação foi definido por Strahler (1972) e por Schumm (1956), tendo como objetivo encontrar o índice de bifurcação mais representativo. Segundo Christofolletti (1969), “em determinada bacia multiplica-se a

relação de bifurcação de cada conjunto de duas ordens, sucessivas pelo número total de canais envolvidos nessa relação. Após efetuar a multiplicação para as várias ordens da bacia hidrográfica, divide-se a soma total dos produtos obtidos pela soma total de canais encontrados na bacia. O valor médio encontrado será a relação ponderada de bifurcação”.

c) Relação entre o comprimento médio dos canais de cada ordem (R_{lm}):

$$R_{lm} = L_{m_w} / L_{m_{w-1}}$$

Sendo:

R_{lm} a relação entre os comprimentos médios dos canais;

L_{m_w} o comprimento médio dos canais de determinada ordem, e

L_{m_w+1}, o comprimento médio dos canais de ordem imediatamente superior.

Horton (*apud* CRHISTOFOLETTI, 1974) expressou a Lei com Comprimentos Médios dos Canais da seguinte maneira: “Em uma bacia determinada, os comprimentos médios dos canais de cada ordem ordenam-se segundo uma série geométrica direta, cujo primeiro termo é o comprimento médio dos canais de primeira ordem, e a razão é a relação entre os comprimentos médios”.

d) Comprimento do rio principal:

Para Christofolletti (1980), é a distância da foz até a (s) nascente (s).

e) Extensão do percurso superficial (E_{ps}):

Representa a distância média percorrida pelas enxurradas entre o interflúvio e o canal permanente, sendo no entanto uma das variáveis independentes mais importantes, tanto no que se refere ao desenvolvimento hidrológico quanto o fisiográfico das bacias de drenagem. Durante a evolução do sistema de drenagem, a extensão do percurso superficial, está ajustado tanto ao tamanho apropriado relacionado com as bacias de 1ª ordem, sendo, aproximadamente, igual à metade do recíproco do valor da densidade de drenagem. O resultado obtido serve para

caracterizar a textura topográfica, sendo calculado conforme a fórmula proposta por Horton (1945), tornando-se o recíproco do dobro do valor da densidade de drenagem. Gandolfi (1968) apresenta a fórmula:

$$Eps=1/2Dd$$

Segundo Christofolletti (1969), a Eps representa a extensão do percurso superficial e Dd representa o valor da densidade de drenagem.

f) Gradiente dos canais (Gc):

Enunciado inicialmente por Horton (1945) e posteriormente por Strahler (1952), é a relação entre a diferença máxima de altitude entre o ponto de origem e o término com o comprimento do canal fluvial. Indica a declividade do canal.

Horton, confrontando a declividade dos canais de cada ordem, enunciou a Lei da Declividade Média dos Canais, cujo enunciado é o seguinte: “Em uma determinada bacia, há uma relação definida entre a declividade média dos canais de certa ordem e a dos canais de ordem imediatamente superior, que pode ser expressa por uma série geométrica inversa, na qual o primeiro termo é a declividade média dos canais de primeira ordem e a razão é a relação entre os gradientes de canais” (Horton *apud* CRHISTOFOLETTI, 1969).

Podendo ser expressa e calculada a partir da seguinte fórmula:

$$R_{gc} = G_{c_w}/G_{c_{w+1}}$$

Em que:

R_{gc} corresponde à relação dos gradientes dos canais;

G_{c_w} corresponde à declividade média dos canais de determinada ordem, e

$G_{c_{w+1}}$ é a declividade média dos canais de ordem imediatamente superior.

g) Índice de sinuosidade (Sin):

O referido parâmetro indica se há predomínio de transporte, sedimentação ou erosão. Calcula-se usando a fórmula:

$$I_{sin} = L/L_t$$

I_{sin} é o índice de sinuosidade;

L é o comprimento do rio principal, e
Lt é o comprimento do eixo da bacia.

h) Comprimento médio dos canais (Lm):

Para Christofolletti (1969), representa a relação entre a extensão total dos rios e o número total de rios.

$$Lm = Lu/Nu$$

Sendo:

Lm o comprimento médio dos rios;

Lu a extensão total dos rios, e

Nu o número total de rios.

IV.2. Parâmetros morfométricos referentes à análise areal da rede hidrográfica

Tais parâmetros, conforme indica Christofolletti (1974), incluem vários índices obtidos por meio de medições lineares e planimétricas.

a) Área da bacia (A):

É toda a área drenada pelo conjunto do sistema fluvial, fornecida em m² ou km².

b) Forma da bacia (Ff):

É a relação entre a largura média e o comprimento da bacia.

$$Ff = A/L^2$$

Sendo:

Ff o fator forma;

A a área da bacia, e

L o comprimento do eixo.

Caso o resultado for 1,0 a forma da bacia será mais arredondada, causando

maior probabilidade de enchentes, pois choverá em toda a bacia. Caso o resultado for inferior a 1,0 a forma será mais alongada, reduzindo, assim, a probabilidade de enchentes repentinas.

c) Densidade de rios (D_r):

A fórmula para calcular a densidade de rios é a seguinte:

$$D_r = N/A$$

Em que:

D_r é a densidade de rios;

N é o número de nascentes, e

A é a área da bacia.

Consideram-se as nascentes dos rios, e, mais especificamente, a relação entre as nascentes e a área da bacia e representando o comportamento hidrográfico da bacia, em um dos seus aspectos fundamentais que é a capacidade de gerar novos cursos d'água.

d) Densidade de drenagem (D_d):

Representa o comprimento total dos canais ou rios com a área da bacia hidrográfica; contudo, para calcular o comprimento devem ser medidos tanto os rios perenes quanto os rios intermitentes.

A densidade de drenagem foi primeiramente proposta por HORTON (1945) e, no Brasil, por Freitas (1952), podendo-se calculá-la a partir da seguinte fórmula:

$$D_d = L/A$$

Em que:

D_d é a densidade de drenagem;

L comprimento total dos rios ou canais de 1ª ordem, e

A é a área da bacia considerada.

Representa o grau de dissecação topográfica. Quando temos uma densidade de drenagem baixa, a presença de rios é menor, devido os solos serem mais permeáveis, ocorrendo o predomínio da infiltração sobre o escoamento superficial.

Quando a densidade de drenagem é mais alta, há maior número de rios, devido os solos serem mais impermeáveis, vindo a ocorrer o predomínio do escoamento superficial sobre a infiltração.

e) Coeficiente de manutenção (Cm):

Definido por Schumm (1956), o coeficiente de manutenção representa uma medida de textura, semelhante à densidade de drenagem. Tem a finalidade de fornecer a área mínima necessária à manutenção de um metro de canal de escoamento permanente.

Calcula-se a partir da seguinte fórmula:

$$Cm = 1/Dd \times 1000$$

Sendo:

Cm o coeficiente de manutenção, expresso em m²/m, e

Dd a densidade de drenagem, expressa em metros.

VI.3. Parâmetros altimétricos referentes à análise hipsométrica da rede hidrográfica

a) Amplitude altimétrica máxima da bacia (Hm):

Refere-se à diferença altimétrica entre a altitude da foz a e altitude do ponto mais alto do divisor topográfico (nascente).

b) Relação de relevo (Rr):

Refere-se à relação entre a amplitude altimétrica máxima e a maior extensão da bacia, medida paralelamente ao rio principal.

Sua fórmula é a seguinte:

$$Rr = Hm/Lb$$

Em que:

Rr é a relação de relevo;

Hm a amplitude topográfica máxima, e
Lb o comprimento da bacia.

c) Índice de rugosidade (Ir):

Indica a declividade e o comprimento das vertentes com a densidade de drenagem. Sua fórmula é a seguinte:

$$Ir = H \times Dd$$

Em que:

Ir é o índice de rugosidade;

H é a amplitude altimétrica, e

Dd é a densidade de drenagem.

Se obtivermos resultados altos, isso indicará vertentes íngremes e longas podendo acontecer também em áreas com alta densidade de drenagem e baixa amplitude altimétrica, serem tão rugosas quanto áreas com baixa densidade de drenagem e alta amplitude altimétrica.

d) Textura da topografia (Tt):

Representa numericamente o grau de entalhamento topográfico realizado pelos rios. É fundamental no estudo da dissecação do relevo.

$$\text{Log } Tt = 0,219649 + 1,115 \log Dd$$

Sendo:

Tt a textura da topografia, e

Dd a densidade de drenagem.

IV.4. Análise morfométrica da bacia do rio Tagaçaba

Conforme cita Christofolletti (1969) a análise morfométrica das bacias hidrográficas caracteriza-se como um importante meio para definir os estágios de desenvolvimento das redes de drenagem. Quando as redes estão equilibradas, surgem bacias perfeitamente adaptadas às suas condições ambientais, e a

morfologia regional pode ser considerada como consequência direta das adaptações do sistema de drenagem.

Dados morfométricos referentes às análises linear, areal e hipsométrica, utilizadas na pesquisa, foram todas obtidas por meio de mediações elaboradas sobre os mapas confeccionados, tendo como material básico o curvímeter, escalímetro, planímetro e outros materiais. Os dados altimétricos foram obtidos através das cartas topográficas em escala 1:50.000 (folhas de Antonina, Serra Negra e da Virgem Maria).

Para a caracterização morfométrica da bacia do rio Tagaçaba calcularam-se índices, relações e valores utilizados na interpretação morfométrica, ou seja, a análise morfométrica de bacias hidrográficas iniciou-se pela ordenação dos canais fluvial, com a finalidade de estabelecer a hierarquia fluvial. A partir de então, analisaram-se os aspectos lineares, areais e hipsométricos, conforme Tabela 1.

A partir do mapa topográfico, contendo a rede de drenagem, foram levantados valores como: ordem, número, extensão, perímetro, área, diâmetro e, finalmente diferenças máximas de altitude tanto na área quanto no curso do canal principal. Além destas informações foram efetuados os índices relacionados à morfometria tais como: ordem, número de segmentos, relação de bifurcação (Rb), comprimento médio dos canais (Lm), relação ponderada de bifurcação (Rpb) e relação entre o comprimento médio dos canais (Rlm), na bacia do rio Tagaçaba em Guaraqueçaba.

TABELA 1 – CARACTERÍSTICAS FÍSICAS: AREAL, LINEAR E HIPSOMÉTRICA

CARACTERÍSTICAS FÍSICAS	UNIDADES	VALORES
Área da drenagem	291.62 km ²	291,62
Ordem da bacia	escala cardinal	6ª ordem
Eixo da bacia	Km	25,03
Comprimento do rio principal	Km	46
Comprimento médio dos canais (Lt)	M ou km	5.8751.6244 m ou 58,76 km
Densidade de drenagem- Dd	km/km ²	1,8
Densidade de rios – Dr	rios/km ²	1,1
Extensão percurso superficial – Eps	Km	0,4
Índice de sinuosidade – Isin	adimensional	1,84
Relação de relevo – Rr	M/km	60,89
Índice de rugosidade – Ir	adimensional	304,8
Coeficiente de manutenção – Cm	M/km ²	5.000
Textura topográfica – Tt	adimensional	0,2756
FORMA DA BACIA		
Fator forma – Ff	adimensional	0,46
Índice de compacidade – Kc	adimensional	0,50
ALTITUDE		
Altitude máxima	M	1530

Altitude mínima	M	06
Amplitude altimétrica	M	1524
GRADIENTE		
Gradiente canal principal	%	3,31%
Perímetro	M ou km	9.1236,6374 m ou 912,37 km

FONTE: a autora, com base nas cartas topográficas na escala 1:70.000 – IBGE, 1987/1992.

A bacia do rio Tagaçaba no Município de Guaraqueçaba tem sua magnitude hierárquica corresponde a uma bacia de 6ª ordem com uma área de drenagem de 291.62 km², e um eixo de 25,03 km. O levantamento do número de canais da referida bacia resultou em 321 rios de primeira ordem, 74 de segunda ordem, 16 de terceira ordem, 4 de quarta ordem, 2 de quinta ordem e 1 rio de sexta ordem, totalizando 418 rios. Possui uma densidade de drenagem de 1,8 km/km² e uma densidade hidrográfica de 1,1 rio/km². Canali *et alii* (1998), ao estudarem 29 bacias afluentes da Baía de Paranaguá, encontraram valores de Dd entre 1,56 e 2,72 km/km², enquanto para Dh os valores foram de 1,3 a 4,42, sendo que estes sistematicamente sempre foram maiores que os de Dd. Quando o valor de Dd é superior ao de Dh, denota um acentuado controle estrutural, alongando os comprimentos dos canais, o que reflete um menor número de canais, porém com comprimentos mais elevados.

A forma da bacia foi calculada pelo Fator Forma (Ff), cujo valor ficou em 0,46, caracterizando uma bacia com formato circular. Christofletti (1974) menciona que o índice da forma representa a relação existente entre o perímetro da bacia e a área que possui. O índice forma $K = 1,0$ menor que (um) corresponde a uma bacia circular. Quanto mais o valor encontrado afastar-se da unidade mais diferente do círculo será a bacia. Em bacias com alto índice de circularidade a concentração do fluxo hídrico é mais rápido, portanto de maior energia erosiva (Tabela 1).

No que se refere ao gradiente do canal principal é de 3,35% ou 33,13 m/km e uma relação de relevo de 6,31%, ou 63,11 m/km. Wohl (2000) indica valores entre 1,50% e 6,80% para a relação de relevo em bacias de 5ª e 6ª ordens. Canali *et alii* (1998), ao estudarem a relação de relevo de 29 bacias afluentes da bacia de Paranaguá, encontraram valores entre 2,8% e 11,93%.

Portanto a bacia em análise apresenta uma capacidade alta quanto à relação de relevo, ou seja apresenta um alto potencial erosivo ao longo das encostas.

O comprimento do rio principal possui 46 km e sua amplitude altimétrica entre

a altitude da foz e a altitude do ponto mais alto do divisor topográfico é de 1.524 metros (mínima de 6 e máxima de 1.530 metros). Estes valores indicam a rápida concentração do *runoff* e o alto coeficiente de energia das bacias de drenagem de áreas montanhosas. Deve-se observar a diferença entre os valores de gradiente das encostas em relação aos do talvegue, o que demonstra o alto potencial erosivo nas encostas, daí a importância da preservação da vegetação da Mata Atlântica.

Em relação à textura topográfica obteve-se o índice de 2,756, sendo que Tolentino *et alli* (*apud* CHRISTOFOLETTI, 1974), consideram a textura topográfica como indicadora do estágio erosivo de uma determinada região. Contudo, Freitas (1952) classifica os índices de valores de drenagem abaixo de 4,0 como textura grosseira, entre 4,0 e 10,0 textura média e acima de 10,0 textura fina.

Quanto às formas de vales, observa-se que as nascentes estão encaixadas em vales em formas de V (geralmente esses vales dão origem a rios com grande força erosiva), e no conjunto da bacia em tela aparecem vales assimétricos, contudo outras formas encontram-se na bacia do rio Tagaçaba porém de forma aleatória e não conjunta. Os padrões de drenagem paralelo e retangular da bacia do Tagaçaba refletem a influência lito-estrutural nos canais de 4ª a 6ª ordens, como por exemplo nas sub-bacias dos rios Cordeiro e Capivari, na junção do rio da Anta com os rios do Cedro e Trancado, ou ainda no alto curso do rio Tagaçaba. Esse tipo de drenagem localiza-se em áreas onde há a presença de vertentes com declividades acentuadas ou onde existam controles estruturais. Na margem direita em relação a bacia principal, nos altos curso dos rios Brumado, Cedro e Trancado, observa-se o padrão de drenagem arborescente ou dendrítica. Este padrão de drenagem desenvolve-se sobretudo em rochas de resistências uniformes. A presença de confluências de ângulos retos, no padrão dendrítico constitui anomalia que freqüentemente pode ser atribuída aos fenômenos tectônicos, o que traduz um controle litológico. O comportamento da estruturação da rede de drenagem em relação ao substrato geológico é também confirmado pelos índices morfométricos das leis hortonianas, ou seja, os canais até 3ª ordem apresentam um fraco controle, ou ausência de controle estrutural, enquanto que este controle aparece nos índices dos canais de 4ª ordem acima, principalmente no desenvolvimento dos comprimentos dos canais, conforme quadro 2 da análise detalhada na bibliografia de Christofolletti (1974), que

desenvolveu a análise de bacias hidrográficas que contempla a análise areal, linear e hipsométrica.

TABELA 2 – DADOS MORFOMÉTRICOS OBTIDOS E PROJETADOS DA BACIA DO RIO TAGAÇABA, CONFORME AS LEIS HORTONIANAS

Ordem	N. segmento s de canais	Relação de bifurcação (Rb)	Comprimento médio dos canais (Lm) (comprimento total dos canais/n. de canais)	Relação comprimento médio/canais (Rlm)	N. teórico de canais e de comprimento médio dos canais	
1 ^a	321	-	$296.725,78/321 = 924,38$	-	321,00	924,38
2 ^a	74	4,34	$90.428,49/74 = 1.222,01$	1,32	74,13	1.621,81
3 ^a	16	4,62	$36.245,42/16 = 2.265,34$	1,85	17,12	2.754,23
4 ^a	04	4,00	$53.557,59/04 = 13.389,40$	5,91	3,95	4.570,88
5 ^a	02	2,00	$11.578,20/02 = 5.789,10$	0,43	0,91	7.585,78
6 ^a	01	2,00	$9.499,38/01 = 9.499,38$	1,64	0,21	2.882,50
TOTAL	418		498.034,86 m			

FONTE: a autora, com base nas cartas topográficas na escala 1:70.000 – IBGE, 1987/1992.

NOTA: relação de bifurcação ponderada (Rbp) = 4,33; relação dos comprimentos médios ponderada (Rlmp) = 2,42. Os números teóricos dos comprimentos médios foram calculados por meio de regressão linear.

Horton formulou as leis da composição da drenagem formulando séries geométricas em relação ao número de canais de uma rede hidrográficas, bem como os comprimentos médios desses canais. A lei do número dos canais significa que numa determinada bacia hidrográfica a soma do número de canais de cada ordem forma uma série geométrica inversa, cujo primeiro termo é a unidade da primeira ordem e a razão é a relação de bifurcação, obtida dividindo-se o número total de canais de uma ordem pelo número total de canais da ordem imediatamente superior. Assim quando o logaritmo do número de canais é lançado graficamente em relação ordem, ocorre uma relação linear entre ambas as variáveis. Strahler (1952) destaca que os valores característicos da relação de bifurcação ocorrem entre 3,0 e 5,0.

Da mesma forma a lei dos comprimentos médios dos canais de uma determinada bacia hidrográfica ordenam-se segundo uma série geométrica direta, cujo primeiro termo é o comprimento médio dos canais de primeira ordem e a razão é a relação entre os comprimentos médios, obtida através da divisão de soma dos comprimentos médios dos canais de determinada ordem pela soma dos

comprimentos médios da ordem imediatamente inferior. Os valores entre os comprimentos médios ocorrem entre 1,5 e 3,5. Também para esta lei ocorre uma relação linear entre as variáveis quando os seus valores são lançados em um gráfico monolog.

Em relação à composição da rede drenagem, segundo as leis hortonianas, o pressuposto é que quando os valores encontrados formam as séries geométricas preconizadas, sem grandes desvios, isto significa que o substrato geológico tem pouca influência no controle da estruturação de rede de canais. E, ao contrário, quando ocorrem distorções significativas na composição das séries geométricas, estes desvios são devidos a um controle lito-estrutural.

Quando se projetam os valores teóricos dos números de canais em relação aos valores encontrados, verifica-se que o controle estrutural não é muito significativo nos canais das ordens inferiores e somente a partir da relação da 4ª para 5ª ordem é que se manifestam os maiores distúrbios na composição da rede hidrográfica.

Na rede hidrográfica em estudo, o controle do substrato geológico é bastante notório no desenvolvimento dos comprimentos médios dos canais de 4ª ordem, onde ocorre um distúrbio muito significativo, pois os comprimentos médios destes canais estão muito acima dos valores esperados. Este fato gera uma falsa projeção dos canais das ordens superiores, que deveriam ser mais desenvolvidos, mas não tanto quanto os valores teóricos apontam.

Em campo foram checados as diferenças geológicas dos grandes alinhamentos efetuados e elaboradas a partir do mapa geológico modificado, onde constatou-se a efetividade destes controles indicados pela análise morfométrica.

IV.5. A influência da litologia na densidade de drenagem da rede hidrográfica

A importância do estudo da densidade hidrográfica ou de rede de drenagem, numa bacia hidrográfica, decorre do fato de que esta propriedade implica em várias relações com os demais elementos da bacia. Ela é uma variável dependente das propriedades das rochas, dos solos, do relevo, da vegetação e uso do solo, além da quantidade e intensidade das precipitações. Por outro lado, conforme Christofolletti

(1983), ela pode expressar a quantidade disponível de canais de escoamento e representar o grau de dissecação topográfica em paisagem elaboradas pela atuação fluvial. Segundo Christofolletti (*ibidem*) historicamente Belgrand procurou demonstrar a diferenciação na densidade fluvial da bacia hidrográfica do rio Sena. Neuman (1900) resgatou o trabalho e estudou em detalhes, observando as diferenças na densidade dos sistemas fluviais que dependem de alguns fatores como: cobertura vegetal, tipos de substratum, e declividade das vertentes.

Bauer (1980) descreveu a estreita relação existente entre a densidade de drenagem e produção de sedimentos pelas bacias hidrográficas. Para este autor a densidade do sistema hidrográfico é considerada como um parâmetro muito utilizado na evolução quantitativa das formas e da dinâmica de uma bacia fluvial, visto que a composição litológica e o clima determinam as características topográficas do sistema.

A idéia de usar a densidade de drenagem para explicar a dinâmica de bacia hidrográfica foi freqüentemente expressa na literatura, e conclui-se que para algumas bacias pequenas uma densidade de drenagem mais alta pode ser comparada com taxas de sedimentos também mais elevadas.

A densidade média de drenagem encontrada na área em estudo foi de 1,8km/km². Segundo Christofolletti (1983) nas rochas e regolitos em que a infiltração é mais dificultada há maior escoamento superficial, gerando possibilidades para a esculturação de canais permanentes e conseqüentemente uma densidade de drenagem mais elevada. Como na bacia do Tagaçaba o substrato geológico é representado por cerca de 60% em rochas do Complexo-Migmatítico, com gnaisses, migmatitos e xistos, além do granito intrusivo, conforme pode ser verificado no Mapa 1, principalmente nos compartimentos 4 e 5, admite-se que o escoamento superficial é maior no alto curso do rio Tagaçaba, onde predomina esta litologia ao par de um relevo com declividades elevadas. O escoamento tende a diminuir no médio e baixo cursos, onde a litologia é constituída sobretudo pelos aluviões, além do charnoquito.

Canali *et alii* (1998) analisando 29 bacias hidrográficas tributárias da baía de Paranaguá, encontraram uma média de 1,56 e 2,72 km/km², portanto a Dd média da bacia do Tagaçaba pode ser considerada acima da média das bacias atlânticas paranaenses.

A média das precipitações registradas em Guaraqueçaba é de 2364,8 mm, com um número médio de dias de chuvas por ano de 207, ou seja está acima da do valor médio anual em nível de Brasil. Este fato corrobora para que a Dd na região seja elevada.

Na área em questão quanto as formas de vales, observa-se que as nascentes estão encaixadas em vales em forma de “V”, o que conclui-se que geralmente são rios que possuem grande força erosiva e, quase sempre são esculpidos em material homogêneo. As vertentes são simétricas, sendo o tipo mais comum. No conjunto da bacia aparecem vales assimétricos o que denota que um rio está em fase de adaptação ao controle estrutural. Conforme Bigarella (1979) em regiões de climas úmidos, os solos das paredes dos vales sofrem rastejos constantes, atribuindo a forma típica de V.

No âmbito operacional, muitos estudos buscam encontrar procedimentos expedidos para avaliar a Dd, bem como estabelecer relações com outras propriedades morfométricas da bacia hidrográfica. Estuda-se a variabilidade espacial e temporal, as relações entre as densidades de drenagem e a área da bacia hidrográfica e com o comprimento dos ligamentos e segmentos, o problema da classificação dos valores da densidade de drenagem e a significância paleoclimática da densidade de drenagem.

Melton (1958) analisou as relações entre a densidade de drenagem e a densidade de segmentos. Este mesmo autor realizou alguns estudos sobre procedimentos expedidos e concluiu que o número de confluências em determinada rede está altamente relacionada com a densidade de drenagem da referida área.

Porém Gardiner (1971), para calcular de maneira indireta o valor da densidade de drenagem registrou as informações em células e observou que o melhor preditor para a densidade de drenagem é o número de confluências oferecendo um modelo significativo para estimar a densidade de drenagem.

TABELA 3 – ÍNDICES DE DENSIDADE DE DRENAGEM POR COMPARTIMENTO LITO-ESTRUTURAL, DA BACIA DO RIO TAGAÇABA

N. do compartimento	N. de confluências	Área	Resultados
1	52	783	0,066
2	24	387	0,062
3	32	408	0,078
4	100	1.409	0,095
5	55	852	0,064

FONTE: a autora

A fim de se verificar a diferença entre os índices de densidade de drenagem, distribuídos por compartimentos lito-estrutural, procedeu-se conforme Melton (1958), ou seja, levantou-se o número de confluências existentes em cada compartimento, dividindo-se pela sua respectiva área. Os resultados indicaram que efetivamente há diferenças entre os compartimentos e que estes podem ser atribuídos ao controle lito-estrutural.

O compartimento 1 está localizado no baixo curso do rio Tagaçaba, com recobrimento maior de 50% de aluvião, além de charnoquitos e coluviões diminuindo desta forma o escoamento superficial devido a infiltração ser maior, resultando na diminuição da densidade de drenagem.

Já no compartimento 2 a litologia está relacionada com o aluvião que cobre praticamente todo o baixo curso do rio Tagaçaba. Ou seja, a densidade de drenagem pode ser explicada pela alta frequência da foliação existente, conforme pode ser verificado no Mapa 5.

No compartimento 3 surge com um valor de 0,66, ou seja o mesmo é expressivo devido a litologia existente ser gnaiss com intercalação de quartzito e micaxisto com uma presença de foliação não sendo considerada como expressiva.

No compartimento 4 a densidade de drenagem se explica devido a litologia existente ser migmatitos heterogêneos com um número elevado de fraturas, conforme pode ser verificado no Mapa 5, além da alta concentração de confluências próximo a nascente do Rio do Cedro e do Rio da Anta comparando os índices obtidos entre os compartimentos 4 e 2, que apresentou 0,095 com o compartimento 2 com 0,062 a diferença representa 53%.

Os compartimentos 5 e 6 apresentam um número de confluências de 55, tendo como resultado 0,0064, ou seja a densidade de drenagem é maior devido a litologia existente neste compartimento ser migmatito homogêneo com parte de uma intrusão granítica de direção Nordeste, havendo, dessa forma, maior escoamento superficial. Cabe destacar que o compartimento 6 é definido no mapa por conseguir definir lineamento, mas por ser tão semelhante ao 5 foi tratado como um só, e graficamente trabalhado diferente, por ser muito visível.

V – CONTROLE LITO-ESTRUTURAL E PROCESSOS GEOMORFOLÓGICO DA REDE DE DRENAGEM

Com a finalidade de avaliar a correlação dos controles estruturais no desenvolvimento da rede de drenagem da bacia em estudo, procedeu-se o levantamento das direções de alinhamentos estruturais para compará-los as direções principais da rede de canais para se obter o direcionamento dos alinhamentos, dos traços de fratura e foliação. Para tanto, utilizou-se a carta de drenagem, retirando os dados e posteriormente foram analisados pelo programa *Stereo Nett*, sendo que os mesmos foram analisados a partir da bibliografia de Soares e Fiori (1976).

A referida análise contém uma lógica de análise e uma lógica de interpretação. Ou seja, a análise utiliza uma sistemática de definição dos elementos de relevo e drenagem tendo em vista a forma e o caráter homólogo ou não dos mesmos. A interpretação procura um significado geológico para as diferentes formas ou associação dos elementos, admitindo-se que a drenagem e o relevo sejam mais ou menos ajustados aos fatores litológicos e estruturais do substrato, pelos processos morfogenéticos. “Admite-se que quanto maior a estruturação da forma, maior é a probabilidade de refletir a estrutura geológica” (SOARES & FIORI, 1976), porém quanto maior for a estruturação dos elementos, menor a chance de erro analítico, portanto existe mais segurança no resultado da análise.

Para os alinhamentos e falhas, segundo Soares (1982), deve-se observar se as feições são fortemente estruturadas, seja ela retilíneas ou curvas, compostas por elementos de drenagem e/ou de relevo se for superior a 3 km, neste caso é considerada como alinhamento e interpretada como lineamento estrutural, podendo constituir reflexos de falhas em profundidade e que através de deslocamentos pequenos em feixes de fraturas atingem camadas superficiais.

As leis da composição da drenagem fornecem indicações de que as redes de drenagem tendem a assumir certa regularidade no seu arranjo espacial. O mesmo pode-se dizer das indicações fornecidas por Melton acerca da relação entre a frequência de segmentos e a densidade de drenagem. Tal regularidade no desenvolvimento sugere que as redes de drenagem enquadram-se dentro dos

princípios de otimalidade, ou seja, as redes buscam uma configuração espacial dos seus canais tal que, permita ao sistema um gasto total mínimo de energia.

A disposição plana das redes de drenagem, pode mostrar a interferência isolada do controle geológico-estrutural (anomalias de drenagem, tais como segmentos retilíneos e curvas anômalas), podendo mostrar no seu conjunto a ação desse controle, sendo isto expresso pelo padrão de drenagem. Considera-se que as fugas ao padrão dendrítico revelam perturbações geológico-estruturais, ou de outra natureza.

Ou seja, drenagens dendríticas constituem os sistemas de drenagem mais eficientes, significando que sua organização permite minimizar o gasto total de energia dentro do sistema (RODRIGUES-ITURBE *et alii*, 1992), e o controle estrutural modifica o padrão dendrítico, então o reconhecimento do padrão de drenagem permite avaliar não somente uma variação na disposição dos canais, mas também a variação na distribuição de energia dentro dos sistemas de drenagem, ou seja, estabilidade funcional do mesmo.

A seguir serão descritos detalhadamente as feições lineares (fraturas, foliações e lineamentos) por serem os elementos que mais evidenciam seu controle sobre os canais fluviais, bem como a metodologia da análise.

V.1. Litologia

a) Textura e estrutura

Os elementos texturais e estruturais são os primeiros elementos que devem ser analisados entre os procedimentos da foto-análise lógica, visto que evidenciam uma primeira configuração da estrutura da paisagem.

Denomina-se de elemento de textura ou elemento textural “a menor superfície contínua e homogênea, distinguível na imagem fotográfica e possível de repetição” (SOARES & FIORI, 1976). Cabe destacar que a repetição é uma propriedade do elemento textural, possuindo formas e dimensões definidas (Revirau *apud* FIORI, 1976), tanto pode ser a imagem de uma árvore ou de parte dela (dependendo da escala), quanto a imagem de uma parte da linha de drenagem ou do relevo (FIORI,

1976).

A mudança de textura ocorre quando temos uma mudança de direção ou de forma, podendo ocorrer na linha de drenagem ou na superfície do relevo.

Porém caso ocorra uma mudança de direção ou de forma, que pode ser na linha de drenagem ou na superfície de relevo, conseqüentemente haverá também uma mudança do elemento da textura.

Quando se analisam as fotografias aéreas distinguem-se diferentes graus de densidade de textura, em que existem zonas com maior ou menor número de elementos texturais por unidade de área: “a densidade de textura é o inverso da distância média entre elementos texturais” (FIORI, 1976).

Uma das propriedades fundamentais na análise de imagem refere-se às variações na textura do relevo bem como da drenagem, pois a mesma contribui para separar feições com significado diferente podendo também associar feições com o mesmo significado, dado pelas condições naturais. Cabe destacar, todavia, que, além do significado geológico, pode-se ter textura com significado florestal, sociológico e outros.

Além do conceito de textura, outro elemento de fundamental relevância é o de estrutura que é a “lei que exprime ou que define o padrão de organização no espaço dos elementos texturais” (FIORI, 1971).

O termo “estrutura” tanto pode referir-se à lei de organização quanto à disposição ordenada, ou seja, é o arranjo dos elementos de textura, que no caso de um padrão de drenagem poderiam apresentar-se como uma estrutura radial que corresponderia ao padrão radial de drenagem.

Assim uma forma radial de drenagem pode-se identificar ao elemento de textura, como elemento de drenagem e a estrutura como radial, ou seja, a forma exprimirá a disposição espacial dos elementos texturais como propriedades comuns.

Enfim, para caracterizar-se um padrão da forma é necessário analisar cinco propriedades:

1. propriedade dos elementos texturais;
2. densidade de textura;
3. estrutura;
4. grau de estruturação (ou intensidade), e

5. a ordem de estruturação (ou grandeza).

b) Zonas homólogas e limites

Após a identificação dos elementos texturais e estruturais é preciso compartimentar a foto aérea em zonas homólogas e definir seus limites.

Zonas homólogas “são formadas pela repartição dos elementos texturais e da mesma estrutura” (SOARES & FIORI, 1976).

As zonas estruturais diferentes são separadas por limites, que podem ser classificados como progressivos ou envoltórios. Essas propriedades dependem da escala de observação, grau de resolução da análise e qualidade da imagem.

c) Análise da forma da rede de drenagem

A rede de drenagem fornece subsídios a respeito da estrutura geológica. Variações estruturais e, mais grosseiramente, nas fácies litológicas são obtidas sobre os mapas de drenagem detalhado e em escala 2 a 4 vezes menores que a escala em que foram obtidos originalmente.

As propriedades mais importantes a serem estudadas são: densidade de drenagem, sinuosidade dos elementos texturais da drenagem, angularidade da confluência dos elementos de drenagem, tropia, assimetria e lineações de drenagem.

d) Análise da forma do relevo

É fundamental a ruptura de declive, ou seja, as pequenas rupturas identificam elementos caracterizados pelas menores variações bruscas, identificáveis na foto. A disposição regular caracteriza relevo com quebras ou lineações e alinhamentos do relevo.

Suas principais propriedades são: densidade da textura do relevo, quebra positiva (cristas do relevo), quebra negativa, assimetria do relevo, lineações do relevo, alinhamentos do relevo e formas das encostas.

V.2. Fatores que controlam a textura e a estrutura da imagem

a) Fatores morfogenéticos

Dado que os elementos mais evidentes na paisagem que servem de guia para a foto-análise são o relevo e a rede de drenagem, é importante que o foto-intérprete tenha compreensão da morfogênese desses elementos.

Os fatores que atuam no processo de elaboração das formas de relevo e da rede de drenagem e que são independentes do substrato geológico, são os seguintes: clima, tectônica, nível de base, descarga de água e sedimento, devendo considerar o tempo por representar a perspectiva histórica da evolução do sistema (SOARES & FIORI, 1971).

Desde que tais fatores sejam iguais e constantes, as formas poderão ser diferentes quando resultarem de situações historicamente diferentes, em que o tempo é uma variável dependente para a morfologia da drenagem e das vertentes. Como resultado disso em uma mesma área pode ocorrer formas de drenagem e relevo em aparente contradição com o atual sistema, sendo remanescente prévios do sistema (FERRETI, 1998).

A vegetação também é uma variável dependente – do clima, da litologia, do relevo e da drenagem. Mas em um sistema em equilíbrio ou estável, tanto a vegetação quanto a drenagem podem ser variáveis independentes.

Por outro lado, são variáveis independentes o substrato geológico, as litologias e as estruturas, pois as litologias e estruturas afloram à superfície na medida em que o processo evolutivo ocorre.

O clima atua por meio da variação da cobertura vegetal, produção de detritos e na energia de transporte, em que o relevo evolui de forma diferenciada sob atuações climáticas diferentes. Fiori (1971) refere-se às oscilações climáticas ocorridas no Quaternário que permitiram o desenvolvimento de formas de relevo, permanecendo na paisagem atual como formas herdadas ou estados prévios, e muitas vezes dificultando a interpretação por definirem zonas homólogas, com propriedades muito diferentes, para as mesmas propriedades do substrato.

A tectônica recente, que atua através do soerguimento que pode ser local ou

generalizado, lento ou rápido, modifica o gradiente da rede de drenagem, estabelecendo níveis de base local. A evolução da Terra é caracterizada por movimentos cíclicos, em que se caracterizou inúmeros períodos de soerguimento e/ou subsidências, alguns caracterizados pelo predomínio de áreas soerguidas e outros, de áreas subsidentes. Fiori alerta que “Desde o fim do Terciário, os continentes sofrem o efeito de uma fase de soerguimento generalizado episódico, alimentando o sistema geomorfológico em energia potencial. Em muitos locais este soerguimento é diferencial, produzindo formas de relevo e de drenagem diferentes sobre áreas com mesmas propriedades litológicas e estruturais, ou, ainda, reduzindo o gradiente da drenagem, elevando o suprimento dendrítico e criando extensas planícies aluviais” (*idem*, p. 85-86).

As conseqüências nas variáveis do sistema geomorfológico podem ser no mesmo sentido ou em sentidos opostos, estabelecidas algumas regras:

- quanto maior a amplitude altimétrica em uma área com a mesma densidade de drenagem maior a declividade das vertentes e encostas;
- quanto maior a declividade da vertente, maior é a energia disponível para remoção de material e redução de declividade;
- redução de declividade é maior onde o processo não é limitado pela meteorização; ou, a maior suscetibilidade ao intemperismo desloca o sistema no sentido do rebaixamento da declividade;
- outros fatores sendo diferentes, a maior declividade e maior amplitude altimétrica são resultado do controle exercido pela maior resistência do material aos processos de remoção;
- outros fatores sendo diferentes, quanto maior a densidade de drenagem menor é a capacidade de retenção da água e a permeabilidade do substrato.

b) Fatores litológicos

Segundo Fiori (1976) os fatores litológicos dependem das propriedades físicas e químicas dos maciços rochosos, os quais são: resistência à erosão; permeabilidade, plasticidade e ruptibilidade; solubilidade; tropia.

b1) Resistência à erosão – depende do grau de alterabilidade da rocha (maior ou

menor grau de resistência ao intemperismo químico) do grau de consolidação (maior ou menor facilidade de desagregação ou resistência a destruição física do maciço). Os diferentes tipos de vertentes podem ser explicados a partir do balanço entre a intensidade de intemperismo ou eluviação e a capacidade de remoção, as mesmas podendo ser caracterizadas por zonas fotolitológicas pelas diferentes resistências à erosão.

A velocidade de intemperismo é maior que a de remoção quando as rochas não são resistentes. Em rochas pouco resistentes a velocidade do intemperismo é igual a velocidade de remoção, com a parte mais elevada da encosta convexa, evoluindo por rastejamento de solo e erosão por escoamento difuso, e a parte inferior possui forma côncava (erosão por escoamento concentrado). As rochas resistentes caracterizam-se por a velocidade do intemperismo ser menor que a velocidade de remoção.

Nas rochas muito resistentes, a velocidade do intemperismo é muito menor que a capacidade de erosão. O perfil côncavo alonga-se devido à velocidade lenta do material rochoso nas partes mais elevadas, possuindo uma seção retilínea e o topo é convexo devido a erosão lenta nas partes mais elevadas.

Um local onde o nível de base é o mesmo a energia potencial também o será. As diferentes formas de encosta indicam uma boa correlação com a resistência diferencial do intemperismo. Todavia, em regiões tropicais onde o intemperismo químico prevalece, as diferentes formas de encosta representarão diferentes composições químicas das rochas.

Graus de resistências diferentes à erosão, desenvolvem formas que podem ser formas fortemente salientes ou também rebaixadas. As salientes resultam de maior resistência à erosão e, as rebaixadas, podem ser limites entre zonas fotolitológicas.

b2) Permeabilidade – caracteriza-se pela maior ou menor facilidade com que o fluído percola, resultando da comunicação entre os espaços intergranulares da rocha ou também entre os espaços produzidos por fraturamento (*idem*, p. 89)

Em áreas onde tem-se o mesmo índice pluviométrico, a permeabilidade é inversamente proporcional à densidade de drenagem, onde altas densidades significam menor potencial de infiltração e vice-versa e onde o manto de

intemperismo é espesso, a densidade de drenagem irá refletir as características destes materiais.

b3) Plasticidade e ruptibilidade – é a capacidade de um material ser deformado sem ruptura, sendo porém, o inverso da ruptibilidade. No entanto, as zonas de fratura são mais atacadas pela erosão, constituindo drenagem retilínea, e quando as rochas são fraturadas em duas ou mais direções, o padrão de drenagem é multidirecional (*idem*).

b4) Solubilidade – é uma propriedade que expressa a suscetibilidade de um material de ser dissolvido. As rochas sedimentares químicas são as rochas com mais alta suscetibilidade à solubilidade (*idem*).

b5) Tropia – acamamento, bandamento, xistosidade e gnaissificação produzem propriedades anisotrópicas nas rochas, o que condiciona a evolução orientada das formas de relevo e de drenagem (*idem*).

c) Fatores deformacionais

Ainda segundo Fiori (1976) os fatores deformacionais resultam de deformações sofridas pelas rochas controlam o relevo e drenagem afetando as propriedades da imagem de formas diferentes. Porém as deformações podem ser classificadas em mecânicas, térmicas e químicas. As originadas pelo tectonismo são os falhamentos e dobramentos. Os elementos estruturais de mais simples interpretação são os mergulhos das estruturas e as fraturas; falhamentos e dobramentos são representados por estruturas de modo mais complexo.

c1) Atitudes das camadas – originam-se geralmente em posição horizontal ou quase horizontal, e se submetidas a deformações têm sua posição original modificada. Por meio de técnicas fotogramétricas simples e formas favoráveis é possível definir a direção da camada e medir o mergulho (FIORI, 1976).

Entretanto, em camadas sub-horizontais, com mergulhos menores de 3°, o relevo é fortemente assimétrico, a rede de drenagem é bidirecional assimétrica, com angularidade média, elementos curvos e retilíneos. Contudo em camadas com inclinação 3° a 10° o declive tanto do relevo quanto da drenagem é controlado por mergulho, a drenagem é unidirecional com angularidade baixa ou bidirecional

assimétrica.

Em mergulhos com inclinação 10° a 30°, o relevo é moderadamente assimétrico, com drenagem assimétrica e com um mergulho acompanhando o declive da zona homóloga de menor densidade de textura de relevo.

Os traços de acamamento e/ou lineações, indicam as direções os mergulhos, onde os mesmos acontecem no sentido da concavidade e, sobre o traço o acamamento o mergulho pode ser medido. Ou seja, as lineações de drenagem indicam a direção estrutural.

c2) Fraturas – são refletidas na imagem por meio dos traços de fratura. Os traços de fraturas ocorrem até o limite de extensão; o limite é uma milha (1.600 metros) (Lattamann e Matzike *apud* SOARES & FIORI, 1976), e, segundo Northfleet *et alii* (1971), até 3,5 km – sendo que a partir desse limite comportam-se como falhas, sofrendo deslocamento dos blocos.

c3) Falhamentos – são fenômenos geológicos caracterizados pela movimentação diferencial de blocos ou pacotes de rochas ao longo de um plano. Na foto-interpretção pode-se reconhecer a estrutura geológica com base em alguns modelos de formas estabelecidas logicamente. O modelo foto-interpretativo completo de falhas é representado por uma descontinuidade de zonas homólogas ao longo de um alinhamento, pois as zonas homólogas refletem unidades litológicas e o alinhamento de relevo ou drenagem expressa o plano de ruptura com posição subvertical (FIORI, 1976).

c4) Dobras – os modelos foto-interpretativos desenvolvem-se a partir de dois tipos principais: dobras com mergulhos suaves e dobras com mergulhos altos. Nas estruturas com mergulhos suaves, as formas assimétricas de drenagem e relevo são bem desenvolvidas, já nas estruturas muito dobradas, a interpretação pode ser feita através de traços de acamamento (lineações de relevo) e traços de foliação (lineamentos de drenagem) (FIORI, 1976).

V.3. Análise lito-estrutural e geomorfológica

A identificação dos aspectos geológicos da bacia do rio Tagaçaba em Guaraqueçaba evidencia as feições estruturais lineares, em que se busca quantificar

propriedades que expressam a interferência lito-estrutural sobre a rede de drenagem, sendo elas a orientação dos canais, as variações morfológicas dos perfis topográficos, entre outros. Em consequência dessas análises surgem informações que permitirão avaliar características relativas à dinâmica do ambiente, possibilitando desta forma verificar a participação dos fraturamentos nessa dinâmica.

Também os sistemas de drenagem tendem a assumir comportamentos estatísticos aleatórios, a menos que alguma perturbação significativa possa intervir (SHREVE, 1966). Por sua vez os elementos estruturais lineares, tal como fraturas apresentam comportamento estatístico sistemático. Como as fraturas, podem controlar a drenagem, fornecendo-lhe trajetórias mais facilmente erodíveis (BANNISTER, 1980), descreve que o caráter sistemático dos elementos estruturais refletem-se na rede de drenagem e tanto mais intensamente quanto maior a subordinação dos canais às estruturas. Diversos trabalhos têm mostrado que as orientações preferenciais dos canais de drenagem servem, muitas vezes, como indicativos de orientações de fraturas do substrato rochoso.

Fundamentando-se nessas premissas a respeito das fraturas controlarem a drenagem e que as orientações preferenciais dos canais de drenagem servem, como indicativos de orientação de fraturas do substrato rochoso é que elaborou-se os diagramas de roseta com a drenagem, os alinhamentos, fraturas e traços de foliação da área em estudo.

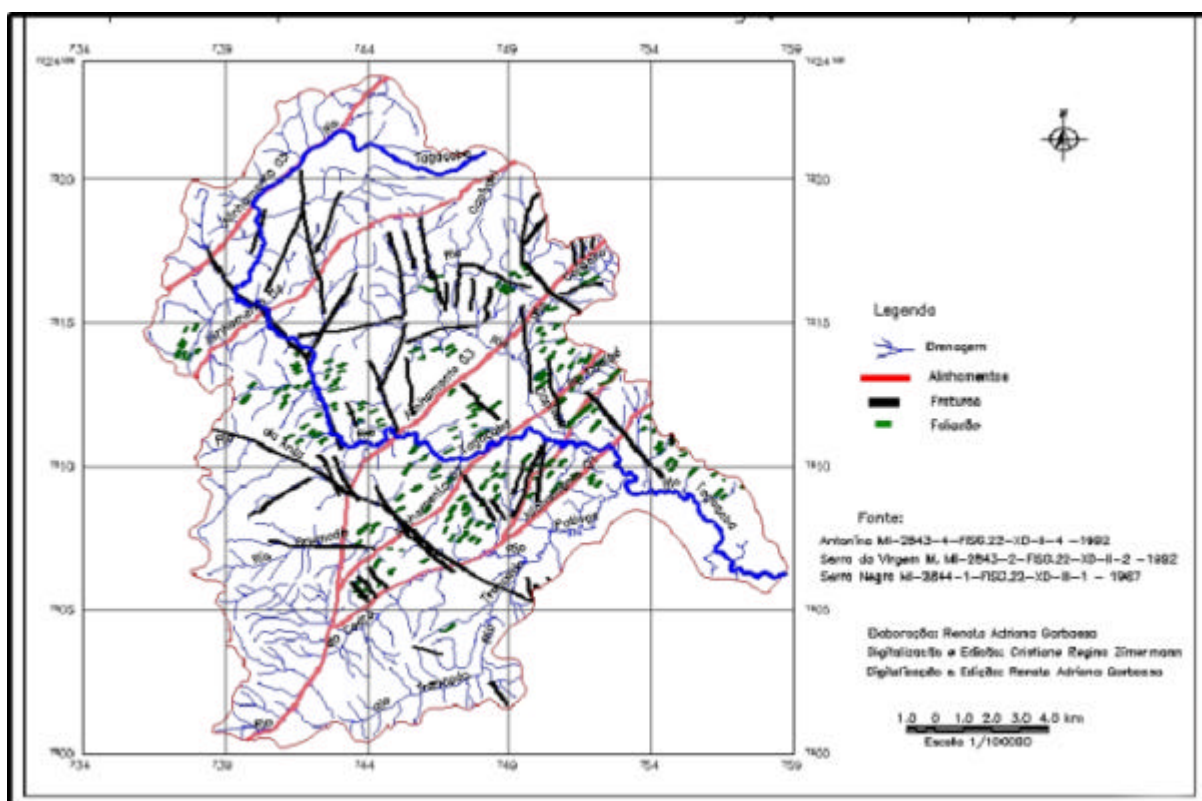
Os elementos de 1ª ordem estariam alinhados com os traços de foliação entre a foto e a carta porque a carta tem menos detalhes.

Os elementos Nordeste são devido aos traços de foliação, que têm uma estreita relação com a drenagem.

Os trechos Nordeste de drenagem estão controlados pela foliação metamórfica das rochas (xistosidade e gnaissificação). Os alinhamentos maiores de direção Nordeste apresentam um controle estrutural relacionado à falhamentos ou contatos entre unidades litológicas distintas direcionadas para Nordeste.

Cinco grandes alinhamentos aparecem nesta bacia conforme pode ser observado no Mapa 5.

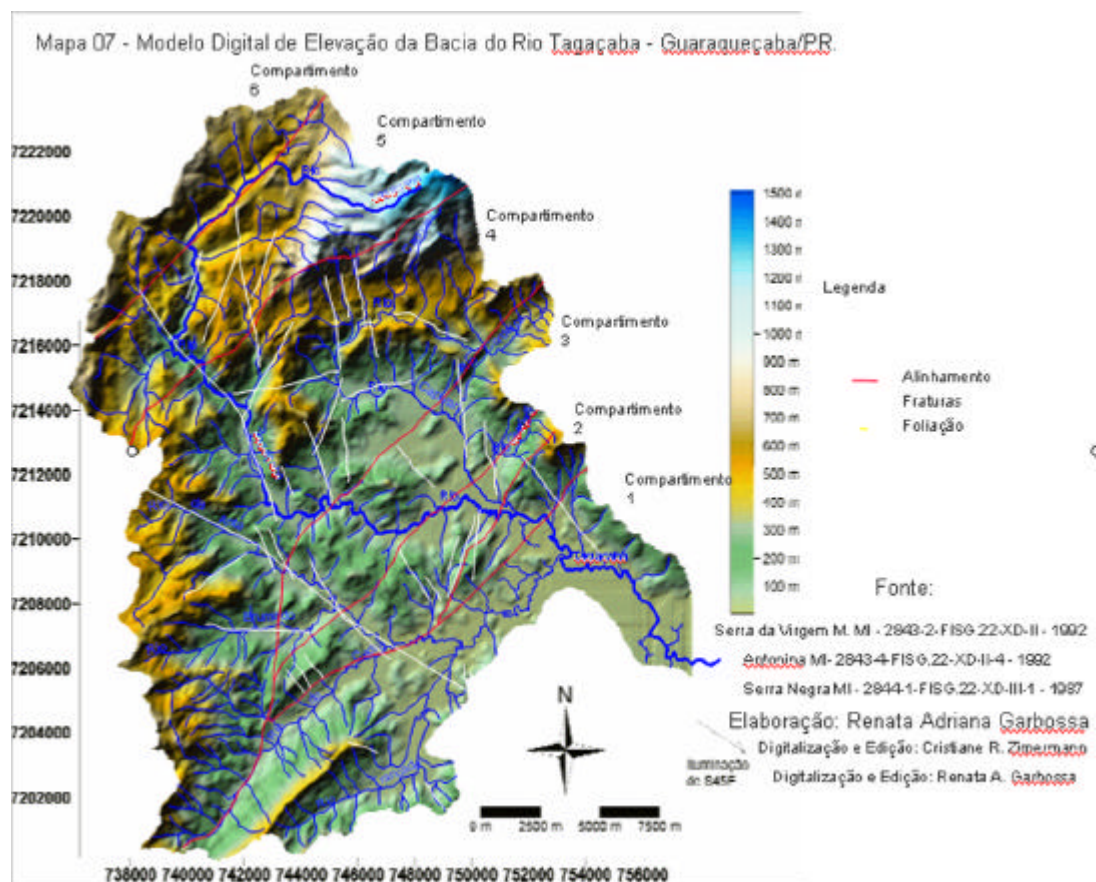
MAPA 05 – MAPA ESTRUTURAL DA BACIA DO RIO TAGAÇABA – GUARAQUEÇABA- PR



V.4. Compartimentos lito-estruturais

Para uma boa análise e interpretação estrutural, a área mapeada foi dividida em seis compartimentos distintos, conforme pode ser verificado no Mapa 6.

MAPA 06 - MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DA BACIA DO RIO TAGAÇABA-
GUARAQUEÇABA/PR



Os contatos entre os compartimentos são definidos por grandes alinhamentos observados em fotos aéreas. A utilização desses alinhamentos na divisão desses compartimentos é proveitosa, visto que são observadas variações geomorfológicas e estruturais entre elas.

O compartimento 1 representa a parte mais baixa da área com altitude mínima de 6 metros, enquanto os compartimentos 5 e 6 representam a parte mais acidentada da área em estudo com altitude máxima de 1.530 m.

Compartimento 1 – situado na porção Sul da área, limitada por um grande alinhamento que se denominou de alinhamento 1 com direção NE. Este domínio é composto por quase 50% de aluviões, 10% de colúvios, e próximo a nascente do rio Trancado existe uma concentração de 10% de depósito de talude, 10% de charnoquitos, 10% de migmatitos, 5% de micaxistos e 5% de quartzitos os quais estão sustentando o relevo. As partes mais baixas da Serra do Mar são ocupadas por rochas gnáissico-migmatíticas na forma de morros sub-arredondados, muito recortados em com uma drenagem pouco subordinada às linhas tectônicas.

O padrão de drenagem é arborescente ou dendrítico. Este padrão de drenagem desenvolve-se sobretudo em rochas de resistências uniformes. Segundo Christofolletti (1974) característico das planícies de inundação, consistindo de canais que se bifurcam e confluem-se de maneira aleatória, como é o caso do rio Tagaçaba que se conflui com o rio Potinga. Possui baixa densidade de drenagem chegando no máximo a 2ª ordem. As fraturas têm direção preferencial para NW assim como o dique. A crista quartzítica e as foliações têm direção preferencial NE acompanhando a orientação do alinhamento 1.

Para Rodrigues (1996) as cristas e os vales são orientados predominantemente na direção NE-NNE, onde marca os principais contatos geológicos, e geralmente correspondendo à falhas, condicionando os divisores de água e vales maiores.

Compartimento 2 – situado na porção E, limitada por um grande alinhamento que denomino-se de alinhamento 2 com direção NE. O padrão de drenagem existente neste compartimento no curso do rio Brumado também é classificado como arborescente ou dendrítica, e desenvolve-se desta forma em rochas de resistências uniformes. Este compartimento é composto por quase 50% de charnoquito, 10% de

gnaisse com intercalação de quartzito e micaxisto, 10% de depósito de taludes, 10% de quartzitos, 10% de migmatitos homogêneos, 10% de aluvião. Quanto ao padrão de drenagem existente é dendrítica. E as foliações estão com direções Nordeste, e as fraturas no compartimento citado se apresentam em duas famílias com direção NW e NE.

Compartimento 3 – situado mais a porção EW da área em estudo, encontra-se entre os alinhamentos dois e quatro com um padrão de drenagem dendrítica, e onde o rio principal rio Tagaçaba inicia o processo de meandramento do seu canal, devido o acúmulo de aluvião existente. Com uma composição de 60% de migmatitos heterogêneos, 15% de aluvião, 10% de coluvião, 5% de quartzito, 5% de depósito de taludes e 5% de granito intrusivo. As foliações seguem as direções NE dos grandes alinhamentos, e as fraturas mais ao Sul com direção EW, o mesmo ocorrendo com E, e também com direções NW.

Compartimento 4 – encontra-se entre os alinhamentos 3 e 5. A drenagem existente na porção Sul é paralela é na porção Norte e retangular. Ou seja, este tipo de drenagem localiza-se em áreas onde há a presença de vertentes com declividades acentuadas ou ainda existam controles estruturais, como é o caso do rio Capivari, o que conclui-se segundo a literatura que possui uma alta rugosidade nos canais, formando ângulos de aproximadamente 90°. Sendo que os diferentes tipos de canais podem ter seus percursos modificados principalmente por fatores litológicos e/ou tectônicos. Com uma composição de 40% de migmatitos heterogêneos, 40% de granito intrusivo, 5% de coluvião, 5% de aluvião, 5% de charnoquito e 5% de depósito de talude. No que se refere as fraturas mais na porção, próximo a nascente do Rio Brumado possui uma direção EW, o mesmo ocorrendo nos afluentes do rio Capivari.

Compartimentos 5 e 6 – o compartimento 5 e 6 estão localizados na porção Norte da bacia em estudo com um padrão de drenagem paralelo e retangular, como é o caso do alto curso do rio Tagaçaba, que refletem a influência lito-estrutural nos canais de 4ª e 6ª ordem, chegando ao padrão subparalelo. Já as fraturas não foram todas traçadas devido a falta de fotos aéreas. Sendo que nenhum órgão estadual e também empresas particulares possuem as fotografias aéreas necessárias. Com uma composição de 50% de migmatitos, 30% de granito intrusivo, 10% de depósito

de talude e 10% de dique de diabásio.

V.5. A influência da estrutura geológica na configuração da rede hidrográfica

Na bacia hidrográfica do rio Tagaçaba em Guaraqueçaba existe uma forte assimetria dos tributários, como pode ser observado no rio Capivari, localizado no compartimento 4 (conforme Mapa 5), que se encontra entre uma intrusão granítica e um migmatito homogêneo (cf. Mapa 1). O mesmo ocorre no alto curso do rio Tagaçaba, entre os transetos 1 e 2 (Mapa 7), onde existe uma forte assimetria dos tributários de primeira e segunda ordens.

No alto curso do rio Capivari, os tributários ocorrem apenas na margem direita, enquanto no médio curso há uma inversão da assimetria, ou seja, os afluentes só ocorrem na margem esquerda. O alto curso localiza-se no compartimento estrutural 4, em que se verifica um contato litológico entre o granito e o migmatito homogêneo. Nesse compartimento os tributários estão escavados no substrato granítico. O médio curso se desenvolve no compartimento estrutural 3 e a rede de drenagem ocorre no substrato migmatítico, sob o controle de fraturas.

Na porção mais ao Sul, ao longo do curso do rio Brumado, existe uma assimetria dos tributários, em que a litologia predominante são os migmatitos heterogêneos, predominando em canais de primeira e segunda ordens.

Outra evidência do controle lito-estrutural ocorre no compartimento 1, na foz do rio Tagaçaba, onde se pode observar a existência de terraços esculpidos em rampas de colúvio, na margem esquerda do rio principal. Já na margem direita o relevo é assimétrico, pois é constituído por extensa planície aluvionar, fato que denota uma influência estrutural controlando a planície aluvionar e a evolução deste setor da bacia (cf. Mapa 1).

Nos médio e baixo cursos do rio Tagaçaba encontram-se meandros mal calibrados cuja morfogênese pode-se atribuir a influências a alta frequência de foliações existente nesta porção da bacia, conforme pode ser observado no Mapa 5 entre os compartimentos 2 e 3.

Os ângulos de confluência da rede de drenagem foram analisados no trabalho de Lima (2002) como elementos indicadores de controle lito-estrutural. Na rede

hidrográfica da Bacia do Tagaçaba ocorrem vários trechos da rede onde os ângulos de junção foram ângulos retos nas confluências do rio Potinga com o rio Tagaçaba, do rio Brumado com o Potinga, conforme o Mapa 7.

Hees *et alii* (1993) constataram uma relação espacial existente entre alinhamentos de capturas de drenagem e grandes falhas pré-Cambrianas, indicando reativações neotectônicas. Os pesquisadores notaram cerca de 100 ocorrências de captura na rede de drenagem.

Conforme pode-se verificado no alto curso do rio Tagaçaba, evidenciam-se alguns índices de captura, situados no compartimento 5. Outro índice de captura que fica evidenciado na bacia do rio Tagaçaba é no compartimento 4, conforme descrito na análise dos perfis inter-relacionados com a Geologia.

Alinhamento 1 – como é o caso deste a altura do Sítio Luiz Antonio de Padre João Costa, do Rio Cedro até sua confluência com o rio Brumado e o Potinga, é um controle devido ao falhamento Nordeste ou contato.

Alinhamento 2 – como é o caso, por exemplo, que começa com um afluente do Rio do Cedro margem esquerda continua num afluente de margem direita do Rio Brumado até a confluência do Rio da Anta, passando pelo rio Tagaçaba na altura do Tanque de Piscicultura, estendendo-se pelo trecho do rio Guaípe.

Alinhamento 3 – o alinhamento 3 está com elementos de drenagem do rio Tagaçaba, posteriormente tem alinhamentos com o rio Capivari e acompanha um longo trecho o rio Cordeiro, até sua cabeceira. Entre os trechos 2 e 3 há uma área de relevo mais movimentado, ficando evidente, dessa forma, a relação entre os elementos de drenagem relacionados para Nordeste e os traços de foliação (ou a xistosidade e gnaissificação das rochas).

Alinhamento 4 – o alinhamento 4 está com elementos de drenagem mais a Nordeste para uma drenagem em forma de candelabro devido a litologia ser uma rocha sã (granito intrusivo), onde o escoamento superficial é maior devido a pouca infiltração existente. O relevo é bastante movimentado com uma altitude aproximada de 1.500 m.

Alinhamento 5 – situado no alto curso do rio Tagaçaba, com uma altitude aproximada de 1.500 m, possuindo uma direção Nordeste, onde está encaixado o rio Tagaçaba, classificado como um rio de 6ª ordem, ficando desta forma evidenciado

que a drenagem está fortemente encaixada nos rios de ordem superior. Com uma litologia predominante de migmatitos homogêneos, conforme pode ser verificado no mapa geológico.

V.6. Relações entre os alinhamentos e a configuração da rede hidrográfica

Bermeguy e Costa (1991), ao abordarem a relação do sistema de drenagem das bacias do Amazonas e do Araguaia-Tocantins, com os lineamentos gerados pelos movimentos tectônicos mesozóico-cenozóicos, com o objetivo de compreender a dinâmica da instalação dos sistemas hidrográficos, evidenciaram diversas feições, algumas das quais também estão presentes na bacia do rio Tagaçaba.

Sobre as reativações tectônicas, Maack (*apud* SALAMUNI, 1998) descreve a evolução do Terciário do Estado do Paraná, com inclusão da Bacia de Curitiba, como um período de movimentos tectônicos que de certa forma equilibram tensões da crosta terrestre relacionadas à orogenia andina de falhamentos na borda oriental do continente. Nesse sentido Fortin (*apud* SALAMUNI, 1989) descreve a bacia de Curitiba como limitada por duas grandes estruturas rupteis regionais. A primeira como um falhamento a Norte, com direção NE-SW e a segunda a Leste com direção N-S, estando em contato com os maciços graníticos da Serra do Mar. Essas estruturas também ocorrem na bacia do rio Tagaçaba, especialmente a que se manifesta como um sistema de fraturamento das rochas de direção N55-65E, relacionado à intrusão de diques de diabásio de idade mesozóica.

Os cinco grandes alinhamentos da bacia do rio Tagaçaba estão com direção Nordeste e apresentam um controle estrutural relacionado a falhamentos ou contatos entre unidades litológicas distintas direcionadas para Nordeste.

Por exemplo, como percebe-se, a drenagem do rio do Cedro segue a mesma direção do grande alinhamento 1 com orientação para NE, ou seja, os grandes blocos da Serra do Mar também possuem uma direção NE, como demonstrou Fuck *et alii* (1969).

De um modo geral, na Serra do Mar os cursos de água principais estão encaixados em linhas de falhas e de fraturas, conferindo à drenagem subsequente

um padrão retangular, muitas vezes angular. A drenagem da Serra do Mar está profundamente encaixada e adaptada às linhas tectônicas, apresentando um padrão retangular com vales fundos de vertentes íngremes.

Segundo Fuck *et alii* (idem) a Serra do Mar resultou do rejuvenescimento de uma antiga cadeia de montanhas, a partir de um núcleo abobadado existente na porção oriental do estado.

A Serra do Mar é dividida em diversos maciços por blocos altos e baixos, onde os blocos altos exibem suas elevações mais importantes sempre em NE, diminuindo para SW, constituindo um conjunto de montanhas em blocos, escarpas e restos de planalto profundamente dissecados. Apresenta características distintas de outros estados, pois não constitui apenas uma serra de borda de planalto ou de escarpa, mas possui setores originados por erosão diferencial.

Os cinco grandes alinhamentos traçados na área em estudo, como pode ser observado no Mapa 6 possuem uma direção NE, fato este relacionado à drenagem que está estruturada com os grandes alinhamentos estruturais, como por exemplo o alinhamento 1 onde existe uma grande falha. Essas estruturas têm papel marcante na morfogênese da Serra do Mar no estado do Paraná, representada por numerosos sistemas de falhamentos que originaram abruptos vertiginosos e escarpas rochosas.

Cunha (1988) mostrou a associação dos elementos de drenagem de alta ordem com os grandes acidentes estruturais, por meio de análise dos padrões assimétricos de drenagem e de alinhamentos em blocos falhados e basculantes.

Salamuni (1998), em seu estudo sobre a bacia sedimentar de Curitiba, constatou a ocorrência de algumas anomalias no padrão de drenagem para as quais atribuiu ao fato de que esta drenagem estar aproveitando, no caso do embasamento, alinhamentos estruturais herdados de uma tectônica mais antiga, e que foi reativada em épocas mais recentes, em forma de falhamentos rúpteis. Os segmentos maiores de drenagem que caracterizam o padrão em treliça podem ser o resultado do encaixe em fraturas maiores.

Grande parte da arquitetura da rede de drenagem, nos cursos de rios implantados diretamente sobre as rochas que controlam a rede e os lineamentos gerados pela reativação da foliação, por serem menos resistentes, podem de certa forma ter sido movimentos em épocas recentes.

Da mesma forma, na presente pesquisa, também foram observados os mesmos fatos, ou seja, na bacia em estudo, a foliação das rochas possui direção N30-40W e parece controlar tanto os canais de primeira e segunda ordens, como alguns afluentes mais importantes da margem direita do rio principal. Segundo Lima (2002) o número de ordem é muito importante na análise de estruturas geológicas, de modo especial nas fraturas, uma vez que os canais de ordem inferior são os principais indicadores da movimentação neotectônica, enquanto os de ordem superior, estão relacionadas a estruturas regionais mais antigas.

Na área de estudo conforme pode ser observado no Mapa 5 verifica-se algumas anomalias significativas em relação a rede de drenagem, que compreende o alinhamento 4 na nascente do rio Capivari, onde a drenagem torna-se em forma de candelabro. Outra anomalia ocorre na nascente do rio Tagaçaba ainda dentro do alinhamento 4 entre os alinhamentos 3 e 4. Segundo Howard (*apud* LIMA, 2002), a anomalia de drenagem constitui um desvio local da drenagem regional. Conforme referido autor a anomalia de drenagem significa um desvio inesperado de um ou mais setores de drenagem em relação ao seu padrão, como por exemplo na área em estudo, um padrão paralelo ou retangular pode apresentar subpadrões em forma de candelabro, como o que ocorre próximo a nascente do rio Capivari. Ainda segundo este autor as curvas anômalas, são indicativas em sua grande parte, de inversão de relevo ou também de marcante controle estrutural, mais freqüentemente são atribuídos aos fenômenos tectônicos.

Analizando o diagrama de fraturas Figura 10 da área em estudo conclui-se que a distribuição das orientações dos canais com direção N30-40W, estão fortemente controlados por traços de fratura. Sendo que o diagrama de fratura mostra um pico bem evidenciado na direção N0-10W, correspondendo com o diagrama. Ou seja, sobrepondo os diagramas de foliação e fraturas sobre o diagrama de drenagem conclui-se que a drenagem está fortemente estruturada (controlada) por traços de foliações e os grandes alinhamentos. Os cursos de água principais estão encaixados em linhas de fraturas e de falhas, conferindo à drenagem subsequente um padrão retangular, muitas vezes angular. Pohn (1983) estabeleceu a relação canais-fraturas, examinando os processos que favorecem ou não, a correspondência espacial entre fraturas e canais.

As partes mais baixas da Serra do Mar estão modeladas por rochas gnáissicas-migmatíticas na forma de morros subarredondados, muito recortados e com uma drenagem pouco subordinada as linhas tectônicas. Os principais contatos, entre as diferentes formações, são tipicamente contatos de falhas, e muitos vales, que coincidem com as direções das falhas de maior expressão (SW-NE, N-S, NW-SE).

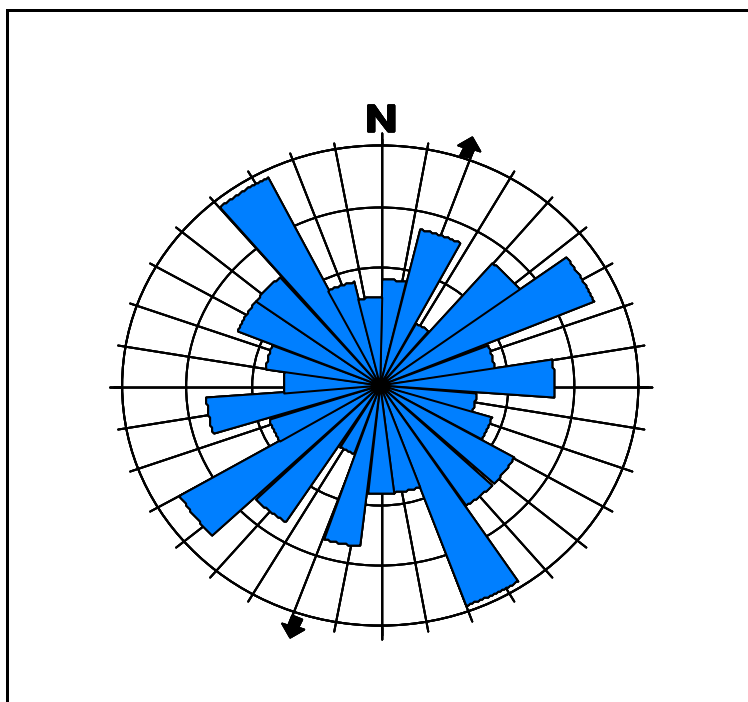
As análises realizadas na bacia do Tagaçaba apresentam conforme pode ser observado no Mapa 5 um estreito relacionamento entre as orientações de fraturas e orientações dos rios, ou seja, praticamente toda a drenagem da referida área está dirigida pelo padrão de fraturamento com direção N0-10W conforme mostra o diagrama de fratura Figura 10. Sendo que praticamente todo o sistema de drenagem está dirigido pelo padrão de fraturamento, pelos rios subseqüentes, porém não parece influenciar de maneira significativa o padrão de drenagem, conforme elencado na discussão do diagrama de drenagem.

Para Christofoletti (1974) os rios subseqüentes são aqueles cuja direção de fluxo é controlada pela estrutura rochosa, acompanhada sempre de uma zona de fraqueza, como, por exemplo, uma falha, junta, camada delgada ou facilmente erodível. E nas áreas sedimentares, correm perpendicularmente à inclinação principal das camadas. Aghassy (1970) constatou que quase todo o sistema de drenagem está dirigido pelo padrão de fraturamento, não só os rios conseqüentes e subseqüentes, mas também os rios obseqüentes.

Associando o mapa das faixas estruturais apresentado por Soares *et alii* (1982), conclui-se que os alinhamentos e foliação da bacia do rio Tagaçaba estão compreendidos dentro da faixa estrutural de Direção Pitanga (N60E), ou seja estão com uma direção aproximada de N45-55E. Já as fraturas estão compreendidas entre a direção Médio Ivaí (N45N) e da faixa estrutural da direção Médio Piquiri (N60W), que está com direção aproximada de N30-50W.

As fraturas, segundo Bannister (1980), podem controlar a drenagem, fornecendo desta forma trajetórias mais facilmente erodíveis, sendo que o caráter sistemático dos elementos estruturais refletem-se na rede de drenagem e tanto mais intensamente quanto maior for a subordinação dos canais às estruturas.

FIGURA 8 – DIAGRAMA DE DRENAGEM



FONTE: a autora

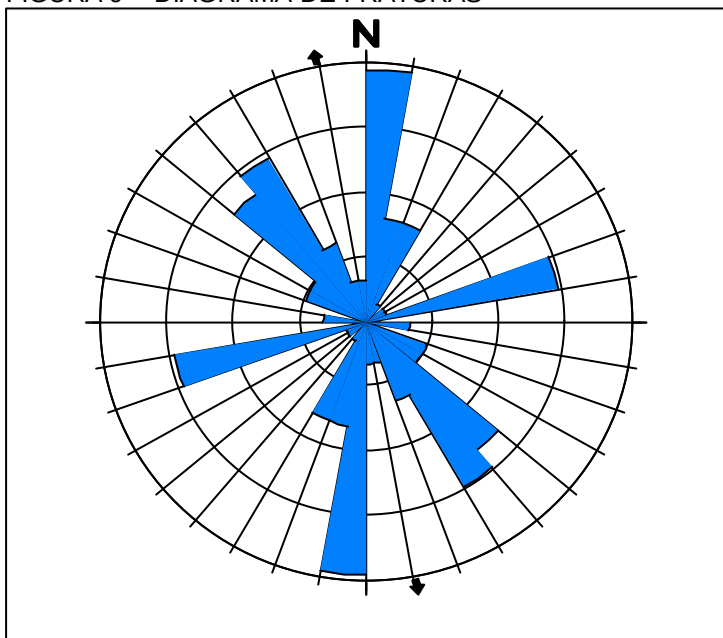
NOTA: número de medidas: 237, baseadas nas orientações dos trechos fluviais da rede de drenagem, identificados no mapa de drenagem com escala 1:50.000

Analisando o diagrama da Figura 9, conclui-se que a direção N30-40W reflete um fraturamento das rochas paralelamente ou subparalelamente aos diques de diabásio de idade mesozóica. Tratam-se de direções de fraturamento das rochas de idade mesozóica, formadas na época de fraturação Weddeniana da Plataforma Brasileira (ALMEIDA, 1967) ou então de reativação de forças de fraquezas mais antigas, ou falhas antitéticas segundo Fiori (1985a; 1985b).

A direção N55-65E reflete lineamentos relacionados à grandes falhas transcorrentes do pré-cambriano paranaense, como a falha da Lancinha e Morro Agudo (FIORI, 1987), geralmente dispostas paralelamente à foliação das rochas com gnaissificação e xistosidade. Tratam-se de direções de fraturas nas rochas de idades mais antigas, desenvolvidas provavelmente durante o ciclo brasileiro.

Contudo, conclui-se que a drenagem (sistema regional dos canais) é fortemente controlada pelas estruturas do substrato geológico.

FIGURA 9 – DIAGRAMA DE FRATURAS

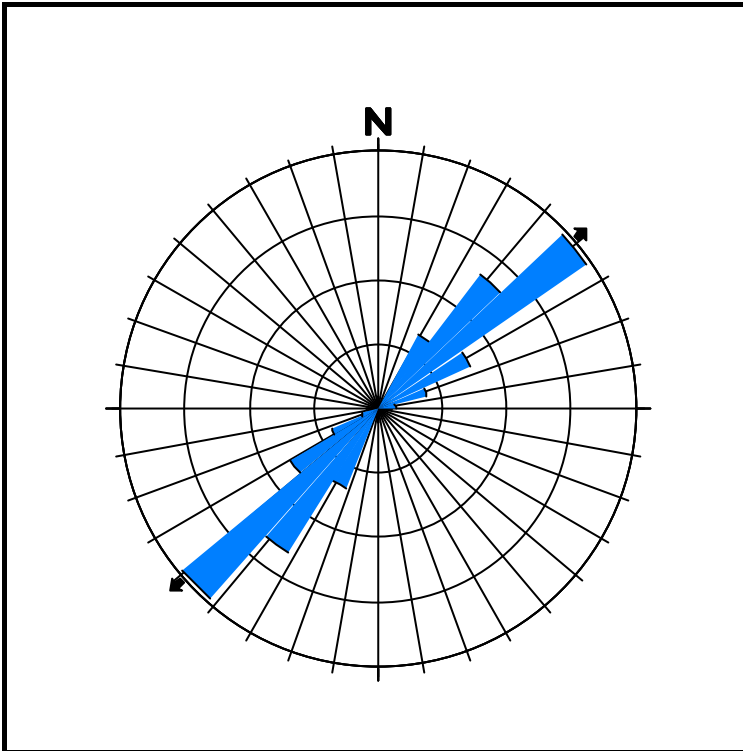


FONTE: a autora

NOTA: número de medidas: 193, baseadas nas orientações das fraturas, identificados nas fotografias aéreas com escala 1:60.000.

As fraturas NS como mostra o diagrama de fraturas Figura 10, parece não influenciar significativamente o padrão de drenagem da área. A comparação da Figura 10 com a Figura 9 mostra que não há uma relação direta entre as estruturas NS e orientação dos canais de drenagem. À mesma conclusão pode-se chegar pela observação do mapa de drenagem onde observa-se relativamente poucos canais direcionados para Norte-Sul. As direções estruturais que mais influenciam o padrão de drenagem são as direções N55-65E e N30-40W, fato também evidenciado pela comparação da Figura 9 com as figuras 10 e 11.

FIGURA 10 – DIAGRAMA DE ALINHAMENTOS

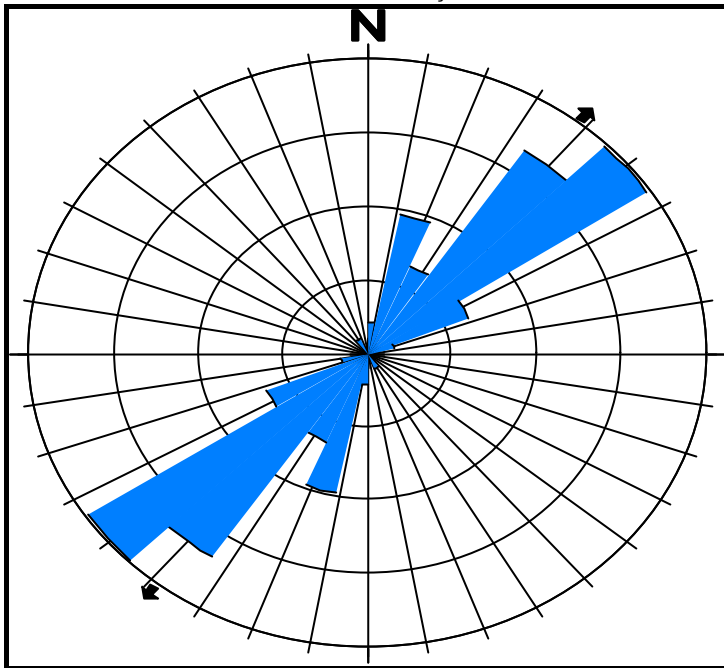


Fonte: a autora

Nota: número de medidas: 74, baseadas nas orientações dos alinhamentos, identificados nas fotografias aéreas com escala 1:60.000.

Analisando o diagrama de alinhamentos, conforme pode ser verificado na Figura 10 possuem uma direção N55-65E. Já no diagrama de foliação verifica-se que as mesmas estão com direção N45-55E, ou seja, estão com as mesmas direções dos canais fato este que comprova que existe uma grande relação entre a drenagem e a estrutura geológica, pois os canais fluviais implantam-se em zonas de fraqueza, de modo que em sua maioria, apresenta algum grau de controle por alguma estrutura geológica, como: fraquezas, juntas, falhas, discordâncias, interface litológica, foliação, lineamentos entre outros.

FIGURA 11 – DIAGRAMA DE FOLIAÇÃO



FONTE: a autora

NOTA: número de medidas: 152, baseadas nos traços de foliações identificados nas fotografias aéreas com escala 1:60.000.

V.7. Análise dos perfis inter-relacionados com o relevo e a Geologia

A drenagem está intimamente relacionada à erosão e inúmeras circunstâncias de ordem natural estão presentes, como por exemplo a variação pluviométrica, as influências da composição físico-química das rochas, bem como a sua estrutura geológica. Estes últimos atuam como fator de resistência aos processos morfogenéticos (CÉSAR, 1982).

O perfil longitudinal de um rio reflete o ajuste do rio a diferentes fatores, com distintas flutuações (volume e carga da corrente, tamanho e peso dos sedimentos transportados, declividade, geologia da calha e regime das chuvas, entre outros). As ações erosivas e deposicionais para a montante alteram a declividade e a forma do canal eliminando as irregularidades da calha, tendendo a desenvolver um perfil longitudinal ideal, côncavo para o céu. No entanto, a visão teórica existente sobre o perfil longitudinal, nem sempre se desenvolve na prática, pois é afetado pela presença de controles lito-estruturais, que originam importantes níveis de base regionais e locais.

O equilíbrio longitudinal pode alterar-se, como resultado de atividade humana,

como também pela substituição da vegetação natural ciliar por terras cultivadas.

Quando os declives são acentuados, como nas áreas montanhosas que é o caso da bacia do Tagaçaba, a remoção do solo é intensa, embora a vegetação participe do processo de proteção contra a erosão e funciona como camada interceptora frente a ação mecânica da chuva, obstáculo ao escoamento pluvial e aos ventos.

A mudança de declividade em direção da jusante está de certa forma ligada ao tamanho dos sedimentos nele contido, ou seja, o perfil longitudinal será mais côncavo, quanto mais rápido diminuir o tamanho do material do leito do rio (CHRISTOFOLETTI, 1981).

A granulometria dos sedimentos vai diminuindo em direção de jusante, e com a diminuição da velocidade e declividade e aumentada sua carga dendrítica, isto, é, a sua habilidade em trabalhar tornar-se-á menor.

O predomínio dos processos de deposição de erosão encontra-se presente nos setores dos perfis onde a declividade é mais acentuada, ou seja, acima de 20%, que caracteriza as áreas montanhosas. Já que nos setores dos perfis situados próximo a foz do rio, onde a declividade é menor 3%, ocorre o predomínio da deposição (agradiação).

Conforme indica Wohl (2000) os gradientes de canais de rios de montanhas apresentam índices entre 1,5% e 6,8%. Segundo Christofolletti (1981), os rios que correm em rochas resistentes à meteorização, como é o caso da bacia do Tagaçaba, possuirão gradientes mais íngremes que os rios escoando em rochas frágeis, denotando o elevado gradiente na bacia do rio Tagaçaba com 3,31%.

A análise do mapa de transetos (Mapa 7 – dos perfis topográficos longitudinais e transversais da bacia do rio Tagaçaba) tem a finalidade de complementar a foto-análise na investigação e explicação dos padrões de alinhamentos e interrelacionar os mesmos com o relevo e a geologia da área para melhor compreender a participação do controle estrutural e litológico na organização da rede de drenagem.

Nas análises realizadas anteriormente verificou-se que as orientações dos canais de drenagem da bacia do rio Tagaçaba são consideravelmente influenciadas pelas linhas de fraturas, de foliação e dos grandes alinhamentos. Os alinhamentos maiores de drenagem Nordeste apresentam um controle estrutural relacionado a falhamentos ou contatos entre unidades litológicas distintas direcionados para Nordeste.

Silva *et alii* (1993) ao estudarem cerca de 48 *knickpoints*, todos com uma litologia formadas por rochas metamórficas de alto grau, com foliações, bandamentos, falhas e juntas concluiu através dos resultados que alguns tipos litológicos como é são os granitóides, por possuírem maior resistência ao intemperismo e também à erosão, apresentam maior frequência de *knickpoints*, mas, foliações e fraturas exercem controle substancial no desenvolvimento dessas rupturas de declive.

Miller (1991) ao efetuar estudos sobre o controle geológico no desenvolvimento *knickpoints* concluiu que as rupturas estão fortemente relacionadas à frequência de fraturas que intersectam os canais e à altitude dos estratos em relação à direção de fluxo fluvial.

Observando o perfil longitudinal Figura 12 se comparado com o Perfil transversal 2 existe uma ruptura de declive que pode estar controlada pela estrutura quando da passagem do granito para o migmatito, contudo a mudança não é muito acentuada.

Na altitude de 670 metros ocorre uma ruptura de declive entre os compartimentos 5 e 6, controlada por uma fratura maior, de direção Noroeste, conforme pode ser observado no Mapa 1. Essa ruptura favorece a erosão regressiva do rio formando trechos encachoeirados. Entre o quarto e o quinto perfil existe uma ruptura de declive que está no início do quarto perfil, relacionado a um fraturamento. Isso favorece a formação de rios encachoeirados.

Perfil transversal 1 – situado no alto curso do rio Tagaçaba, próximo à sua nascente, no compartimento 5 (conforme o Mapa 6), sendo que o substrato geológico do perfil descrito é uma intrusão granítica. Existe uma superfície de erosão e um vale em calha que, segundo Christofolletti (1981), esse tipo de vale desenvolve-se quando o

entalhamento diminui, quando ocorre um alargamento cada vez maior do fundo do vale, através da expansão da planície de inundação, cujos limites com as vertentes são sempre nítidos por meio de linhas indicadoras das rupturas de declive, conforme fig 14.

Perfil transversal 2 – situado no alto curso do rio Tagaçaba, com a presença de migmatitos homogêneos, localizado no compartimento 5 entre as cotas 809,5 metros e 493,3 metros com um vale em calha, simetria dos canais, com o predomínio de vegetação nativa por ser uma área de preservação ambiental. Conforme pode ser verificado no Perfil transversal 2 existe uma concentração de rupturas de declive nos perfis dois e três (Figura 15).

Perfil transversal 3 – situado no alto curso do rio Tagaçaba, localizado no compartimento 5, próximo ao perfil n. 2, ocorre uma ruptura do perfil devido a influência do alinhamento n. 5 com um substrato geológico predominante de migmatitos homogêneos, com fraturas de direção Norte e Nordeste (Figura 16).

Perfil transversal 4 – possui vale assimétrico, apresenta uma ruptura na margem esquerda, mas não muito visível, cuja litologia é o migmatito homogêneo. Esta ruptura está relacionada a fraturas com direção geral Norte, localizado no compartimento 4 (Figura 17).

Perfil transversal 5 – foi traçado onde ocorre a planície de inundação e terraços. A margem esquerda direita do vale ocorre uma fratura que pode estar favorecendo uma erosão desta margem em relação a direita, sendo que a foliação auxilia para que o processo evolua (Figura 18).

Perfil transversal 6 – encontra-se na mesma situação que o anterior. Aqui o perfil relaciona-se a um grande número de foliações, de direção Nordeste e fraturas de direção Norte (Figura 19).

A partir do perfil número seis inicia-se um meandramento do rio, por estar perdendo a velocidade de transportar os sedimentos, ocorrendo desta forma um meandramento. O padrão meandrante é característico de rios com gradientes moderadamente baixos. Nestes rios as cargas em suspensão e de fundo encontram-se em quantidade mais ou menos equivalentes, atingindo praticamente o nível de base geral, de modo que as rupturas de declive tendem a não ocorrer, ou a serem mascaradas pela cobertura aluvionar.

Perfis transversais n. 7 e 8 – situados no baixo curso do rio Tagaçaba, cortando os alinhamentos 2 e 3, onde há predomínio de depósitos de taludes e aluviões, com uma grande concentração de foliações e fraturas de direção Nordeste e Norte, que também não evidenciam controle estrutural. A declividade é baixa, e neste estágio ocorre somente a deposição de materiais devido a velocidade ser menor. A granulometria dos sedimentos vai diminuindo em direção de jusante, e com a diminuição da velocidade e declividade e aumentada sua carga dendrítica, isto, é, a sua habilidade em trabalhar tornar-se-á menor (figuras 20 e 21; Mapa 7).

Figura 12 - Perfil longitudinal

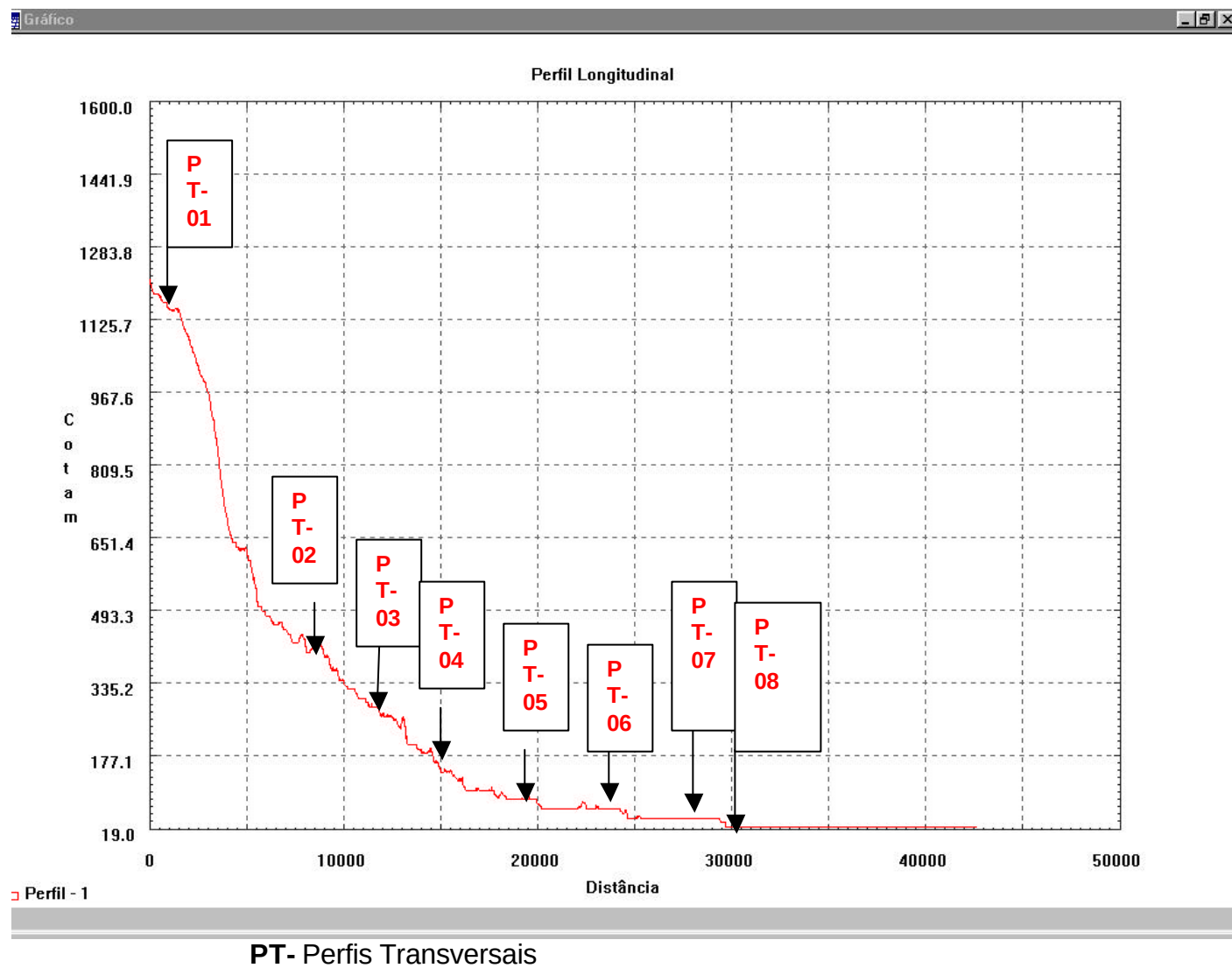


Figura 13- Perfil Transversal 01

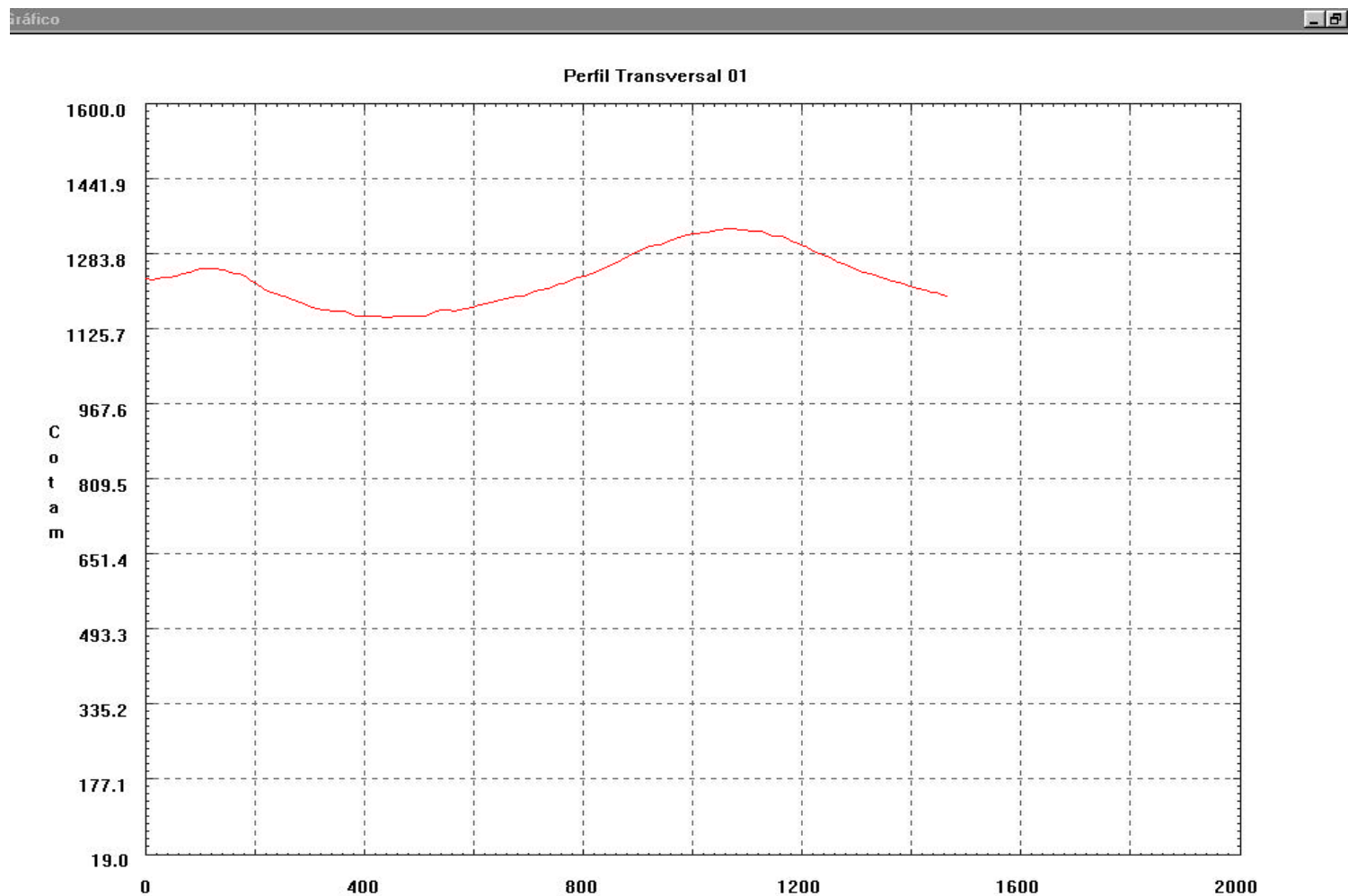


Figura 14 – Perfil Transversal 02

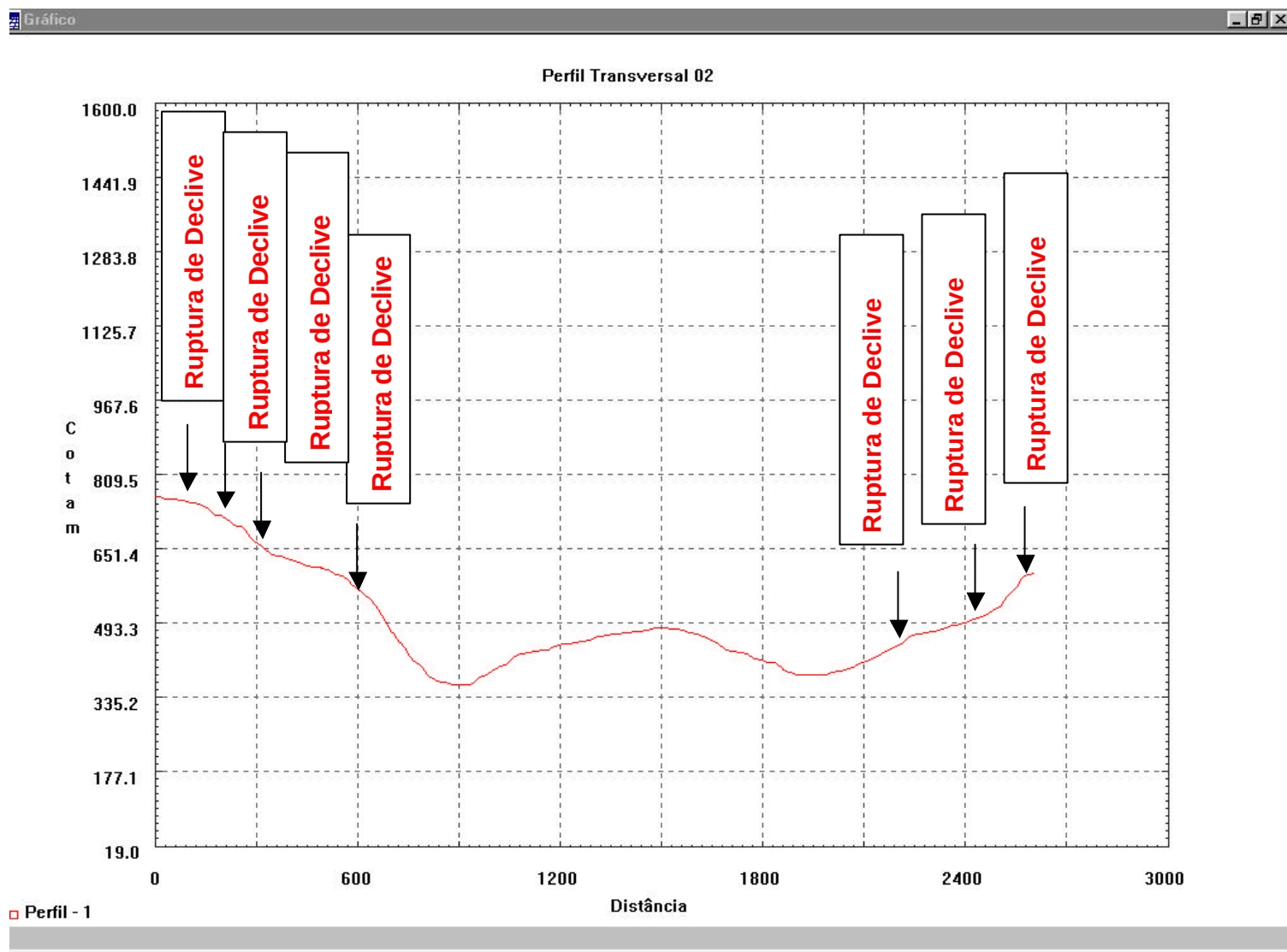


Figura 15 - Perfil Transversal 3

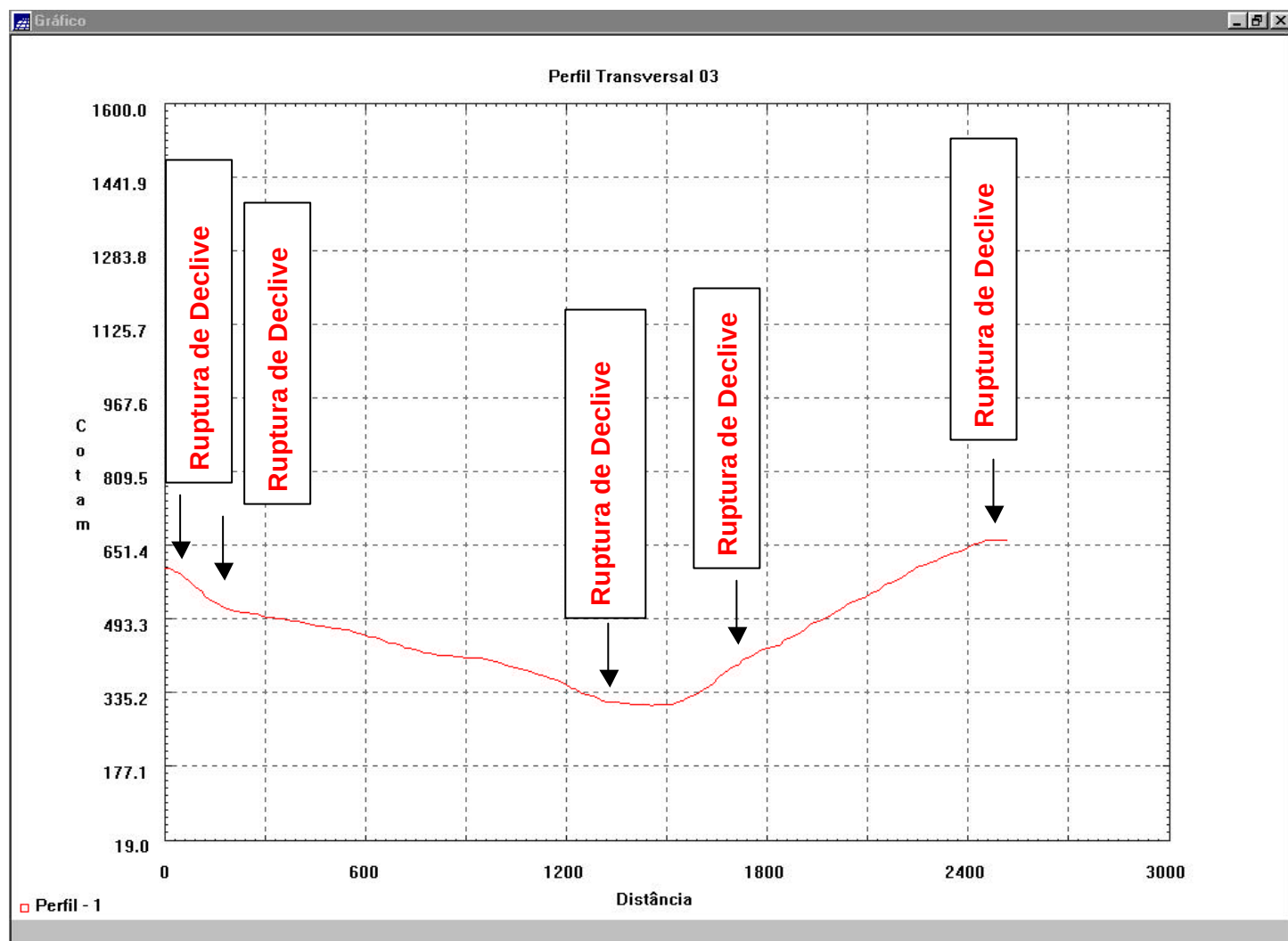


Figura 16 – Perfil Transversal 04

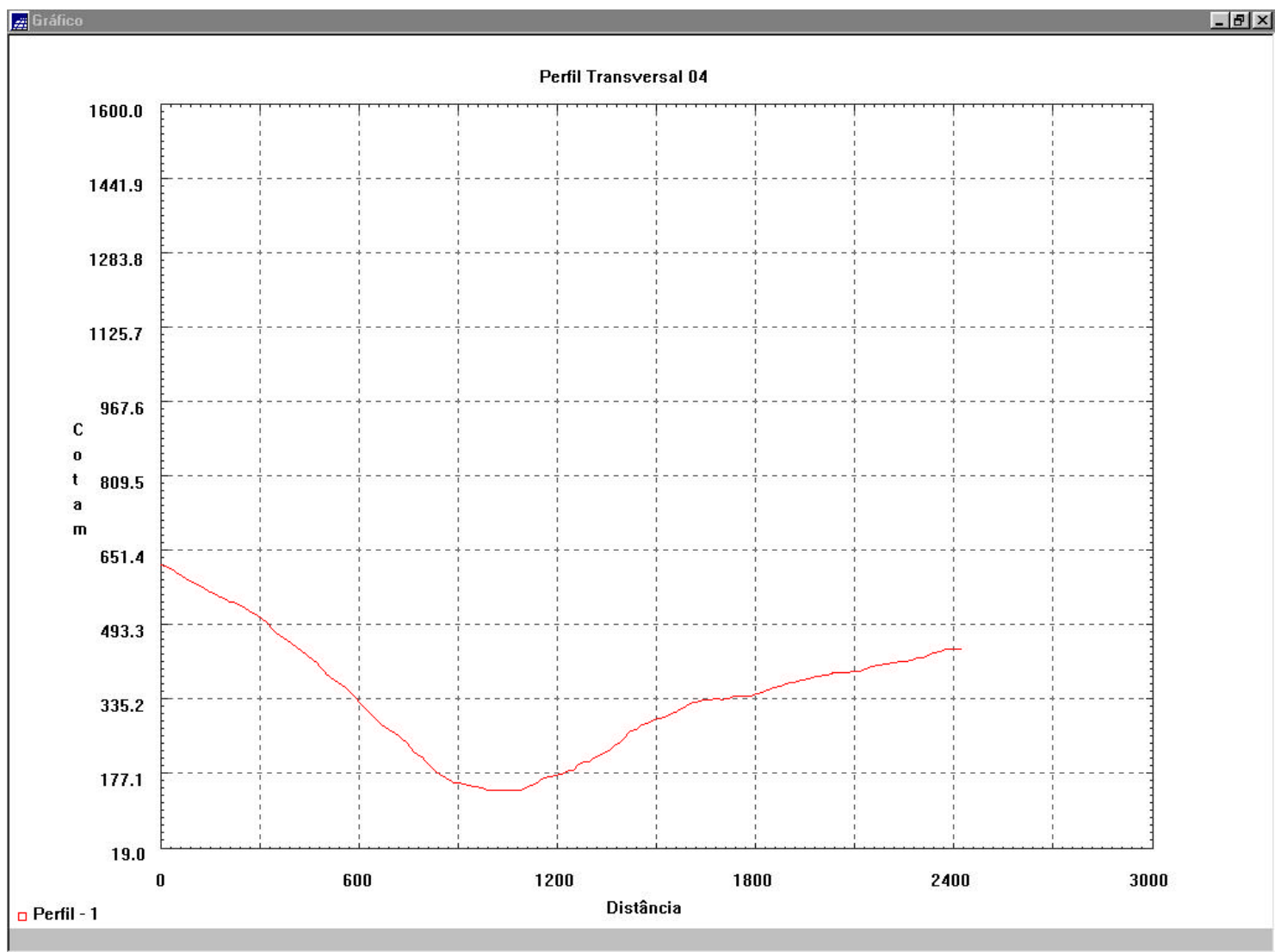


Figura 17 - Perfil Transversal 05

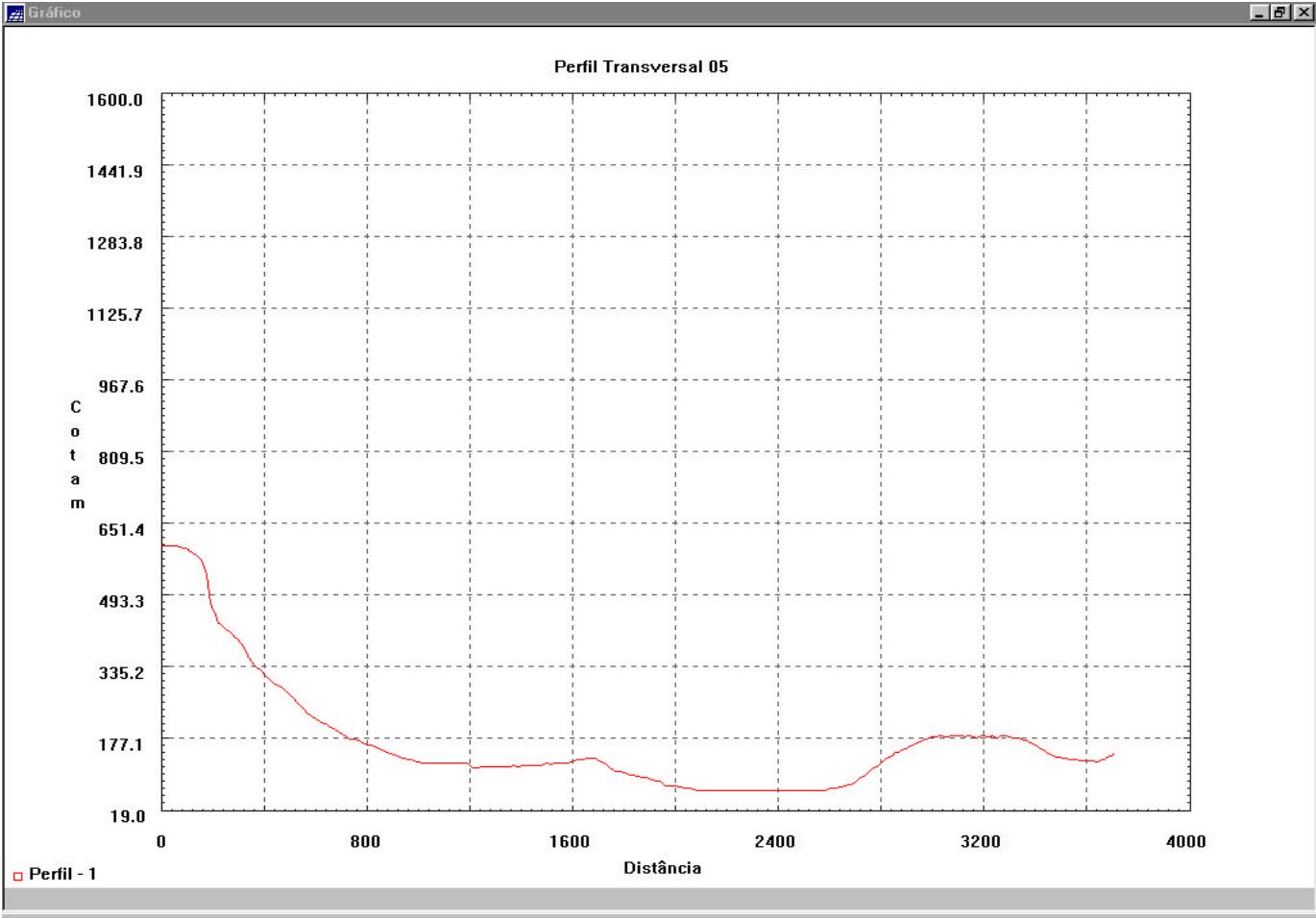


Figura 18- Perfil Transversal 06

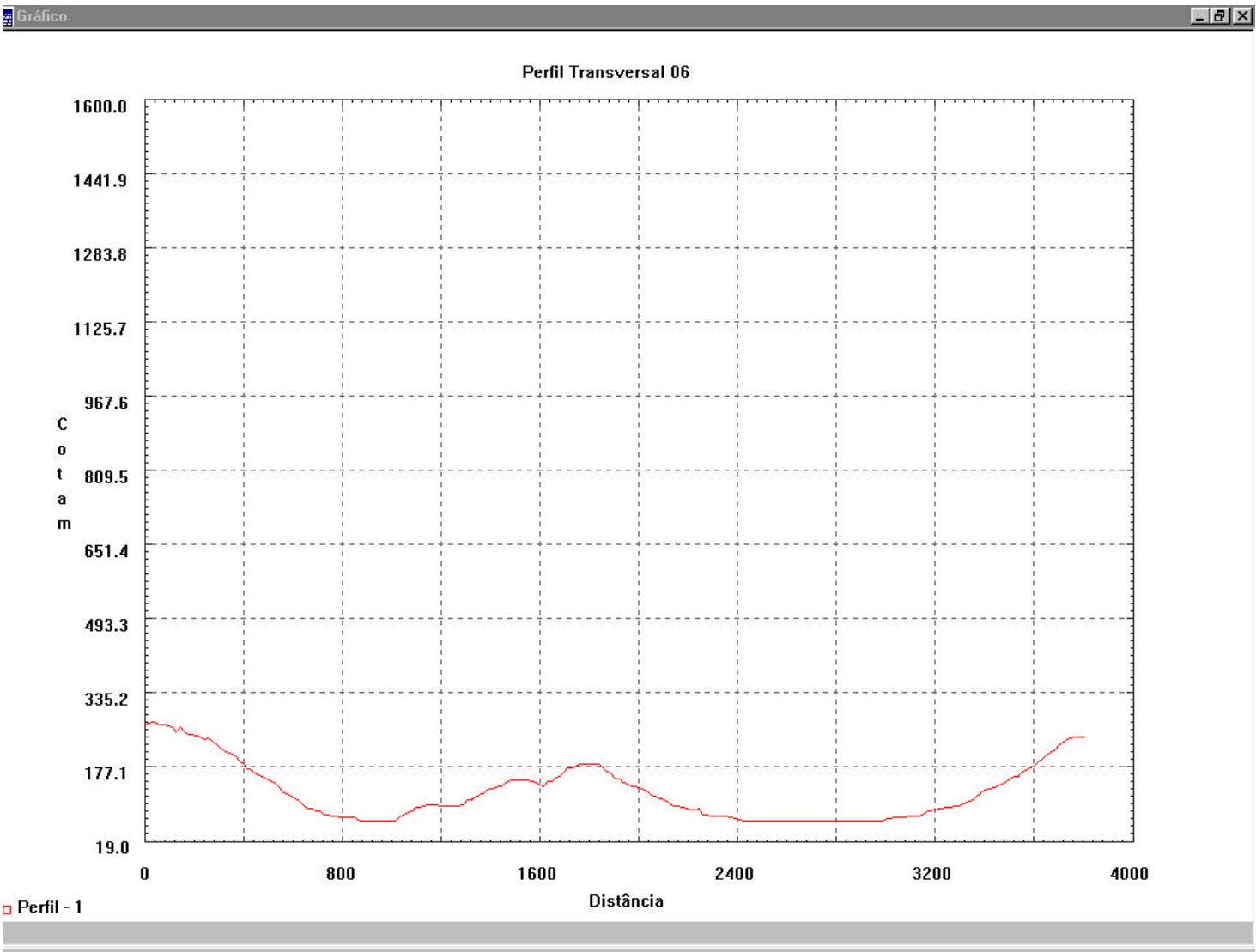


Figura 19 – Perfil Transversal 07

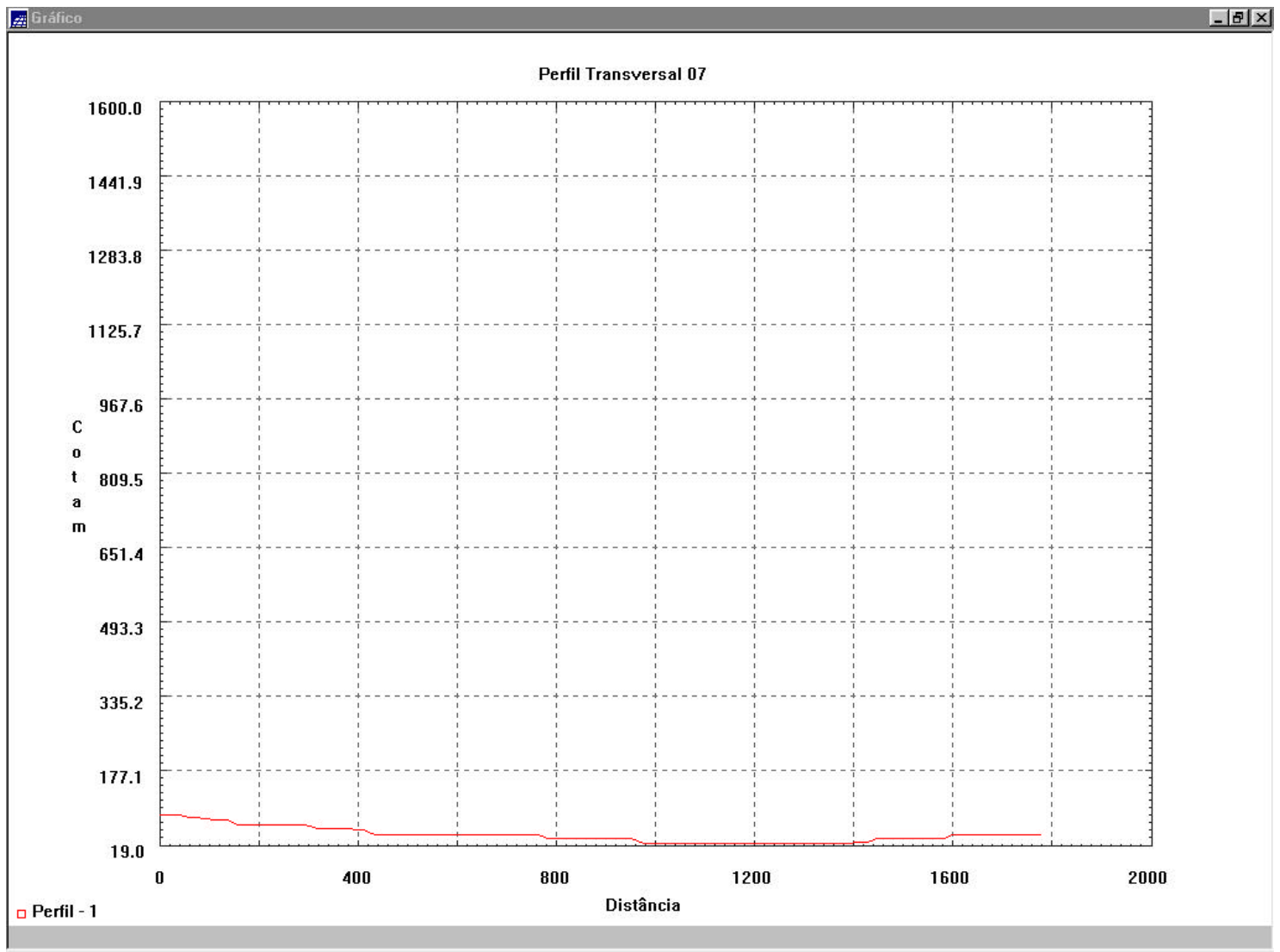
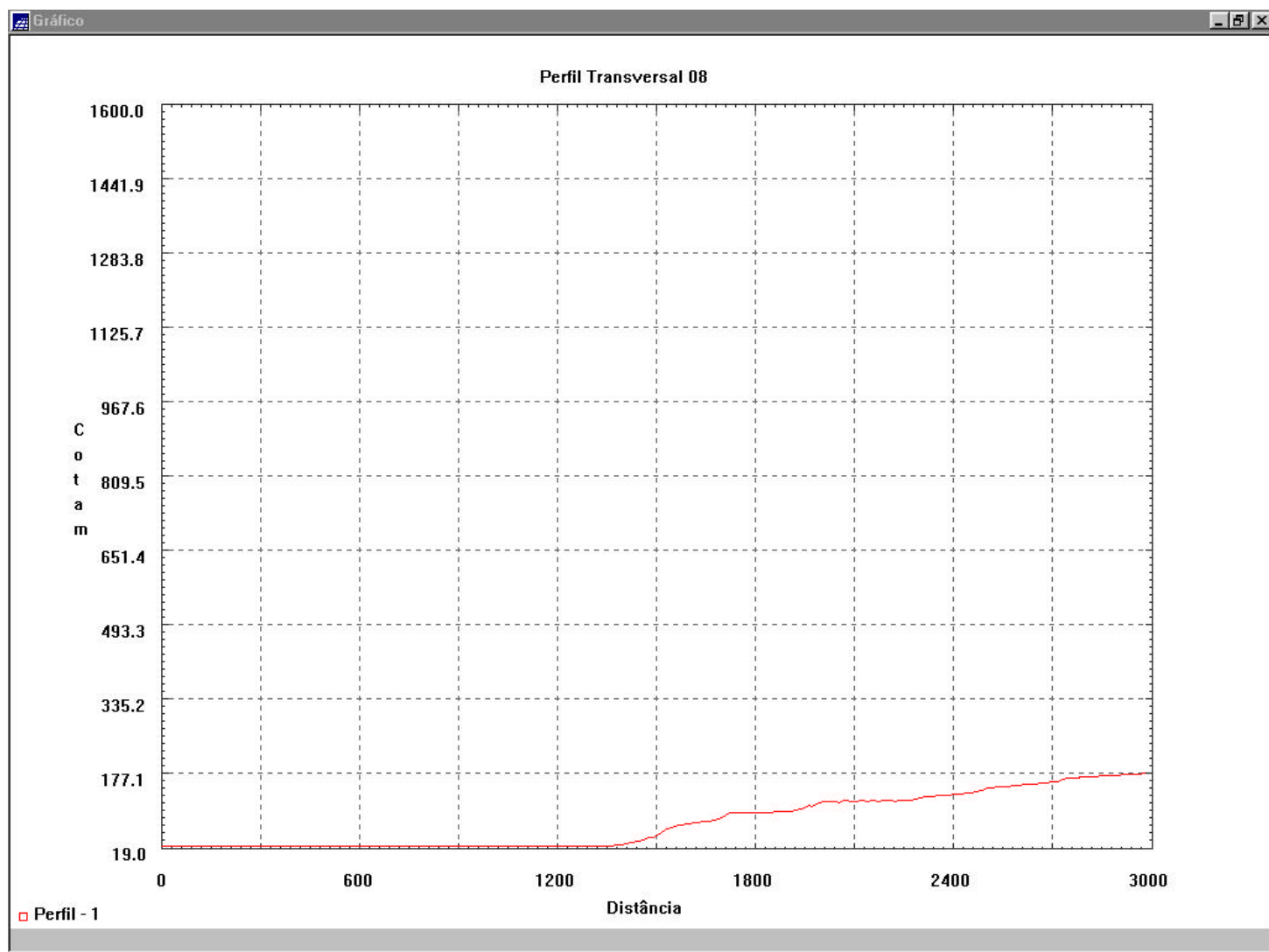


Figura 20 – Perfil Transversal 08



VI – CONCLUSÃO

O objetivo deste estudo foi identificar a existência e a natureza do controle lito-estrutural na organização espacial da bacia hidrográfica do rio Tagaçaba, uma bacia de região montanhosa. Como é conhecido que as propriedades lito-estruturais do substrato geológico exercem controle sobre a organização espacial da rede de drenagem, procurou-se avaliar a natureza e intensidade desse controle na organização da rede hidrográfica de uma bacia esculpida em uma área serrana.

A metodologia adotada foi baseada na teoria geomorfológica do equilíbrio dinâmico de Howard (*apud* CHRISTOFOLETTI, 1973). Para as análises de cunho estrutural adotou-se a metodologia de Soares e Fiori (1976), que propõe o encadeamento de uma lógica de análise, seguida de uma lógica de interpretação. Ou seja, a análise utiliza uma sistemática de definição dos elementos de relevo e drenagem tendo em vista a forma e o caráter homólogo ou não dos mesmos.

Ambas as metodologias conduziram a consecução dos objetivos propostos, tendo os mesmos sido alcançados uma vez que, por diferentes técnicas de análise, chegou-se a comprovar que a rede drenagem da bacia do rio Tagaçaba, está fortemente controlada pelas estruturas geológicas, representadas pelas fraturas e alinhamentos, bem como pela natureza da litologia.

Em relação às leis hortonianas ficou evidente ocorrência do controle do substrato geológico, notadamente pela lei dos comprimentos de canais a partir da 4ª ordem, em que se verificou um significativo distúrbio em relação aos valores esperados.

A densidade média de drenagem encontrada para a área de estudo foi de 1,8km/km², ou seja a mesma se comparada a estudos efetuados em bacias hidrográficas na baía de Paranaguá está acima da média das bacias atlânticas paranaenses. Um dos fatores que corroboram para que a densidade de drenagem seja elevada é devido a média das precipitações registradas em Guaraqueçaba está acima do valor médio anual em nível de Brasil. As nascentes estão encaixadas em vales em forma de “V”, o que conclui-se que geralmente são rios que possuem grande força erosiva, e que sempre são esculpidos em material homogêneo. Já as vertentes são simétricas, sendo o tipo mais comum. No conjunto da bacia aparecem

vales assimétricos o que denota que o rio está em fase de adaptação ao controle lito-estrutural. Estudo efetuado na bacia através de índices de densidade de drenagem por compartimento lito-estrutural, da bacia do rio Tagaçaba conforme Melton (1958) levantou-se o número de confluências existentes em cada compartimento, e os resultados indicaram que efetivamente há diferenças entre os compartimentos e que estes podem ser atribuídos ao controle lito-estrutural

A influência da estrutura geológica na configuração da rede hidrográfica na bacia do rio Tagaçaba é refletida pela forte assimetria dos tributários. As estruturas que ocorrem na bacia do rio Tagaçaba se manifestam como um sistema de fraturamento das rochas de direção N-55-65E relacionadas a intrusão de diques de diabásio, da idade mesozóica, ou seja a relação entre os alinhamentos e a configuração da rede hidrográfica está embasada na literatura e é semelhante ao que foi constatado por Salamuni (1998) para a bacia sedimentar de Curitiba que encontra-se limitada por duas grandes estruturas rúpteis e regionais. A primeira com um falhamento a N, com direção NE-SW e a segunda a Leste, com direção N-S, estando em contato com os maciços graníticos da Serra do Mar. Fato que na área de estudo verifica-se nos alinhamentos de direção NE, relacionado a drenagem controlada pelos grandes alinhamentos estruturais, como o exemplo do alinhamento 1 – onde existe uma grande falha.

Algumas anomalias foram observadas na bacia estudada onde a foliação das rochas possuem direção N30-40W e parece controlar tanto os canais de 1ª e 2ª ordens como alguns afluentes da margem direita. Ou seja os canais de ordens inferiores estariam relacionados com a movimentação neotectônica, enquanto os de ordem superior são atribuídos a estruturas regionais mais antigas.

Os perfis longitudinais e transversais da bacia estudada são afetados de diversas formas pelos fraturamentos do substrato. As rupturas de declive estão presentes em praticamente todos os perfis analisados, embora algumas de forma menos significativas, vindo a confirmar que a natureza do controle é realizada pelo substrato geológico

A partir do referido trabalho pode-se asseverar que os resultados obtidos na pesquisa serviram para um conhecimento sobre a organização espacial da rede de drenagem da Bacia do rio Tagaçaba no município de Guaraqueçaba, principalmente

no que diz respeito a influência da geologia sobre os processos e morfologia das vertentes numa bacia hidrográfica. Finalmente fica a certeza que muito poderá ser feito e pesquisado sobre a complexidade da relação do comportamento morfométrico da bacia do rio Tagaçaba com a litologia da área, podendo ser aplicada em outras áreas de regiões montanhosas. O conhecimento desta base de informações contribui na tarefa de melhor planejar o uso racional dos recursos naturais e a ocupação do solo, além de ampliar o conhecimento sobre a análise da drenagem, como elemento indicador de propriedades do substrato geológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDALLA**, 1973. A evolução da drenagem conforme a Teoria Davisiana. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 13, n. 26, p. 69-77, dez.
- ABRAHAMS**, A. D. & **FLINT**, J. J. 1983. Geological Controls on the Topological Properties of Some Trellis Channel Networks. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 80-91, Jan.
- AGHASSY**, J. 1970. Jointing, Drainage and Slopes In a West African Epeirogenic Savanna Landscape. *Annals of the Association of American Geographers*, v. 60, n. 2, p. 286-98, June.
- ALMEIDA**, F. F. M. 1956. O planalto basáltico da bacia do Paraná. *Boletim Paulista de Geografia*, São Paulo, n. 24 p. 1-24, out.
- ÂNGULO**, R. J. 1992. *Geologia da planície costeira do Estado do Paraná*. São Paulo. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- ARID**, F. M. & **LANDIM**, P. M. B. 1967. Contribuição ao estudo da Geologia da cachoeira do Marimbondo (Rio Grande). *Boletim da Sociedade de Geologia*, v. 16, p. 39-59.
- AVELAR**, A. S. & **COELHO NETTO**, A. L. 1992. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio Vale do Rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 2, p. 222-227, jun.
- BANNISTER**., E. 1980. Joint and Drainage Orientation of SW Pennsylvania. *Z. Geomorph.*, Berlin, v. 24, n. 3, p. 273-286, Sept.
- BATISTA**, A. M. N. & **GALVÃO**, L. S. 1988. O modelo hortoniano aplicado à bacia hidrográfica do Encanto (RN). *Geociências*, v. 7, p. 155-161.
- BAUER**, B. 1980. Drainage Density. An Integrative Measure of the Dynamics and the Quality of Watersheds *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin, v. 24, n. 3, p. 261-272, Sept.
- BEMERGUY**, R. L. & **COSTA**, J. B. S. 1991. Controle tectônico na evolução do sistema de drenagem da Amazônica. In : 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Resumos*. Rio Claro, 1991. Rio Claro : s/n.
- BIGARELLA**, J. J., **SALAMUNI**, R. & **PINTO**, V. M. 1967. Geologia do pré-devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná.

Boletim Paranaense de Geociências, Curitiba, n. 23 a 25.

BJORNBERG, A. J. S. & GANDOLF. 1973. Rupturas de declive. *Notícias Geomorfológicas*, Campinas, v. 13, n. 25, p. 81-87, jun.

CAMPANHA, A. C. G. 1991. *Tectônica proterozóica no alto e médio vale do Ribeira (estados de São Paulo e Paraná)*. São Paulo. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CANALI, N. E. 1986. *Análise morfométrica da bacia do rio Açungui*. Curitiba. Tese (Livre-Docência). Universidade Federal do Paraná.

_____. 1990. *Análise topológica das redes de drenagem da porção Leste do território paranaense*. Rio Claro. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

CANALI, N. E. & OKA-FIORI, C. 1987. *Análise morfométrica da rede de drenagem da área do Parque Marumbi – Serra do Mar (PR)*. In : III Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. *Anais*, v. 1. Curitiba, 1987. Curitiba : s/n.

CANALI, N. E., OKA-FIORI, C. & GUEDES, J. A. 1998. *Propriedades físicas das bacias hidrográficas das baías de Antonina e Paranaguá (PR)*. In : I Fórum Geo-bio-hidrologia. *Anais*. Curitiba, out.1998. Curitiba : s/n.

CELINA, W. & RODRIGUES, S. A. & MIRANDA, M. 1996. *Zoneamento econômico-ecológico da APA de Guaraqueçaba*. Diagnóstico do clima, caracterização sócio-econômica da agricultura e dos sistemas agrícolas. Curitiba : s/n. Relatório técnico final.

CÉSAR, A. L. 1982. Avaliação das influências litológicas e topográficas na classificação de bacias hidrográficas. *Revista Geográfica*, São Paulo, n. 1, p. 77-88.

CHRISTOFOLETTI, A. 1973. As teorias geomorfológicas. *Notícias Geomorfológicas*, Campinas, v. 13, n. 25, p. 3-42, jun.

_____. 1974. *Geomorfologia*. São Paulo : Edgar Blücher.

_____. 1978. Densidade de rios e de segmentos. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 18, n. 35, p. 124-128, jun.

_____. 1980. *Geomorfologia*. 2ª ed. São Paulo : Edgard Blücher.

_____. 1981. *Geomorfologia fluvial*. vol.I. 1ª ed. São Paulo : Edgard Blücher.

_____. 1983. A significância da densidade de drenagem para a análise geomorfológica. *Boletim Geográfico Teor*, v. 13, n. 26, p. 27-53.

- _____. 1986-1987. Análise topográfica de bacias de drenagem. *Geociências*, Rio Claro, n. 5-6, p. 1-29.
- CHRISTOFOLETTI, A. & ARANA, J.** 1976. Estruturação de redes de hidrográficas localizadas na região Norte-Occidental do Estado de São Paulo. *Boletim Paulista de Geografia*, n. 52, p. 5-28, out.
- CHRISTOFOLETTI, A. & OKA-FIORI, C.** 1980. O uso da densidade de rios como elemento para caracterizar as formações superficiais. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 20, n. 39-40, p. 73-85, dez.
- COELHO NETTO, A. L.** 1995. Hidrologia de encosta na interface com a Geomorfologia. In : GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (orgs.). *Geomorfologia : uma atualização de bases e conceitos*. 2^a ed. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil.
- CUNHA, F. M. B.** 1982. Controle tectônico-estrutural na hidrografia na região do alto Amazonas. In : XXXV Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*, v. 5. Belém. Belém : Sociedade Brasileira de Geologia.
- DEROIN, J. P. & DEFFONTAINES, B.** 1995. Morphostructural Analysis for Linking Stream Flow, Lithology and Structure : Comparison with Remote Sensing Data on the Cévennes (French Massif Central). *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin, v. 39, n. 1, p. 97-116, Mar.
- DOORKAMP, J. C. & KING, C. A. M.** 1971. Numerical Analysis In Geomorphology. An Introduction. London : E. Arnold.
- FIORI, A. P.** 1985a. Avaliação preliminar do deslocamento dúctil das falhas da Lancinha e de Morro Agudo no Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, n. 36.
- _____. 1985b. A falha da Lancinha no pré-cambriano paranaense : reflexo de uma falha profunda? *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, n. 36.
- _____. 1990. *Tectônica e estratigrafia do grupo Açungui e Norte de Curitiba*. São Paulo. Tese (Livre-Docência). Universidade de São Paulo.
- _____. 1995a. Fatores que influenciam na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, n. 43, p. 7-24.
- _____. 1995b. Estudo de estabilidade de vertentes da área de Guaraqueçaba, Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, n. 43, p. 25-40.

- _____. 1995c. Considerações sobre os sedimentos de fundo das baías de Laranjeiras e de Guaraqueçaba – Complexo estuariano da Baía de Paranaguá (Paraná, Brasil). *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, n. 43, p. 41-60.
- _____. 1997. *Introdução à análise de deformação*. Curitiba : UFPR.
- FLINT**, J. J. 1980. Tributary Arrangements *In* Fluvial Systems. *American Journal of Science*, Ontario, v. 280, p. 26-45, Jan.
- FREITAS**, R. O. 1952. Textura da drenagem e sua aplicação geomorfológica. *Boletim Paulista de Geografia*, n. 11, p. 53-57, jul.
- GALVÃO**, L. S., **BATISTA**, A. M. N. & **MELO**, G. J. 1988. Hipsométrica aplicada na identificação de áreas produtoras de sedimentos em bacias de drenagem. *Geociências*, São Paulo, n. 7, p. 163-171.
- GANDOLFI**, N. Bacia de Mogi-Guaçu : morfometria da drenagem, sedimentologia e investigações físico-químicas. Tese de doutoramento apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos, 1968.
- GUERRA**, A. J. T. & **CUNHA**, S. B. (orgs.). 1995. *Geomorfologia : uma atualização de bases e conceitos*. 2^a ed. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil.
- GUERRA**, A. T. & **GUERRA**, A. J. T. 1997. *Novo dicionário geológico-geomorfológico*. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil.
- GUERRA**, A. T. 1994. *Coletânea de textos geográficos*. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil.
- HACK**, J. T. 1973. Stream Profile Analysis and Stream Gradient Index. *Journal of Research of US Geology Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-29, July-Aug.
- HASUI**, Y., **PONÇANO**, W. L., **STEIN**, D. P. & **MELO**, M. S. 1978. Investigação estrutural na região de Primeiro de Maio, SP e PR. *In* : 2º Congresso Brasileiro de Geologia e Engenharia. *Anais*. São Paulo, 1978. São Paulo : Associação Brasileira de Geologia.
- HESS**, F. J., **MELLO**, C. L., **LIMA**, C. C. & **MOURA**, J. R. S. 1993. Relações entre lineamentos, fraturas e aspectos geomorfológicos quaternários na região do médio vale do rio Paraíba do Sul (SP-RJ). *In* : 3º Simpósio de Geologia do Sudoeste. *Atas*, Rio de Janeiro, 1993. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geologia.
- HIDALGO**, P. 1990. *Programa de plano de manejo de bacias hidrográficas*. Apostila n. 16. Londrina : Superintendência dos Recursos Hídricos e Meio Ambiente.

- HORTON**, R. E. 1945. Erosional Development of Streams and Drainage Hidrophiscal Aproach to Quantatyve Morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 56, n. 3, p. 275-370.
- HOWARD**, R. E. 1945. Erosional Development of Streams and Treir Drainage Basin : Hidrographical Approach to Quantitative Morphology. *Geological Society of American Bulletin*, Colorado, v. 56, n.3, p. 275-370.
- HOWARD**, A. D. 1965. Geomorphological Systems : Equilibrium and Dynamics. *American Journal of Science*, v. 263, n. 4, p. 302-312.
- IBGE**. 1987. *Baía de Antonina*. Rio de Janeiro : Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2 mapas : coloridos. Escala 1 : 50.000.
- _____.1992. *Serra da Virgem Maria*. Rio de Janeiro : Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2 mapas : coloridos. Escala 1 : 50.000.
- IJJÁSZ-VASQUEZ**, E. L. J., **BRÁS**, R. L., **RODRIGUES-ITURBE**, I., **RIGON**, R. & **RINALDO**, A. 1993. Are River Basins Optimal Channel Networks? *Advances In Water Resources*, n. 16, p. 69-79.
- IPARDES-IBAMA**. 2001. APA de Guaraqueçaba. Zoneamento da APA de Guaraqueçaba. Curitiba : Instituto Paranaense de Desenvolvimento Econômico e Social-Instituto Brasileiro do Meio Ambiente.
- JARVIS**, R. S. 1976. Stream Orientation Structures *In Drainage Networks*. *Journal of Geology*, Chicago, v. 84, p. 563-82.
- LAPORTE**, L. F. 1969. *Ambientes antigos de sedimentação*. São Paulo : Edgar Blucher.
- LEINZ**, V. B., **SADOWISKI**, A. G. & **ISSOTA**, C. A. L. 1966. Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da bacia do Paraná. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 15, n. 4, p. 79-91.
- LIMA**, A. G. 1999. *Avaliação do controle geológico estrutural no comportamento da rede de drenagem do Rio das Pedras (Guarapuava, Paraná)*. Rio Claro. Dissertação (Mestrado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual de São Paulo.
- LIMA**, R. E. & **COLLA**, T. G. G. 1993. Estudo de risco geológico no moro do costão, Município de Guaraqueçaba-PR. *In : V Simpósio Sul-brasileiro de Geologia. Anais*. Curitiba, 6-10.dez. Curitiba : Departamento de Geologia-UFPR.

- LIMA, M. I. C.** 2002. *Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico*. Belém : s/n.
- LOCZY, L. & LADEIRA, A. E.** 1980. *Geologia estrutural e introdução à geotectônica*. São Paulo : Edgar Blucher.
- MAACK, R.** 1947. Breves notícias sobre a geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, v. 2, p. 65-154.
- _____. 1968. *Geografia física do Paraná*. Curitiba : Banco de Desenvolvimento do Paraná/UFPR.
- _____. 1995. Geografia física do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, n. 43, p. 25-39.
- MACHADO, L. M. C. P.** 1983. A estrutura das redes hidrográficas e o modelo hortoniano : uma revisão. *Revista Geográfica*, São Paulo, n. 2, p. 91-110.
- MANTOVANELLI, A.** 1999. *Caracterização da dinâmica hídrica e do material particulado em suspensão na baía de Paranaguá e em sua bacia de drenagem*. Curitiba. Dissertação (Mestrado em geologia ambiental). Universidade Federal do Paraná.
- MCKEOWN, F. A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B. L. & MCGRATH, M. B.** 1988. Analysis of Stream-Profile Data and Inferred Tectonic Activity, Eastern Ozark Mountains Region US. *Geology Survey Bulletin*, v. 1807.
- MINEROPAR.** 1993. *Caracterização do meio físico da área urbana de Guaraqueçaba*. Curitiba : Empresa Minerais do Paraná.
- MILLER, J. R.** 1991. The Influence of Bedrock Geology on Knikpoint Development and Channel Bed Degradation along Dncutting Streams *In* South-Central Indiana. *Journal of Geology*, Chicago, v. 99, p. 591-605.
- NUNES, A. J. C.** 1983. Contribuição ao encontro técnico sobre estabilização de taludes. *In* : Encontro técnico sobre estabilização de taludes. *Anais*. São Paulo. São Paulo : s/n
- O'LEARY, D. W, FRIEDMAN, J. D. & POHN, H. A.** 1976. Lineament, Linear, Lineation : Some Proposed New Standards for Old Terms. *Geological. Society of America Bulletin*, Colorado, v. 87, p. 1463-1469, Oct.
- OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O. H.** 1978. *Geologia do Brasil*. 3ª ed. s/l : Superintendência para o Desenvolvimento do Nordeste.

- POHN**, H. A. 1983. The Relationships of Joints and Stream Drainage *In* Flat-Lying Rocks of South-Central New York and Northern Pennsylvania. *Z. Geomorph.N. F.*, Berlin, v. 23, p. 375-384, Sept.
- POPP**, J. H. 1983. *Geologia geral*. 3^a ed. Rio de Janeiro : s/n.
- PRESS**, F. & **SIEVER**, R. 1986. *Earth*. 4th ed. San Francisco : W. H. Freeman.
- Projeto Leste do Paraná*. 1977. Folha de Guaraqueçaba – SG 22-X-D-III. Relatório final. Geologia e anexos. Curitiba : Ministério das Minas e Energia-DNPM-Banco de Desenvolvimento do Estado do Paraná-Instituto de Geologia da Universidade Federal do Paraná.
- RAFAELI**, N. & **SILVIO**, L. 1994. *Análises morfométricas em bacias hidrográficas integradas a um sistema de informações geográficas*. Curitiba : UFPR.
- Revista Paranaense de Desenvolvimento*. 2000. Economia, Estado e sociedade. Curitiba, n. 99, jul.-dez.
- RODRÍGUEZ-ITURBE**, I., **RIGON**, R., **BRAS**, R. L. & **IJJASZ-VASQUEZ**, E. 1992. Energy Dissipation, Runoff Production and the Three-Dimensional Structure of River Basins. *Water Resources Research*, v. 28, n. 4, p. 1095-1103, Apr.
- SALAMUNI**, E. 1998. *Tectônica da bacia sedimentar de Curitiba*. Rio Claro. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- SALAMUNI**, R., **HERTEL**, R. J. G. & **SILVA**, J. L. 1969. *Fundamentos geológicos do Paraná*. Curitiba : Paraná Cultural.
- SANCHEZ**, C. M. 1975. Perfis topográficos : características e técnicas de construção. *Notícia geomorfológica*, Campinas, v. 15, n. 29, p. 67-81, jun.
- SCHEIDEGGER**, A. E. 1980. The Orientation of Valley Trends *In* Ontario. *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin, v. 24, p. 19-30.
- SEEBER**, L. & **GORNITZ**, V. 1982. River Profiles along the Himalayan Arc as Indicators of Active Tectonophysics, v. 92, p. 335-67.
- SEIDL**, M. A., **DIETRICH**, W. E. & **KIRCHNER**, J. M. 1994. Longitudinal Profile Development into Bedrock : An Analysis of Hawaiian Channels. *Journal of Geology*, Chicago, v. 102, p. 457-474.
- SELBY**, M. J. 1982. *Hillslopes Materials and Process*. Oxford : Oxford University Press.

SILVA, L. G. E., DANTAS, M. E. & COELHO NETTO, A. L. 1993. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais (*knickpoints*) e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP-RJ). *In* : 3º Simpósio de Geologia do SudOeste. *Anais*. Rio de Janeiro. Rio de Janeiro : Sociedade Brasileira de Geologia.

SOARES, P. C. & FIORI, A. P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em Geologia. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 16, n. 32, p. 71-104, dez.

SOARES, P. C., BARCELLOS, P. E., CSORDAS, S. M., MATTOS, J. T., BALLIERO, M. G. & MENESES, P. R. 1982. Lineamentos em imagens de Landast e radar e suas implicações no conhecimento tectônico da bacia do Paraná. *In* : II Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. *Anais*, v. 1. Brasília. Brasília : Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

SOARES, P. C., BARRETO, M. L. K & REDAELLI, R. 1982. Aplicação da análise morfoestrutural em semidetalhe com fotos aéreas na Bacia do Paraná. Áreas : Sarutaiá, Umuarama, Cia Norte, Piqueri/Cantu e Rio da Prata. São Paulo : Faeta.

STRAHLER, A. N. 1952. Dynamic Basis of Geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, n. 63, p. 923-938.

SUGGIO, K. 1998. *Dicionário geológico sedimentar*. Rio de Janeiro : Bertrand Brasil.

TRICART, J. 1966. Os tipos de leitos fluviais. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 6, n. 11, p. 41-49, jun.

WOHL, E. 2000. *Mountain Rivers*. Washington, DC : Geophysical Union.