



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS LETRAS E ARTES
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

MICHAEL VINICIUS DE SORDI

**PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS APLICADOS A ANÁLISE TÉCTONO-
ESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO LAÇADOR –
FAXINAL - PARANÁ**

**MARINGÁ - PR
2011**



**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE MARINGÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS LETRAS E ARTES
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**

MICHAEL VINICIUS DE SORDI

**PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS APLICADOS A ANÁLISE TÉCTONO-
ESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIBEIRÃO LAÇADOR –
FAXINAL - PARANÁ**

Monografia apresentada à disciplina de Trabalho de Conclusão de Curso, como requisito básico para a obtenção do título de bacharel em Geografia, sob a orientação do Prof. Dr. Edison Fortes.

**MARINGÁ – PR
2011**

MICHAEL VINICIUS DE SORDI

**PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS APLICADOS A ANÁLISE TÉCTONO-
ESTRUTURAL DA BACIA DO RIBEIRÃO LAÇADOR – FAXINAL - PARANÁ**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Universidade Estadual de Maringá como requisito para obtenção de Bacharel em Geografia, sob orientação do Professor Doutor Edison Fortes.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Edison Fortes – (Orientador)

Ms. Eduardo de Souza Morais

Prof. Dr. Vicente Rocha Silva

Aprovado em 22/11/2011.

No part of the globe can safely be declared terra firma.
Vita-Finzi, C.

AGRADECIMENTOS

A família é a base de tudo, é onde encontramos força e apoio quando estamos sem saídas, sem esperança. Gostaria então, primeiramente de agradecer a minha mãe, Marta Palavicini pelo apoio incondicional em todas as horas, não só durante os quatro anos de graduação mas ao longo desses 21 anos de vida. A meu pai Paulinho Roberto de Sordi (*in memoriam*) que apesar dos poucos anos de convivência muito me ensinou e sempre foi, e será um grande exemplo a ser seguido. Cabe também uma justa homenagem a meus tios Ana e Nelson que muito me ajudaram nessa caminhada e meus primos, quase irmãos Tiago e Roberta que muito me apoiaram e me introduziram a vida acadêmica, meu muitíssimo obrigada.

A realização deste trabalho se deve, em grande parte a participação do meu orientador professor Dr. Edison Fortes que muito me ensinou ao longo desses quase 4 anos de orientação. Com toda certeza seus conhecimentos e sua visão geográfica dos fatos e da paisagem vão sempre influenciar meu modo de enxergar o mundo.

Aproveito o momento para agradecer a meus colegas de graduação e pesquisa que me apoiaram com seus conhecimentos e experiência, Bruno Aurélio Camolezi, Diego Turollo, Edivando Vítor do Couto e Karine Bueno Vargas.

Aos amigos da Vital Consultoria, Bruno Rigon, Danilo Serrano, Eduardo Moraes e Nadeje Moraes, com quem muito aprendi durante mais de um ano, estendo também meus agradecimentos.

Finalmente aos colegas de graduação que compartilharam comigo este grande momento que é o período universitário. Grandes marcas ficaram em mim por toda a vida, a todos vocês meu muito obrigada (Bruno Mantovani, Diego Turollo, Eduardo Senedeze Lemes, Haran Lopes, Laís Carla, Marcelo do Amaral Lula, Tadeu Piereti e Tayla Souza).

RESUMO

O trabalho buscou relacionar parâmetros morfométricos com indícios neotectônicos na bacia do ribeirão Laçador, cidade de Faxinal, Paraná situado na borda planáltica - transição do Segundo para o Terceiro Planalto. O estudo se dividiu em dois momentos: o trabalho em gabinete, baseado principalmente no uso de dados SRTM, imagens aéreas e satélite, a partir das quais foram elaborados mapas, gráficos, parâmetros, entre outros produtos e o trabalho de campo, onde foram checadas as informações obtidas em gabinete. Os dados compilados permitiram concluir que o ribeirão Laçador possui um forte controle estrutural, exercido principalmente por diques de diabásio, de direção NW-SE. O curso do ribeirão Laçador encontra-se desajustado, encontrando-se uma série de anomalias em seu perfil longitudinal. As anomalias de relevo se distribuem principalmente a partir da média/baixa vertente. As anomalias, associadas a movimentos de soerguimento/abatimento permitem uma associação a eventos ocorridos no período quaternário.

PALAVRAS- CHAVE: Borda Planáltica, Neotectônica, Parâmetros Morfométricos, Anomalias de relevo.

ABSTRACT

The work searched to relate morphometric parameters with neotectonic evidences in the Laçador stream basin, city of Faxinal, Parana situated in the on the plateau edge - Second to Third Plateau transition. The study was divided in two important moments: the office work, primarily based on the use of SRTM data, aerial and satellite images, from which were drawn up maps, charts, parameters, among other products and fieldwork, where were checked the information obtained in the office. The compiled data allows to conclusion that the Laçador stream has a strong structural control, exercised mainly by diabase dikes, of NW-SE direction. The course of the Laçador stream founds itself misfit, founding a series of anomalies in its longitudinal profile. The shape anomalies are distributed mainly from the middle / lower slope. The anomalies associated with movements of uplift / subsidence allow an association to events in the Quaternary period.

KEY-WORDS: Plateau Edges, Neotectonic, Morphometric Parameters, Shape Anomalies.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da Área de Estudo.....	11
Figura 2 - Localização do Ribeirão Laçador no perfil topográfico esquemático do Estado do Paraná (E-W).....	12
Figura 3 - Principais alinhamentos estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná.	15
Figura 4 - Contexto do ribeirão Laçador: imagem sombreada do relevo.....	18
Figura 5 - Anomalias de drenagem.....	23
Figura 6 – Perfil longitudinal do ribeirão Laçador - Faxinal -PR.	28
Figura 7 - Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem. Modificado de Salamuni et al.2004. .	29
Figura 8 - Fator de Simetria Topográfica Transversal. Modificado de Salamuni et al.2004. .	30
Figura 9 - Exemplo de como é aplicado o índice de relação declividade-extensão.	31
Figura 10 - Confluência entre o ribeirão Laçador e o ribeirão Laçadorzinho	35
Figura 11 - Carta Hipsométrica: bacia do ribeirão Laçador.	36
Figura 12 - Carta de declividade: bacia do ribeirão Laçador.	37
Figura 13 - Mapa Geomorfológico da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.....	38
Figura 14 - Depósito de fluxo gravitacional.....	39
Figura 15 - Zonas de nascente junto a afloramento da Formação Rio do Rasto	40
Figura 16 - Mapa de Anomalias, baseado em Assumpção e Marçal (2006).	42
Figura 17 - Exemplo da aplicação do fator de simetria topográfica transversal no ribeirão Laçador.	44
Figura 18 – Gráfico representando a Relação declividade-extensão para o perfil longitudinal do ribeirão Laçadorzinho.....	45
Figura 19 - Gráfico representando a Relação declividade-extensão para o perfil longitudinal do ribeirão Laçador.....	47
Figura 20 - Depósito de fluxos gravitacionais.....	49
Figura 21 - Imagem parcial da bacia do ribeirão Laçador.....	50
Figura 22 - Perfil geológico esquemático da vertente esquerda da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.....	51
Figura 23 - Local de captura do ribeirão Laçador pelo Laçadorzinho.	53
Figura 24 - Falhas NE-SW a montante da captura de drenagem (ribeirão Laçador).	54
Figura 25 - Foto sob o dique, a partir da margem esquerda, na baixa vertente.....	55
Figura 26 - Mapa de alinhamentos estruturais: bacia do ribeirão Laçador.	56
Figura 27 - Diagramas de roseta.....	57

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características geométricas e da rede de drenagem para o ribeirão Laçador - Faxinal - Paraná.	34
Tabela 2 - Dados morfométricos do perfil longitudinal do ribeirão Laçadorzinho.....	44
Tabela 3 - Dados morfométricos do perfil longitudinal do ribeirão Laçador.....	46
Tabela 4 - Feições planares e lineares registradas em campo, a localização dos pontos está mapeada na Fig. 26.	55
Tabela 5 - Dados estatísticos dos lineamentos: bacia do ribeirão Laçador.	57

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Formações geológicas aflorantes na bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.	16
--	----

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	9
1. JUSTIFICATIVA	10
2. OBJETIVOS	10
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	10
3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA	11
3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	13
3.2 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL	18
4. REFERENCIAL TEÓRICO	20
4.1 A CIÊNCIA GEOMORFOLÓGICA	20
4.2 REDE DE DRENAGEM.....	21
4.3 ANÁLISE MORFOMÉTRICA.....	26
4.3.1 Relação Declividade-Extensão: O Índice Rde	31
4.4 NEOTECTÔNICA	32
5. MATERIAIS E MÉTODOS	32
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	34
6.1 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO LOCAL.....	34
6.2 ANÁLISE MORFOGENÉTICA E FORMAÇÕES SEDIMENTARES	37
SUPERFICIAIS.....	37
6.3 ANOMALIAS E PROCESSOS ASSOCIADOS	41
6.4 ANÁLISE ESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA	55
CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	58
REFERÊNCIAS	61

INTRODUÇÃO

A análise dos cursos d'água compõe parte vital na interpretação do ambiente físico. O entendimento do comportamento da drenagem permite resolver uma grande variedade de problemas, como os relacionados ao controle de cheias, à navegação, ao abastecimento ou à recreação.

As drenagens, tanto perenes quanto temporárias, são consideradas uma das mais potentes forças atuantes na natureza, atuando como importantes agentes na modelagem do relevo, tanto através do transporte de sedimentos, quanto devido à erosão promovida pela ação da água.

Para Charlton (2008) o principal ambiente de análise do sistema fluvial é a bacia hidrográfica. Deste modo, uma bacia hidrográfica é definida por Silveira (2001), como uma área de captação natural da água da precipitação. Formada por um canal principal, seus afluentes e o relevo que orientam os cursos d'água fazendo convergir o escoamento para um único ponto. Segundo Lima (1986), a bacia hidrográfica pode ser considerada um sistema geomorfológico aberto, pois nela existem entrada e saída de matéria e energia.

A caracterização morfométrica de uma bacia hidrográfica se constitui em uma importante ferramenta do ponto de vista da análise geomorfológica, ambiental e do planejamento. Os cursos d'água são os elementos que mais facilmente respondem as modificações ocorridas no relevo, adaptando e modificando seus cursos de acordo com as formas por ele apresentadas.

As características e o comportamento espacial de um dado sistema fluvial resultam de um conjunto de fatores integrados notadamente representados pelo clima, pela estrutura geológica, pela tectônica, pela vegetação, pelo uso da terra e pela fisiografia da bacia hidrográfica.

A bacia hidrográfica do ribeirão Laçador, objeto de estudo do presente trabalho localiza-se no contexto das bordas planálticas paranaenses, sob a qual ocorrem formas de relevo específicas, fortemente controladas estruturalmente por diques de diabásio de direção NW-SE. A diversidade de formas encontradas na área de estudo advém também do grande número de formações geológicas rochas Paleozóicas da Formação Rio do Rasto e rochas Mesozóicas das formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, todas pertencentes ao Grupo São Bento. Ocorrem recobrimdo essas formações mais antigas, coberturas superficiais, representadas por solos autóctones e depósitos inconsolidados que constituem os materiais mais recentes, do Quaternário.

1. JUSTIFICATIVA

A influência da análise morfométrica tem sido muito importante tanto para a caracterização da drenagem quanto para o planejamento ambiental. Estão na drenagem muitos indícios de mudança na forma e estrutura do relevo.

Estudos anteriores (Nascimento, 2009) abordaram a bacia do ribeirão Laçador do ponto de vista da evolução da paisagem e aspectos do modelado. O presente estudo busca compreender e explicar o comportamento da rede de drenagem com o auxílio de parâmetros morfométricos e através dessa análise procurar indícios da influência morfoestrutural na configuração da paisagem.

A aplicação de parâmetros morfométricos, em especial o índice de RDE constitui em uma importante etapa, pois permite a detecção de anomalias de drenagem, a compreensão da evolução da rede de drenagem e como esta responde ao seu substrato rochoso.

2. OBJETIVOS

- Realizar a análise morfométrica da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador – Faxinal-PR.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar os parâmetros morfométricos e compreender seu significado geomorfológico na bacia do ribeirão Laçador – Faxinal – Brasil.

- Relacionar os parâmetros morfométricos obtidos com aspectos morfoestruturais, morfoesculturais e morfotectônico;

- Identificar possíveis anomalias de drenagem na bacia do ribeirão Laçador e relacioná-las com eventos neotectônicos;

- Analisar feições estruturais ao longo da bacia, identificando possíveis indícios da influência de movimentos tectônicos recentes (neotectônicos) para a configuração atual do relevo.

3. LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA

A bacia hidrográfica do ribeirão Laçador se localiza a sudeste do perímetro urbano de Faxinal, entre as coordenadas $24^{\circ}02'22''\text{S}$ $51^{\circ}20'04''\text{W}$ e $24^{\circ}05'48''\text{S}$ $51^{\circ}16'42''\text{W}$ (Figura 1), junto à divisa com o município de Ortigueira. A área de estudo está localizada na Norte Central Paranaense, distando 323 km de Curitiba e 128 km de Maringá.

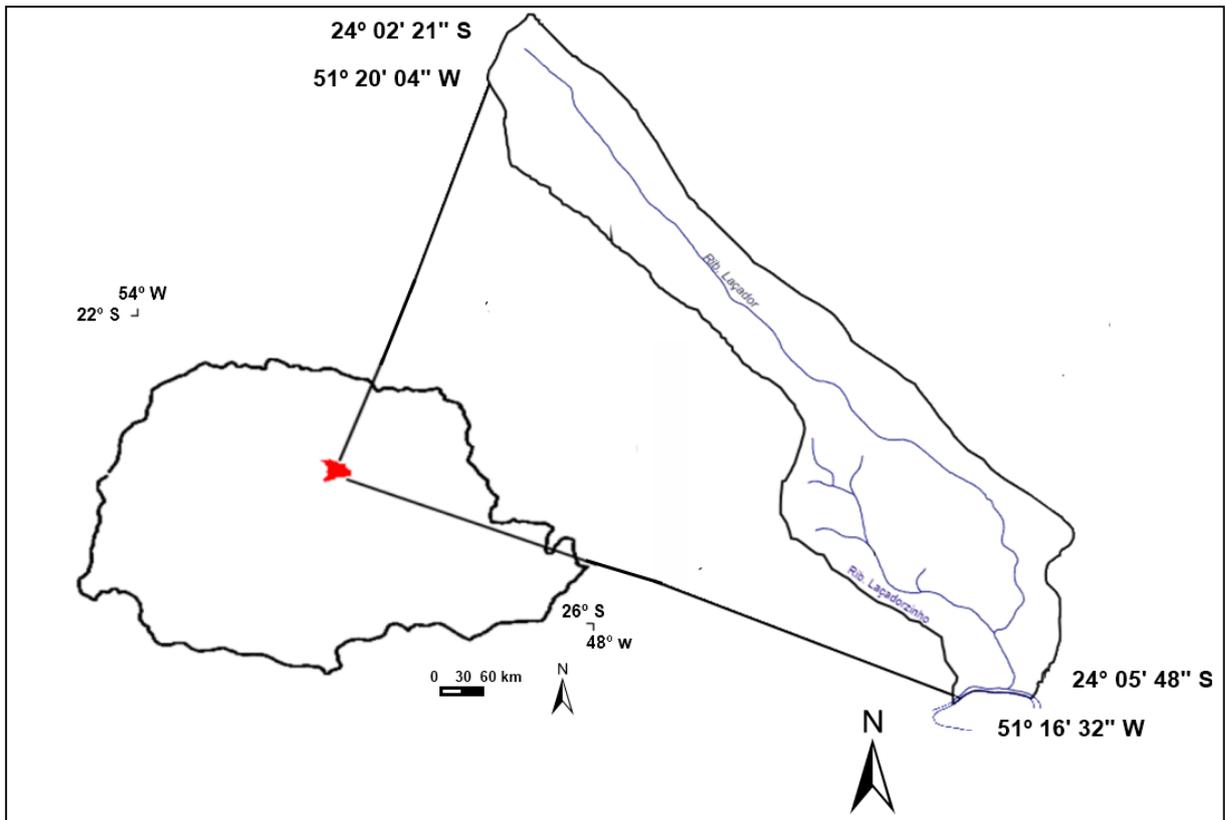


Figura 1 - Localização da Área de Estudo.

Conforme a classificação de Köppen & Geiger (1928), a cidade de Faxinal e a bacia do rio Laçador, por consequência se localizam na transição entre os climas Cfa e Cfb. O Cfa é um clima subtropical (mesotérmico), sem estação seca, com verões quentes (média do mês mais quente superior a 22°C) e média no mês mais frio inferior a 18°C , com concentração de chuvas nos meses do verão. O Cfb se caracteriza por ser um clima úmido, com chuvas uniformemente distribuídas, e com média do mês mais quente inferior a 22°C . As precipitações anuais variam entre 1.100 e 2.000mm.

A Floresta Ombrófila Mista (Floresta com Araucária) é uma unidade fitoecológica que contempla a mistura de representantes das floras tropical e temperada, divide-se em Floresta Ombrófila Mista Submontana, Montana, Altomontana e Ombrófila Mista Aluvial (RODERJAN *et. al.* 2002).

Atualmente a maior parte da cobertura vegetal original desapareceu, sendo substituída pela monocultura do milho, soja e trigo e mais recentemente por pastagens, como é comum na região de Faxinal.

Em análise preliminar em campo, verificou-se que o solo presente na área da bacia do ribeirão Laçador se caracteriza como um Neossolo Litólico Eutrófico, raso, a exceção dos topos mais altos, aonde ocorrem as menores declividades e encontram-se Latossolos Vermelhos Distróficos, mais espessos.

A área de estudo encontra-se na transição do Segundo para o Terceiro Planalto paranaense (Figura 2), segundo denominação de Maack (1947), posicionando-se no front da escarpa da Serra Geral. A área compreende altitudes entre 440 e 840 metros, com uma declividade média de 18%.

Segundo Santos *et. al.* (2006) o ribeirão Laçador se localiza no Planalto de Santo Antônio da Platina sob o qual predominam morros confinados entre diques de diabásio, vertentes convexas e vales em “V”, direcionadas NW/SE. O ribeirão Laçador é um afluente direto do Rio Pereira, que por sua vez é afluente do Rio Alonzo.

A diversidade de formas encontradas na área de estudo advém também do grande número de formações geológicas presentes na área, e cujas idades envolvem um intervalo de tempo que compreende a Era Paleozóica, com rochas da Formação Rio do Rasto, até rochas Mesozóicas das formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, todas pertencentes ao Grupo São Bento. As formações superficiais, representadas por solos autóctones e depósitos inconsolidados de origem colúvio-aluvial, constituem os materiais mais recentes, do Cenozóico.

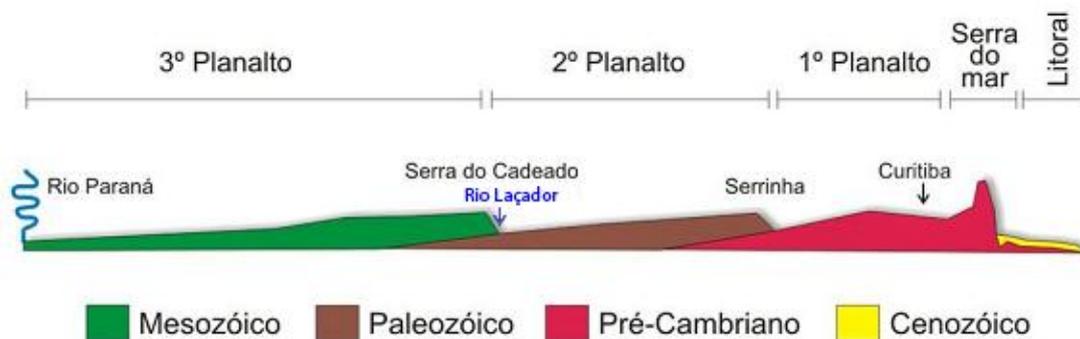


Figura 2 - Localização do Ribeirão Laçador no perfil topográfico esquemático do Estado do Paraná (E-W) - FORTES *et. al.* (2011).

3.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia Sedimentar do Paraná (BSP) teve sua evolução controlada por falhas herdadas de seu embasamento. As falhas existentes constituem basicamente três ambientes tectônicos distribuídos temporalmente, todos influenciados pelas falhas herdadas do embasamento: Siluriano-Devoniano (1), Carbonífero- Permiano (2) e Jurássico- Cretáceo(3) configurando-se assim uma superposição de pacotes depositados em três ambientes.

A constituição do arcabouço da BSP é de natureza policíclica, marcada por eventos de subsidência (evidenciados através das sequências) e soerguimentos (marcados por discordâncias) (MANIERI, 2010).

As falhas e lineamentos existentes na BSP podem ser compartimentados em três grupos, segundo a orientação: NW-SE, NE – SW, E – W. As duas primeiras orientações possuem maior relevância, podendo constituir falhas simples ou extensas zonas de falhas com centenas de quilômetros de comprimento e dezenas de quilômetros de largura (ZÁLAN *et. al.* 1987).

Segundo Zálan *et. al.* (1990) os lineamentos NE são claramente derivados de dois cinturões móveis brasileiros, que afloram nas margens leste e sudeste da bacia sedimentar, estendendo-se sob ela através da sua porção meridional. Esses lineamentos também são evidenciados na porção noroeste da BSP, numa clara influência da faixa Paraguai-Araguaia. Existem poucas informações sobre a origem dos lineamentos NW, apenas se sabe que são tão antigos quanto os lineamentos NE ou até mais velhos.

Os picos alternados de atividades das falhas NW e NE são provavelmente devido a diferentes campos de esforços que atuaram durante o Paleozóico, em resposta aos vários eventos colisionais que afetaram as margens ocidentais e meridionais do Gondwana, conforme salienta ZALÁN *et. al.* (1990). Assim de acordo com a direção predominante dos esforços transmitidos para o interior da placa, um grupo de lineamentos estaria mais suscetível que outro a ser ativado, podendo inclusive ser diminuída ou bloqueada a atividade do outro grupo de falhas.

Durante o rompimento do continente Gondwana (Juro-Cretáceo) as falhas NW foram reativadas, promovendo o condicionamento de milhares de corpos intrusivos ígneos e a extrusão do mais volumoso derrame de lavas do planeta. Este foi o maior evento tectônico que, de alguma forma afetou a BSP. Este evento foi chamado de reativação Waldeniana (Almeida 1967) e evento Sul-Atlantiano (SCHOBENHAUS, 1984).

Os lineamentos E-W são pouco compreendidos nessa bacia sedimentar. SOARES *et. al.* 1982 e ZALÁN *et. al.* 1987 e 1990 estabeleceram para estas feições idade Triássica. Devido a seu paralelismo e coincidência cronológica sugere-se uma ligação desses lineamentos com a abertura do oceano Atlântico Sul.

Ao considerar seu contexto morfotectônico regional verifica-se que a bacia do ribeirão Laçador está sob influência do Arco de Ponta Grossa (Figura 3). O Arco de Ponta Grossa é considerado uma das mais importantes e proeminentes estruturas presentes na Bacia Sedimentar do Paraná. É uma estrutura arqueada que mergulha suavemente para o interior da bacia, formando uma grande reentrância semi-elíptica que faz aflorar o embasamento (Cinturão Ribeira) na porção leste do Estado do Paraná e sul do Estado de São Paulo (ZALÁN *et. al.* 1987).

Dois importantes alinhamentos se situam no contexto regional do ribeirão Laçador: o alinhamento de São Jerônimo-Curiúva e do rio Alonzo - ambos de direção NW-SE (Figura 3).

Segundo Strugale *et. al.* (2007) as zonas de falhas NW-SE presentes nas elevações topográficas e estruturais são limitadas por falhas extensionais de rotação estilo tesoura. A região mais deformada coincide com um cinturão de enxame de diques de diabásio entre os alinhamentos estruturais do Rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva (Figura 3).

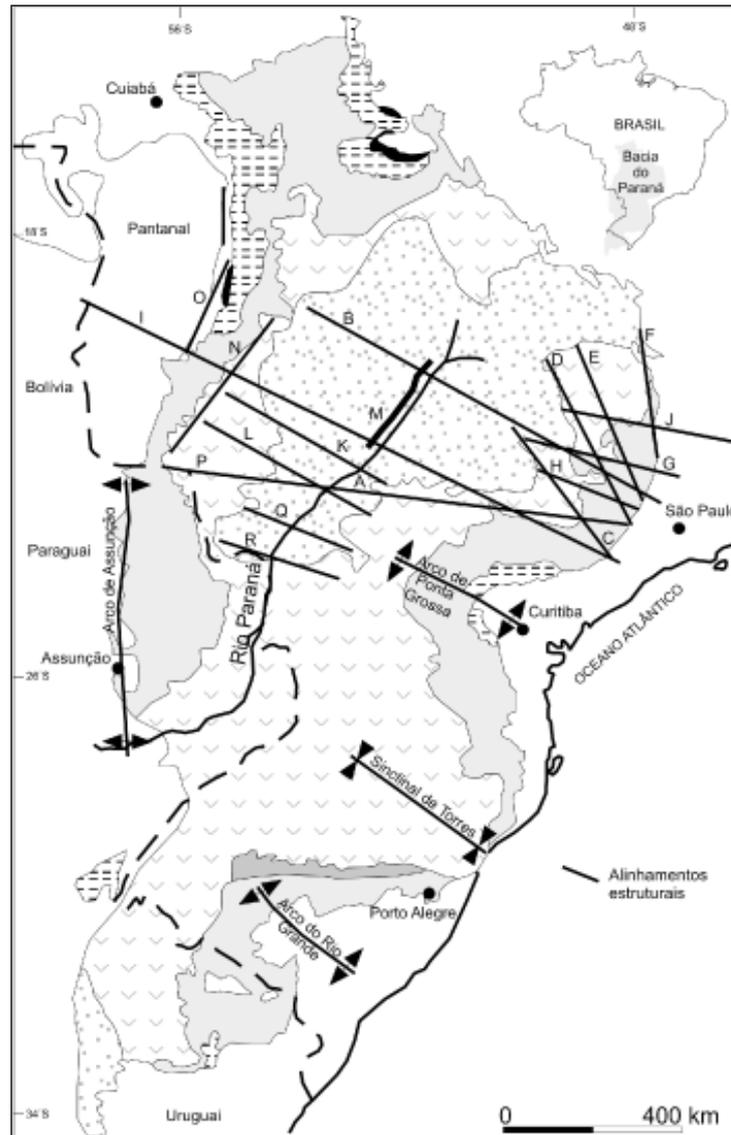


Figura 3 - Principais alinhamentos estruturais da Bacia Sedimentar do Paraná (Riccomini, 1997; Fúlfaro e Perinotto, 1994). A. Rio Paranapanema; B. Rio Tietê; C. Ibitinga-Botucatu; D. Rio Moji-Guaçu; E. Ribeirão Preto – Campinas; F. Rifaina – São João da Boa Vista; G. São Carlos – Leme; H. Barra Bonita – Itu; I. Guapiara; J. Cabo Frio; K. São Jerônimo – Curiúva; L. Paranapanema; M. Sutura crustal de Três Lagoas; N. Serra de Maracaju; O. Sutura crustal de Coxim; P. Rio Alonzo; Q. Amambaí – Ribeirão do Veado; R. Rio Píquiri. Fonte: Sallun *et. al.* (2007).

As bordas planálticas são áreas que se caracterizam por uma grande complexidade do ponto de vista litoestratigráfico. A área de estudo apresenta uma longa história geológica, encontrando-se sob litologias que datam desde o Paleozóico até o Mesozóico. São elas da base para o topo: Formação Rio do Rasto (Grupo Passa Dois - Paleozóico), Formação Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (Grupo São Bento - Mesozóico) (Quadro 1).

Quadro 1 - Formações geológicas aflorantes na bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.

	Período	Época	Formação	Grupo	Contato com a Formação Sobreposta
Era Mesozóica	Cretáceo	Inferior	Serra Geral	São Bento	----
	Jurássico	Superior	Botucatu		Discordante
			Pirambóia		Transicional
		Médio			
	Triássico	Discordância Erosiva – Hiato Depositional			
Era Paleozóica	Permiano	Superior	Rio do Rasto	Passa Dois	Discordante

A Formação Rio do Rasto aflora nos fundos de vale, e apresenta, em sua porção basal registros da passagem de um ambiente marinho para um ambiente continental. Esta formação marca o fim do período Paleozóico na Bacia Sedimentar do Paraná. Formalmente, a unidade pode ser dividida em dois membros (Gordon Jr. 1947): Serrinha (basal) e Morro Pelado (superior) - muito bem diferenciados em campo.

Generalizadamente ocorrem arenitos e siltitos intercalados, também sendo possível encontrar pelitos. Diferenças quanto à espessura e geometria dos corpos de areia e principalmente a mudança de coloração dos siltitos cinzas do Membro Serrinha para os siltitos roxos e avermelhados do Membro Morro Pelado, permitem distinguir as duas unidades (WARREN *et. al.* 2008).

O Membro Morro Pelado é formado basicamente por siltitos fósseíferos intercalando-se raramente com arenitos e argilitos. Possui ainda lentes siltíticas com cimento carbonático cinza, violeta azulado e esverdeado com estratificação plano paralela.

Uma discordância erosiva de marca a passagem da era Paleozóica para a era Mesozóica na BSP. O arenito Pirambóia foi depositado durante o período Jurássico em ambiente eólico (CAETANO-CHANG, 1997).

A Formação Pirambóia é constituída por espessos corpos de arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, de granulometria fina a média, com intercalações de finas

camadas de argilitos e siltitos, ocorrendo, localmente, níveis conglomeráticos. Estruturas sedimentares, como estratificação cruzada de grande e médio porte, são elementos característicos da unidade (ZAINE, 1994).

Em algumas áreas o Arenito Pirambóia se confunde com a formação sobreposta, o Arenito Botucatu, o que leva a algumas associações. O Arenito Botucatu, depositado em condições semiáridas, durante o Jurássico Superior, devido a existência do deserto Botucatu, foi formado por dunas com ventos de direção norte e ocupou uma área de 1.300.000 km² na bacia do Paraná.

Os arenitos da Formação Botucatu compõem-se de arenitos finos a médios, com níveis argilosos e conglomeráticos subordinados depositados em ambiente de formação flúvio-eólica (STRUGALE *et. al.*, 2004).

Os arenitos dessa formação possuem textura média e são basicamente amarelados, bege e cinza claros, róseos quando alterados. A estratificação é cruzada, de grande porte. Ocorrem ainda arenitos silificados preenchendo fraturas.

O paleodeserto Botucatu foi seguido pelo magmatismo eocretácico da Formação Serra Geral, manifestado como um extenso vulcanismo continental de cerca de 2.000 m de espessura e, segundo Milani (1997), relacionado aos processos extensionais que conduziram à ruptura do Gondwana, definindo a maior manifestação ígnea não oceânica do Fanerozóico gerando muitas falhas e lineamentos na Formação Botucatu, além de algum dobramento.

As rochas que ocupam as áreas mais altas e principais topos são pertencentes à Formação Serra Geral. Essa formação é composta por rochas ígneas afaníticas intrusivas, básicas de coloração escura. Contém também domínios intermediários e ácidos.

As rochas da formação Serra Geral são resultado do maior evento vulcânico da Terra, ocorrido durante o período Jurássico-Cretáceo por ocasião da separação entre a placa continental Africana e Sul-Americana. A atividade vulcânica foi exclusivamente fissural ou linear, não havendo, portanto a formação de cone vulcânico. As lavas extravasavam através de falhas ou linhas de fraqueza diretamente sob a superfície.

A grande efusão de lavas originou um espesso pacote de rochas basálticas atingindo, em algumas regiões, até 32 derrames sucessivos com espessura média de 50 metros cada um (THOMAZ, 1984).

Também pertencem à Formação Serra Geral os diques de diabásio, rochas que possuem função muito importante na configuração do relevo da região devido a sua resistência litológica e a sua posição encaixante entre as formações sedimentares mais antigas.

Os diabásios são rochas básicas, extremamente máficas de textura afanítica, que formam elevações alongadas com até 30 km de extensão e 200 m de largura.

A área da bacia se encontra no contexto de um enxame de diques e alinhamentos, de direção preferencial NW-SE (Figura 4). Esse enxame de diques pertence à zona de falhas do rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva.

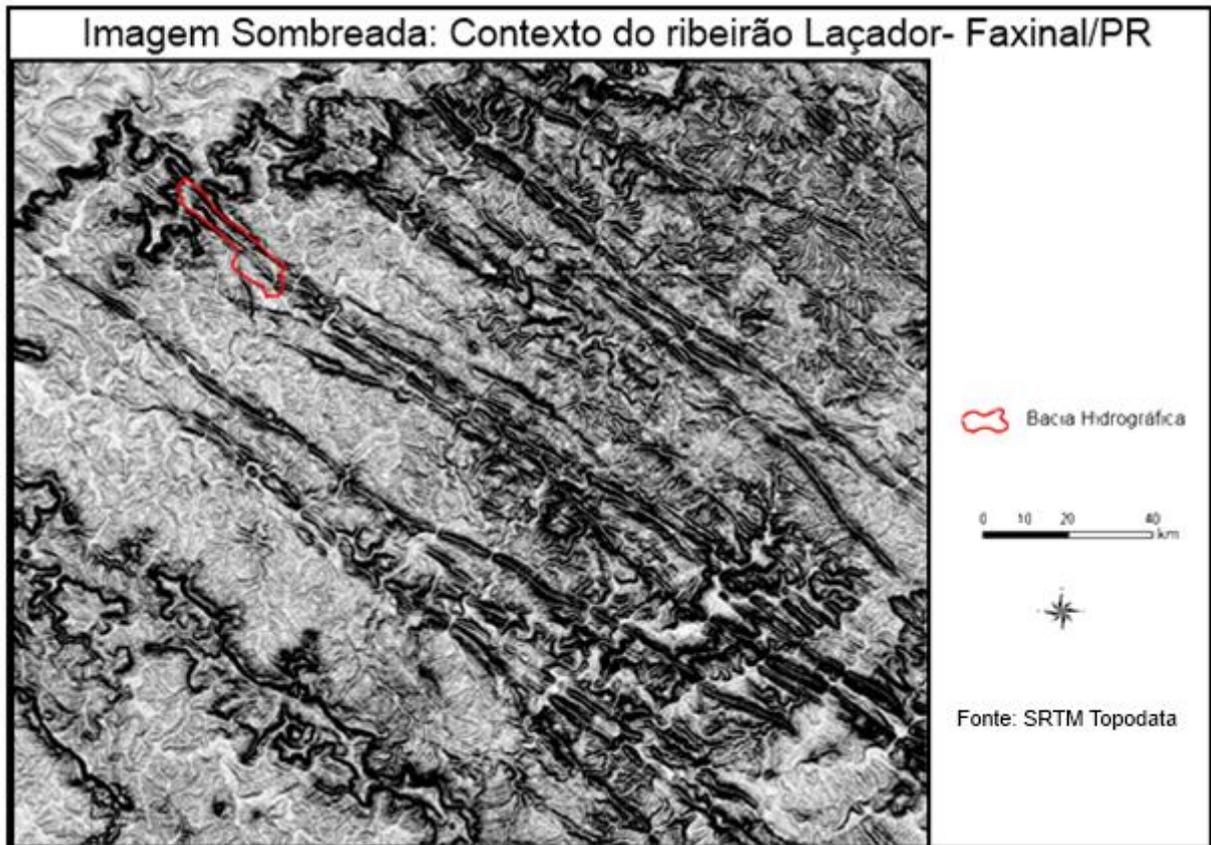


Figura 4 - Contexto do ribeirão Laçador: imagem sombreada do relevo, obtida no *software Global Mapper*.

3.2 CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

O relevo do estado do Paraná é marcado por uma sucessão de planaltos, constituídos por uma sequência de patamares que inclinam suavemente para oeste acompanhando o mergulho das formações geológicas. Maack (1948), dividiu o estado em 5 unidades geomorfológicas, a saber: a Planície Costeira, a Serra do Mar, o Primeiro Planalto, o Segundo Planalto e o Terceiro Planalto (Figura 2).

A Bacia do Ribeirão Laçador localiza-se no contexto da transição do Segundo para o Terceiro Planalto Paranaense. Limitando os planaltos, ocorrem serras, soergidas por eventos tectônicos terciários. Na borda planáltica do terceiro para o segundo planalto encontra-se a Serra Geral, localmente chamada de Serra do Cadeado.

O Segundo Planalto contempla uma faixa de aproximadamente 100 km de largura no estado do Paraná, limitado pela “Escarpa Triássica” (ou Escarpa da Serra Geral) a Oeste e Norte e pela “Escarpa Devoniana” a Leste. Na parte Leste do Segundo Planalto, reverso da Escarpa Devoniana, as altitudes máximas atingem 1290 metros, nas proximidades do município de Tibagi, diminuindo até cerca de 510 metros ao longo do leito do Rio Tibagi, local em que este atravessa a Escarpa da Serra Geral, o limite entre o Segundo e o Terceiro Planalto Paranaense (FREITAS, 2005).

No Segundo Planalto Paranaense afloram rochas sedimentares, datadas do Paleozóico. Segundo Santos *et. al.* (2006) o Segundo Planalto apresenta-se, como um planalto modelado em estruturas monoclinais, sub-horizontais, mergulhando para o oeste.

Nas proximidades da Escarpa da Serra Geral, destacam-se as mesetas, colinas e morros testemunhos, formados por rochas vulcânicas (derrames de basalto da Formação Serra Geral). No Segundo Planalto, os morros testemunhos também aparecem sustentados por arenitos do Grupo Itararé (MAACK, 1948).

O Terceiro Planalto Paranaense corresponde a área de afloramento das rochas ígneas da Formação Serra Geral e a noroeste os arenitos do Grupo Bauru. Esta unidade compreende dois terços do território de estado e se caracteriza pela presença de um conjunto de relevos planálticos, que possuem uma inclinação geral para oeste-noroeste e subdivididos pelos principais afluentes do rio Paraná (Santos *op. cit.*). As maiores altitudes médias de cimeira variam entre 1100 e 1250m, na Serra da Esperança, que delimita o planalto a leste, declinando para altitudes entre 220 e 300 metros na calha do rio Paraná, que delimita o planalto a oeste.

O Terceiro Planalto Paranaense é representado por relevo uniforme, por vezes monótono, formado por colinas baixas. O relevo regional é formado por extensos espigões levemente ondulados, com vertentes convexas, longas e de baixa declividade. Apresenta baixa dissecação, exceto em determinados locais, onde a rede de drenagem está mais entalhada, ou nas cabeceiras dos principais rios, onde desenvolve relevos em forma de meia laranja, vertentes convexas e desníveis que podem ultrapassar a 50m.

As características geomorfológicas do Terceiro Planalto Paranaense, a exemplo de grande parte do território brasileiro, encontram-se associada às alternâncias cíclicas de processos morfogenéticos relacionados a diferentes sistemas morfoclimáticos que operaram sobre um arcabouço morfoestrutural e morfotectônico do final do Cretáceo, e submetido a epirogênese positiva (BIGARELLA & MAZUCHOWSKI, 1985)

Segundo Santos (*op. cit.*), a área da bacia do Ribeirão Laçador está sob a sub-unidade morfoescultural denominada Planalto de Santo Antônio da Platina. A bacia posiciona-se no

reverso da borda planáltica, já no segundo planalto paranaense, abrangendo altitudes entre os 840 metros até 440 metros.

Na área ocorrem grande quantidade de lineamentos, falhas e outros tipos de feições esculturais, de direção NW-SE. Essas feições foram reativadas durante o evento tectono-magmático Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS *et. al.* 1984).

Por se localizar nesse contexto ocorre ao longo da bacia uma diversidade de formas de relevo muito grande mesmo esta drenando uma pequena área. As formas predominantes são topos isolados, vertentes convexas e vales em “V”. A direção da morfologia é NW/SE, modelada em rochas da Formação Rio do Rastro.

4. REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 A CIÊNCIA GEOMORFOLÓGICA

O relevo é o resultado da ação de forças endógenas e exógenas, de eventos antigos e recentes, e da ação contínua dos agentes erosivos. São objetos de estudo da geomorfologia os processos e a dinâmica envolvida na constituição dos relevos.

Desta forma, ao realizar a análise geomorfológica, é necessário o conhecimento do jogo de forças antagônicas, sistematizadas pelas atividades tectogenéticas (endógenas) e mecanismos morfoclimáticos (exógenos), responsáveis pelas formas resultantes (CASSETI, 2005).

O estudo geomorfológico vai além, porém do estudo de processos endógenos e exógenos. A ciência geomorfológica procura compreender as formas de relevo em diferentes escalas espaciais e temporais, explicando sua gênese e evolução. Para tanto, associa os conhecimentos em vários campos do saber, como a Pedologia, a Climatologia, a Geologia, a Biogeografia, entre outros (GUERRA, 2003).

As aplicações da geomorfologia vão se tornando cada vez mais amplas. Como componente disciplinar da temática geográfica, a geomorfologia constitui importante subsídio para a apropriação racional do relevo, como recurso ou suporte, considerando a conversão das propriedades geoecológicas em sócio-reprodutoras (KÜGLER, 1976).

A morfologia do terreno e sua dinâmica incidem diretamente na economia, no funcionamento da sociedade e na tipologia e características da ocupação. Um melhor aproveitamento do potencial paisagístico, procurando causar um mínimo de impactos ambientais, deve necessariamente considerar as características geomorfológicas locais.

Atuando em conjunto com os anseios da sociedade contemporânea, a geomorfologia, está, pois, a cada instante buscando diagnosticar os problemas ambientais decorrentes do mau uso dos recursos naturais, bem como planejar para preservar o meio e para usar racionalmente os recursos naturais sem romper o equilíbrio do ecossistema (PENTEADO, 1980).

4.2 REDE DE DRENAGEM

A análise da rede de drenagem se constitui em uma parte importante deste estudo. A importância da rede de drenagem para estudos neotectônicos se deve capacidade desta de modificar seu curso se adaptar as formas e apresentar padrões de acordo com as estruturas do modelado do relevo, cada padrão de drenagem apresentando um significado litoestrutural (SCHUMM *et. al.* 2000).

A rede de drenagem é o elemento de maior sensibilidade às transmissões das mudanças desencadeadoras de alterações ambientais (Thomas e Allison, 1993), sendo o primeiro elemento da paisagem a dar resposta às alterações de base, se constituindo em um importante indicador das mudanças na paisagem.

Os canais fluviais são de grande importância para as análises de cunho tectônico por serem elementos sensíveis a modificações crustais, respondendo de imediato aos processos deformativos (ETCHEBEHERE, 2000).

Os rios são elementos naturais altamente dinâmicos e são influenciados por uma série de fatores de origem tanto endógena quanto exógena. Ao longo de seu curso, os cursos d'água evoluem de modo a contrabalancear as alterações ocorridas no ambiente.

As drenagens estão constantemente se modificando, contrabalanceando as mudanças ambientais. Observando essa característica, Gilbert (1877) introduziu o conceito de equilíbrio dinâmico, popularizado mais tarde por Hack (1960). Em sua teoria, Hack (*op. cit.*) considera o relevo um sistema aberto, em constante interação com outros sistemas com os quais promove trocas de matéria e energia.

Toda alternância de energia, seja interna ou externa, promove alteração no sistema, manifestada através da matéria, razão pela qual os elementos da morfologia tendem a se ajustar em função das modificações impostas seja pelas forças tectodinâmicas, seja pelas alterações processuais subaéreas (mecanismos morfoclimáticos) (CASSETI 2005).

Entendem-se como rios em equilíbrio (*graded rivers*), os cursos fluviais que apresentam a curva de seu perfil longitudinal mais ajustada a uma equação logarítmica, não apresentando ao longo de seu curso nenhum processo de agradação ou entalhe fluvial

(ETCHEBEHERE, 2000, FORTES, 2003), ou seja, rios que atingiram um estágio de estabilidade (MORISSAWA, 1968).

Muitos estudos no Brasil têm buscado identificar o equilíbrio dinâmico das drenagens através do estudo do seu perfil e de suas características morfométricas (ETCHEBEHERE 2000, MARTINEZ 2004, FUJITA 2009). Os perfis longitudinais configuram uma das representações mais empregadas para a detecção destas modificações, pois respondem aos processos de soerguimento atual e também podem indicar estruturas ativas (GORNITZ & SEEBER, 1990).

Normalmente, os rios ao longo de seu curso possuem segmentos em equilíbrio (ajustados) e em desequilíbrios (desajustados), demonstrando certos trechos com anomalias. Para Howard (1967); Etchebehere (2000); Schumm *et. al.* (2000), são por meio de análises da rede de drenagem, dos padrões estabelecidos pelos canais, capturas de drenagens, formas das nascentes, assimetria das bacias e assimetria de depósitos fluviais, entre muitos outros métodos que avaliam o conjunto das drenagens como elemento principal a responder as alterações crustais. Dessa maneira o entendimento do comportamento da rede de drenagem é essencial para pesquisas que envolvam análise fisiográfica da paisagem, como análises morfoestruturais e morfotectônicas.

Segundo Howard (1967), as anomalias de drenagem podem ser compreendidas como uma discordância local da drenagem regional ou dos padrões de canais, sugerindo desvios topográficos ou estruturais. Para Howard (*op. cit.*) podem-se identificar ao longo de uma rede de drenagem as seguintes feições anômalas (Figura 5).

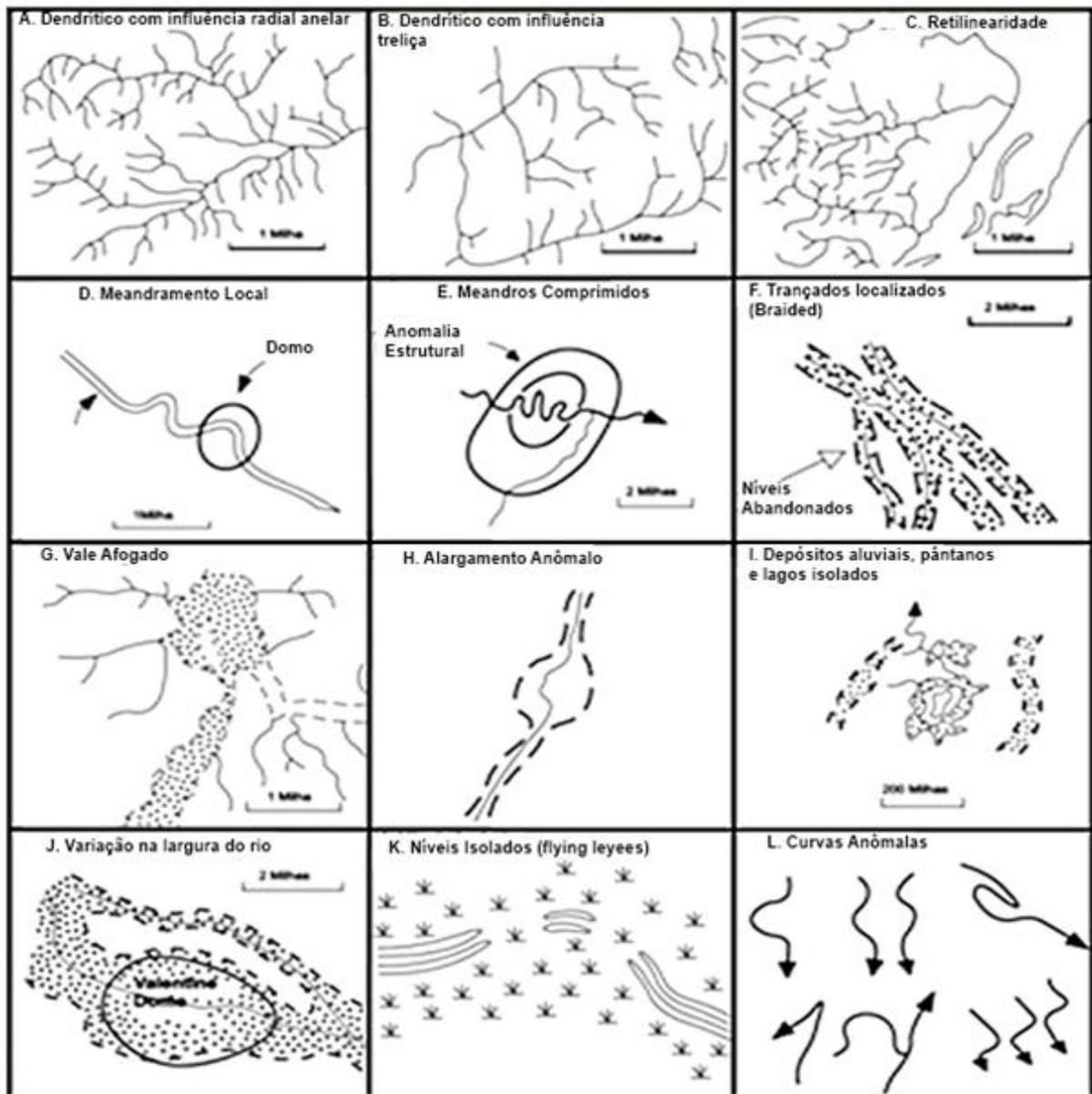


Figura 5 - Anomalias de drenagem. Fonte: (Howard, 1967).

Dendrítico com influência radial anelar: o padrão de drenagem dendrítico evolui a partir de rochas com resistência uniforme na horizontal, porém a tendência a outro padrão de drenagem pode indicar provável existência de anomalias, pois sugere mudança no comportamento do canal, causado por soerguimento ou um abatimento local. O padrão radial anelar, de caráter centrípeto, caracterizado por rios que convergem para um ponto central mais baixo, pode estar vinculado a feições como crateras vulcânicas ou depressões periféricas. Já os rios com padrão anelar centrífugo, ou seja, que divergem de um ponto mais elevado irradiando por várias direções estão vinculados a áreas de domos, cones vulcânicos e morros isolados (Figura 5 – A).

Dendrítico com influência treliça: sempre que o padrão de drenagem dendrítico ocorre associado a outros padrões de drenagem pode ser um indicativo da presença de anomalias. Quando há tendência ao treliçamento do canal, pode-se inferir que há desigual resistência das camadas à ação erosiva. As rochas afloram em camadas estreitas e paralelas, em terrenos de vales e cristas alterados, indicando que possivelmente as rochas estão dobradas, característica típica de relevos apalachianos ou de cuestas (Figura 5- B).

Retiliniaridade: são comuns canais ou trechos extensos, inseridos num padrão de drenagem não retangular e nem treliça. Normalmente estes canais ou trechos caracterizam drenagens bem encaixadas e encontram-se associados a fraturas, falhas, veios, diques e juntas (Figura 5 – C).

Meandros localizados: caracterizam formas descontínuas no padrão de drenagens, destoando as características gerais do padrão, como em canais essencialmente retos. As mudanças no gradiente do canal podem inclusive estar associadas a presença de domos. No entanto se houver meandramento local ou abrupto, pode ser um indicativo de mudanças na dinâmica do fluxo do canal, associado a diminuição de volume, devido ao acréscimo local do fluxo inferior e ao aumento da carga de sedimentos que os torna maior que a competência de fluxo (Figura 5 – D).

Meandros comprimidos: estão geralmente presentes em padrões de drenagem de alta sinuosidade ou quando da presença de meandros com súbita diminuição da sinuosidade, o que pode denotar a presença de alto topográfico devido a existência de um alto estrutural. No caso de meandros comprimidos em canais meandrantés estes podem estar indicando anomalias estruturais com movimentos neotectônicos ascensionais evidenciados pela formação de um novo padrão de meandro. Se o movimento tectônico for rápido erosão lateral é abortada e se inicia a incisão vertical que irá fixar os meandros. Se o movimento ascensional for lento, o canal retifica o talvegue diminuindo a sinuosidade (Figura 5 – E).

Trançados localizados (*Braided*): são encontrados em níveis de drenagem abandonados devido a movimentos neotectônicos ascensionais, os quais aumentam as cargas de sedimentos dos tributários diminuindo seus gradientes. Outro possível indício de movimentos neotectônicos neste tipo de anomalia é o grau de sinuosidade. Se o canal reduzir seu grau de sinuosidade, pode indicar a ocorrência de movimentos tectônicos ascensionais e quando o grau de sinuosidade aumenta podem estar ocorrendo movimentos de subsidência (Figura 5 – F).

Vale Afogado: constitui uma feição de baía ou estuário formado em decorrência da submersão de um vale litorâneo por subsidência da plataforma continental ou aumento no

nível do mar. Nesse caso, a sedimentação no interior do vale pode progredir rapidamente por efeito combinado de baixa energia e aporte abundante de sedimentos terrígenos por um rio. Os casos mais conhecidos de vales afogados são as rias e os fiordes (Figura 5 – G).

Alargamento Anômalo: estão comumente atrelados a movimentos ascensionais, neotectônicos ou aumento da capacidade erosiva devido à diminuição da carga transportada pelo rio. (Figura 5 – H)

Depósitos aluviais, pântanos e lagos isolado: estão associados a movimentos de subsidência ou soerguimento do canal (Figura 5 – I).

Varição na largura do rio: o estreitamento do canal ou do vale ocorre quando há presença de um alto estrutural ou mudanças litológicas significativas. Nos canais entrelaçados e ramificados consideram-se anômalas mudanças na largura do rio, as quais podem indicar a ocorrência de movimentos ascensionais, neotectônicos ou aumento da capacidade erosiva devido à diminuição da carga transportada pelo rio. (Figura 5 – J).

Níveis Isolados (*flying leyees*): Podem indicar possível subsidência ou soerguimento do canal fluvial (Figura 5 – K).

Curvas anômalas: normalmente indicam inversão de relevo ou controle estrutural. Curvas e voltas também podem ser consideradas anômalas quando estão transversais ao canal, provocando do seu desvio curvas ao redor da feição ou por bloqueio nos tributários que são refletidos para uma drenagem vizinha formando confluências farpadas ou abandono de canais (Figura 5 – L).

Lima (2002), além das feições caracterizadas por Howard (1967), acrescenta também como feições que caracterizam anomalias de drenagem, as assimetrias de comprimento de drenagens, os diques marginais, o aparecimento brusco de canal do tipo entrelaçado, a grande incidência de terraços e as capturas de drenagem.

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

Diques marginais (*Levéés*) localizados são indicativos de subsidência, levantamento ou de uma estrutura geológica encoberta.

Aparecimento brusco de canal do tipo entrelaçado tem como características pouca capacidade em transportar carga do fundo do canal, mesmo na presença de altos topográficos.

Grande incidência de terraços: a origem desses terraços pode estar ligada a várias causas: evolução geomorfológica, mudanças climáticas ou processos tectônicos que se

refletem em mudança de poder erosivo da corrente fluvial por aumento de competência do gradiente topográfico ou de mudança de nível base, levando a erosão da própria planície que deixa como testemunhos esses terraços. Assim, a incidência de terraços fluviais pode estar relacionada a soerguimentos epirogenéticos, falhamentos que soerguem ou abatem a jusante; capturas fluviais na bacia.

As capturas de drenagem ocorrem quando um canal erode mais agressivamente que o outro adjacente, capturando sua descarga por interceptação (CHRISTOFOLETTI, 1980; SUMMERFIELD, 1991; BISHOP, 1995).

4.3 ANÁLISE MORFOMÉTRICA

A caracterização morfométrica constituiu-se de vários fatores, os quais podem ser encontrados em Christofolletti (1969), Villela & Mattos (1975), Hare & Gardner (1985), Tonello (2005), Cardoso *et. al.* (2006), Antoneli & Thomaz (2007) e Sordi & Camolezi (2010).

Segundo Tonello (*op. cit.*) as características morfométricas podem ser divididas em: características geométricas, características do relevo e características da rede de drenagem. São classificadas como características geométricas, pois relacionam fatores ligados ao formato da bacia: área total; perímetro total; coeficiente de compacidade; fator de forma;- índice de circularidade; Padrão de drenagem. As características do relevo são definidas por: orientação das vertentes; altitude e a declividade; declividade média do curso d'água principal. Já as características da rede de drenagem são: comprimento do curso d'água principal; comprimento total dos cursos d'água, densidade de drenagem e ordem dos cursos d'água.

Além desses, foram aplicados outros parâmetros morfométricos que se relacionam com as características estruturais e tectônicas de uma bacia hidrográfica: fator de assimetria da bacia hidrográfica (FABD); fator de simetria topográfica transversal (FSST) e o Índice RDE.

As bacias hidrográficas têm uma variedade infinita de formas, que refletem no comportamento hidrológico da bacia. O coeficiente de compacidade (K_c) constitui a relação entre a forma de um círculo e a forma que a bacia possui. Para Villela e Matos (1975), o coeficiente de compacidade trata-se de um número adimensional variável. Assim, o coeficiente de compacidade (K_c) varia de acordo com o formato da bacia independentemente do seu tamanho.

Assim, quanto mais irregular for à forma da bacia, o valor de coeficiente de compacidade será mais elevado (valor máximo = 1). Um valor próximo a um diz respeito a uma bacia circular, já para uma bacia alongada o seu valor é superior a 1. Quando o valor de K_c for próximo da unidade, a bacia será mais suscetível a enchentes mais acentuadas. A seguinte fórmula determina o valor de K_c :

$$K_c = 0,28 \times \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right) \quad (1)$$

Sendo: K_c o coeficiente de compacidade, P o perímetro da bacia em km e A a área da bacia em km^2 .

O índice de circularidade define-se como a relação entre o perímetro da bacia e o perímetro de um círculo de área igual a da bacia. Da mesma forma que o coeficiente de compacidade, a medida que a bacia aproxima-se da forma circular, o índice de circularidade tende para a unidade e a medida que a bacia se alonga ele tem seu valor diminuído. Para isto foi utilizada a equação abaixo:

$$I_c = \frac{12,57 \times A}{P^2} \quad (2)$$

Onde: I_c corresponde ao índice de circularidade, A é à área em Km^2 e, P é o perímetro da bacia em km.

Vários fatores interferem na forma da bacia como na forma do sistema de drenagem. Em especial, a geologia influencia bastante as formas destes ambientes. Fatores endógenos estruturais podem atuar incisivamente no formato da bacia, o que pode indicar a tectônica e/ou o controle estrutural. O formato da bacia ainda pode ter influência nos processos hidrológicos e erosivos ou sobre o comportamento hidrológico da bacia.

A forma interfere no comportamento hidrológico da bacia hidrográfica, pois, uma bacia alongada com vertentes curtas, tem tendência ao maior escoamento superficial, enquanto uma bacia com vertentes maiores possui maior infiltração de água no solo (Sordi & Camolezi, 2010). Interferem ainda no processo hidrológico da bacia o uso e a ocupação do solo. Para Vilela & Matos (1975) o fator de forma (F) trata-se do índice que mostra a tendência de enchente para a bacia. Assim, uma bacia de fator de forma baixo é menos sujeita a enchentes que uma bacia de mesmo tamanho que o fator de forma seja maior.

Segundo Teodoro *et. al.* (2007), o fator de forma relaciona a forma da bacia com a forma de um retângulo, correspondendo à razão entre a largura média e o comprimento axial da bacia (Fórmula 4).

Horton (1932) definiu o fator de forma e o representou com a seguinte fórmula:

$$F = \frac{A}{L^2} \quad (3)$$

Assim, F equivale ao fator de forma, A corresponde á área da bacia em km² e L ao comprimento do eixo axial da bacia, ou seja, a distância entre a foz e o ponto mais longínquo da mesma.

Outra característica da drenagem, muito importante tanto para o fluxo superficial, quanto para o transporte de sedimentos e erosão, é a declividade do canal principal. A declividade do canal depende de uma série de fatores, onde se destacam o substrato geológico e o clima, e é definida a partir da formula a seguir:

$$\text{Declividade} = \frac{\Delta H}{\Delta L} \quad (4)$$

Em que, ΔH corresponde ao gradiente entre a nascente e a foz do ribeirão Laçador, e ΔL , ao comprimento total do canal principal.

Também é de grande importância nos estudos de drenagens e morfometria, a construção de perfis (Figura 6), que podem levar ao reconhecimento de anomalias na drenagem, quebras de relevo, e até mesmo contatos litológicos se estudados e analisados profundamente.

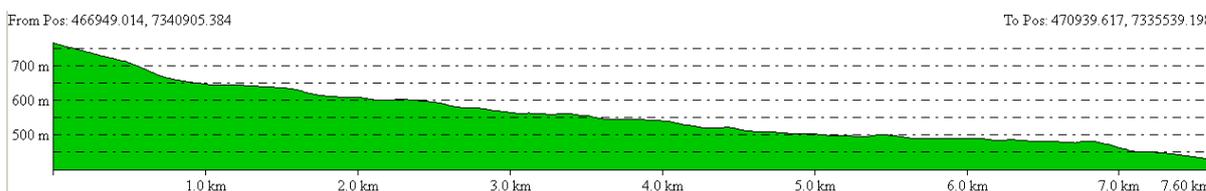


Figura 6 – Perfil longitudinal do ribeirão Laçador - Faxinal -PR.

A relação entre o comprimento do canal principal e o a distancia entre seus extremos – comprimento do eixo da bacia- são dadas através do índice de sinuosidade. Segundo Alves & Castro, (2003) o índice de circularidade é expressado pela seguinte fórmula:

$$I_s = \frac{L}{D_v} \quad (5)$$

Onde: I_s é o índice de sinuosidade, L corresponde ao comprimento do canal principal em km, e, D_v representa o comprimento do eixo da bacia em Km.

Segundo Christofolletti (1969), a densidade de drenagem correlaciona a área da bacia hidrográfica com o comprimento total dos canais. Assim, deve-se levar em conta o comprimento tanto dos rios perenes como dos rios temporários. Esta relação que Horton (1945) estabelece pode ser calculada através da seguinte equação:

$$Dd = \frac{Lt}{A} \quad (6)$$

Sendo: Dd a densidade de drenagem, Lt é igual ao comprimento total do canal principal da bacia em km e A correspondente a área total da bacia em km².

O Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD) (Cox, 1994), se propõe a buscar evidências do controle estrutural de um curso d'água através da posição do canal em relação a bacia (Figura 7).

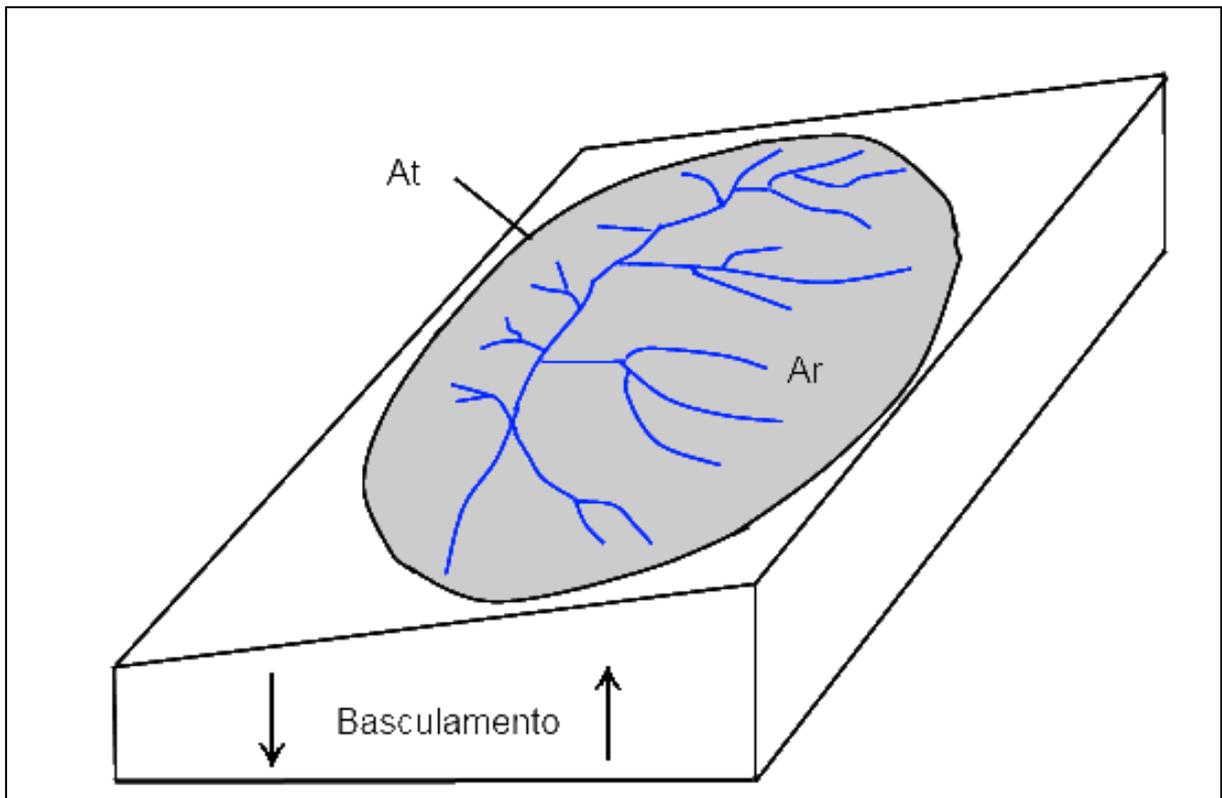


Figura 7 - Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem. Modificado de Salamuni *et al.* 2004.

Valores de FABD iguais ou próximos a 50 revelam pouca ou nenhuma atividade tectônica, os maiores que 50 indicam um provável basculamento da margem direita do rio e os menores, um provável basculamento da margem esquerda (SALAMUNI *et al.* 2004).

$$FABD = \frac{Ar}{At} \times 100 \quad (7)$$

Onde: Ar corresponde a área da margem direita do curso d'água principal e At a área total da bacia.

O fator de simetria topográfica transversal (FSTT) (Hare & Gardner, 1985) é baseado no fato de que a migração preferencial do canal caracteriza uma assimetria do perfil topográfico transversal ao canal (Figura 8).

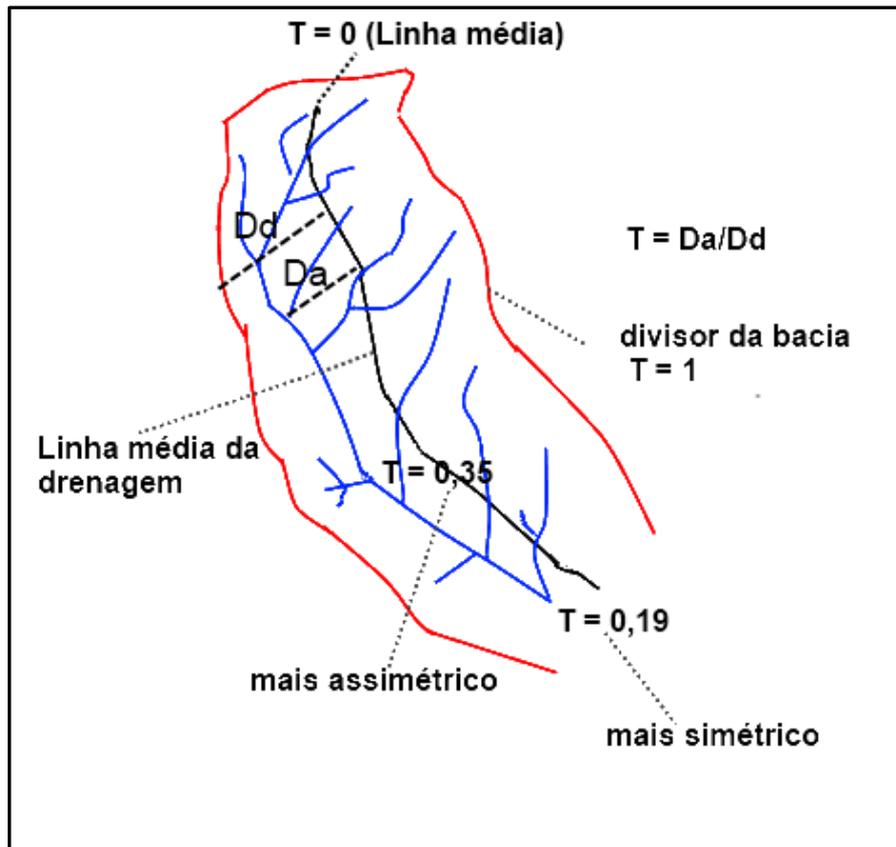


Figura 8 - Fator de Simetria Topográfica Transversal. Modificado de Salamuni *et al.* 2004.

$$FSTT = \frac{D_a}{D_d} \quad (8)$$

Onde: D_a é a distância da linha média do eixo da bacia de drenagem até a linha média do cinturão do meandro ativo e D_d é a distância da linha média da bacia ao divisor da bacia.

Quando não há alteração do perfil topográfico, e o canal principal da drenagem está próximo a sua linha média em relação aos divisores topográficos, o FSTT é próximo a zero. A assimetria cresce à medida que os valores de FSTT se aproximam de 1, e o canal se afasta da eixo central da bacia.

Strahler (1957) estabelece a ordem dos canais de drenagem. Deste modo, o autor mencionado designa os canais afluentes como canais de primeira ordem. Quando acontece a união de dois canais de primeira ordem estes formam o denominado canal de segunda ordem e, assim, quando dois canais de segunda ordem se unem, eles formam um canal de terceira ordem, quando existe a junção de dois canais de terceira ordem estes formam um canal de quarta ordem e assim sucessivamente. Se houver a junção de um canal de dada ordem com um canal de ordem superior não haverá alteração na ordem deste.

4.3.1 Relação Declividade-Extensão: O Índice Rde

Além dos índices já mencionados foi aplicado também o índice de RDE, divulgado no Brasil por Etchebehere (2000) e mais recentemente Fujita (2009). O índice de gradiente RDE (*gradient index*) foi proposto por Hack (1973) como uma ferramenta muito prática para a determinação de “anomalias” significativas na concavidade natural do perfil longitudinal, o que possibilitou a normalização dos valores de gradiente e a identificação de anomalias de drenagem em cada trecho de seu curso (Figura 9).

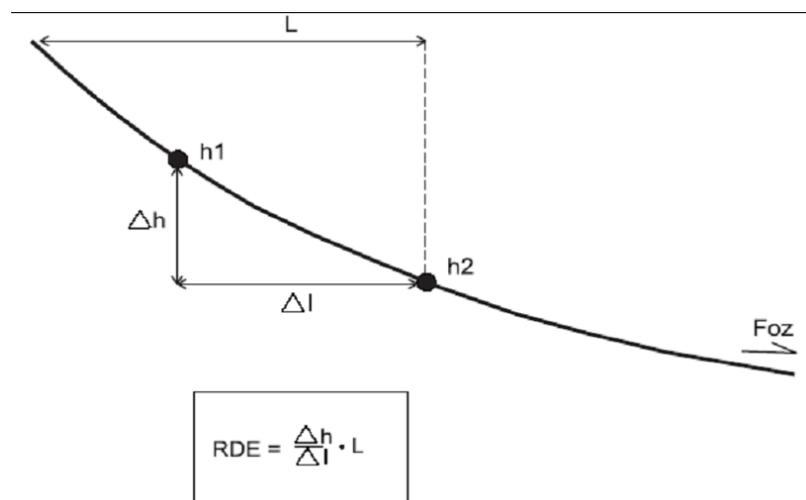


Figura 9 - Exemplo de como é aplicado o índice de relação declividade-extensão.

O índice de RDE pode ser aplicado tanto, nos canais fluviais por trechos quanto em sua totalidade.

$$RDE_{TRECHO} = (\Delta H / \Delta L) \times L$$

$$RDE_{TOTAL} = (\Delta H / \lg L)(9)$$

Onde: ΔH corresponde à diferença altimétrica entre dois pontos selecionados do curso de água; ΔL corresponde o comprimento do trecho analisado; L corresponde à extensão total do canal e $\lg L$ corresponde ao logaritmo natural da extensão total do curso d'água.

Seeber & Gornitz (1983), em seu estudo nos rios do Himalaia consideraram que, quando o índice de RDE_{TRECHO} dividido pelo índice de RDE_{TOTAL} resultar valores acima de 2, estes podem determinar anomalias, classificadas em duas categorias. Quando os índices obtidos estiverem entre os limiares 2 a 10 a anomalias são categorizadas de 2ª ordem, já se os valores obtidos forem iguais ou superiores a 10, estas anomalias serão classificadas de 1ª ordem. Mas se valore forem inferiores a 2 serão estes trechos estarão em equilíbrio (ETCHEBEHERE 2000).

4.4 NEOTECTÔNICA

A importância da neotectônica na evolução das paisagens, inclusive no Brasil, é cada vez mais reconhecida. É por meio da relação entre o tectonismo com os agentes externos e modeladores dos relevos que se dá a possibilidade da explicação da configuração atual da paisagem tanto em ambientes das bordas de placas como em interiores de placas continentais (COUTO 2011).

O primeiro autor a estudar os eventos tectônicos recentes e reconhecer sua importância foi Obruchev (1948), o qual definiu neotectônica como uma sucessão de movimentos crustais recentes, desenvolvidos a partir do Terciário Superior e durante todo o quaternário (*apud* SUGUIO & MARTIN 1996).

No presente trabalho o conceito de neotectônica utilizado é o da INQUA (*International Union for Quaternary Research*) que define neotectônica como "qualquer movimento da Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem (não importando o quão antiga esta seja), suas implicações práticas e suas extrapolações futuras". Assim, essa definição não tem implicações cronológicas, aonde reside a grande polêmica no que tange a neotectônica.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

O presente estudo foi realizado em etapas, a saber: a revisão bibliográfica, o trabalho de gabinete (envolvendo a produção de materiais cartográficos e posteriormente a tabulação dos dados e elaboração do texto) e o trabalho de campo. A primeira etapa se constituiu na revisão bibliográfica a respeito do tema de estudo, para nortear a elaboração da pesquisa. Posteriormente, foi digitalizada a carta topográfica de Faxinal (SG.22-V-B-III-1), foram obtidos dados da missão SRTM, de resolução espacial de 30 metros, provenientes do Projeto TOPODATA, através do site do INPE <www.inpe.br> e também imagens aéreas, de escala 1:25.000, obtidas junto ao ITCG (Instituto de Terras, Cartografia e Geociências), <www.itcg.gov.br> do voo executado em 27/05/1980. Foram utilizadas também imagens pancromáticas do satélite *Geoeye*, de 15 de maio de 2009, disponibilizadas através do *software Google Earth 5.0*, que podem chegar a resolução de até 41cm (o software não disponibiliza imagens com a mesma resolução espacial para todos os locais).

Após digitalização da carta topográfica (através do *software Spring 5.06*), foi delimitada a bacia hidrográfica. Para chegar nessa etapa, porém, precedeu-se a vetorização da

drenagem existente, das curvas de nível, pontos cotados e demais elementos de interesse. Durante o processo de vetorização procura-se sempre a maior precisão possível, pois a qualidade final do produto depende diretamente da resolução dos dados de entrada.

O estudo das características morfométricas da bacia foi realizado através do software *Global Mapper*® v. 12.0 que provém dados relativos aos eixos da bacia, comprimento total das drenagens, área e perímetro da bacia. A partir desses dados foram obtidas diferentes características físicas, como:

- Área da bacia;
- Perímetro;
- Coeficiente de compactidade (Kc);
- Fator de forma (F);
- Índice de circularidade (Ic);
- Declividade;
- Altitude;
- Densidade de drenagem (Dd);
- Índice de sinuosidade (Is);
- Ordem dos cursos d'água;
- Fator de Assimetria da Bacia de Drenagem (FABD);
- Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT);
- Relação declividade-extensão ou índice de RDE da bacia.

Foi utilizado também o *software ArcGIS*® v. 9.3 para a finalização dos mapas hipsométrico e de declividade, bem como mapa de alinhamentos estruturais e do mapa do fator de simetria topográfica transversal.

Para confecção do mapa de anomalias existentes na bacia, utilizou-se a metodologia presente em Assumpção & Marçal (2006). Após digitalização da base, as anomalias de drenagem foram mapeadas, sendo pontualmente localizadas no decorrer da bacia, onde o produto cartográfico resultante foi elaborado a partir do escaneamento dos *overlays*, sendo finalizado no *software Photoshop*. Os dados resultantes foram confrontados com os dados levantados na área.

Foram realizados trabalhos de campo, nos quais foi feita a checagem de informações obtidas através dos mapas (hipsométrico, declividade e anomalias de drenagem), perfis e do RDE, bem como a identificação e descrição das feições de relevo existentes. O trabalho de campo foi complementado com o registro fotográfico do modelado do relevo, bem como das estruturas e das formações superficiais.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

A bacia hidrográfica do ribeirão Laçador possui forma alongada, de orientação geral NW-SE. A área drenada é de 8,2 km² com perímetro de 17,9 km. Localizada ao sul do perímetro urbano de Faxinal (PR), o ribeirão Laçador corresponde a um sistema fluvial de 3ª ordem, conforme a classificação de Strahler (1957).

6.1 ANÁLISE MORFOMÉTRICA DO RELEVO LOCAL

A forma alongada da bacia hidrográfica é comprovada quando aplicados alguns índices morfométricos (Coeficiente de Compacidade, Fator de Forma e Índice de Circularidade). O Baixo Fator de Forma e Índice de Circularidade, como encontrados na bacia (0,14 e 0,32 respectivamente) indicam bacias alongadas e pouco propensas a inundações, assim como um alto coeficiente de compacidade de 1,75 (Tabela 1).

Tabela 1 - Características geométricas e da rede de drenagem para o ribeirão Laçador - Faxinal - Paraná.

Característica	Resultados
Área de Drenagem (km ²)	8,2
Perímetro (km)	17,9
Eixo da Bacia (km)	7,6
Comprimento total das drenagens, com intermitentes (km)	33,2
Ordem dos canais (Strahler 1957)	3
Declividade do Canal Principal (m/km)	44,07
Índice de Circularidade (Ic)	0,32
Coeficiente de Compacidade (Kc)	1,75
Fator de Forma (F)	0,14
Índice de Sinuosidade	1,24
Densidade de Drenagem (DD) – km/km ²	4,05
Fator de assimetria da bacia de drenagem (FABD)	39,02

O índice de assimetria (Salamuni *et. al.* 2004) de 39,02 (Tabela 1), mostra que a drenagem se encaixa na porção central da bacia, de forma simétrica. Contudo, essa simetria é explicada pela presença de diques de diabásio que dificultam a migração do canal do ribeirão Laçador.

A bacia possui uma alta densidade de drenagem quando consideramos a drenagem intermitente, existindo 4,05 km de drenagem para cada km². O índice de sinuosidade próximo a unidade (1,24) mostra uma tendência a retilinearidade, característica esta não observada no baixo curso. Segundo Antoneli e Thomaz (2007), canais retilíneos favorecem um maior transporte de sedimento (Figura 10).

O grande poder de transporte do ribeirão Laçador também é evidenciado quando analisamos a grande amplitude de altitude ao longo do canal, que possui declividade média de 44 metros a cada quilômetro (Tabela 2), o que resulta numa grande velocidade de escoamento, permitindo o transporte de sedimentos de grande porte e a erosão intensa do substrato (Figura 10).



Figura 10 - Confluência entre o ribeirão Laçador e o ribeirão Laçadorzinho, evidenciando o grande poder de transporte e erosão do canal, com detritos de grande porte depositados e retrabalhados ao longo do curso do rio. Foto: Edison Fortes, Maio de 2011.

As altitudes variam de 420 metros, próximo a confluência do ribeirão Laçador com o rio Pereira, até 816 metros nos interflúvios mais altos (Figura 11 - Mapa Hipsométrico), ou seja, um desnível de quase 400 metros distribuído ao longo de um eixo de 7,6 km, que constitui o comprimento axial da bacia (Tabela 1).

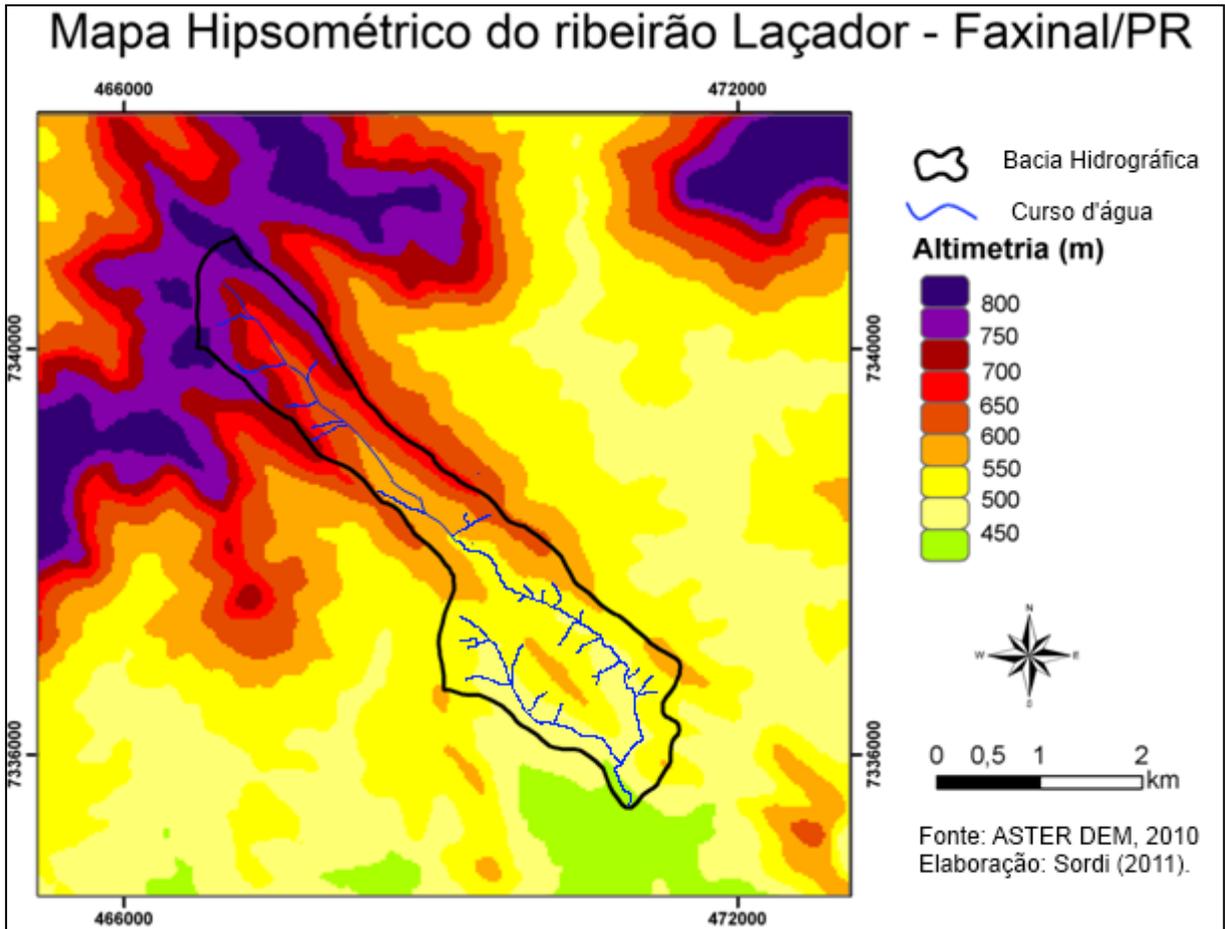


Figura 11 - Carta Hipsométrica: bacia do ribeirão Laçador.

As maiores declividades, acima de 75%, ocorrem juntas às vertentes da parte montante da bacia hidrográfica (Figura 12). Porém, predominam declividades entre 20 e 45%, que se distribuem ao longo de toda bacia (Figura 12). As menores declividades, inferiores a 8%, apresentam maior área de abrangência junto ao baixo curso do ribeirão Laçador, podendo se apresentar confinadas ao fundo dos vales do Laçador e Laçadorzinho, e junto aos topos dos diques de diabásio.

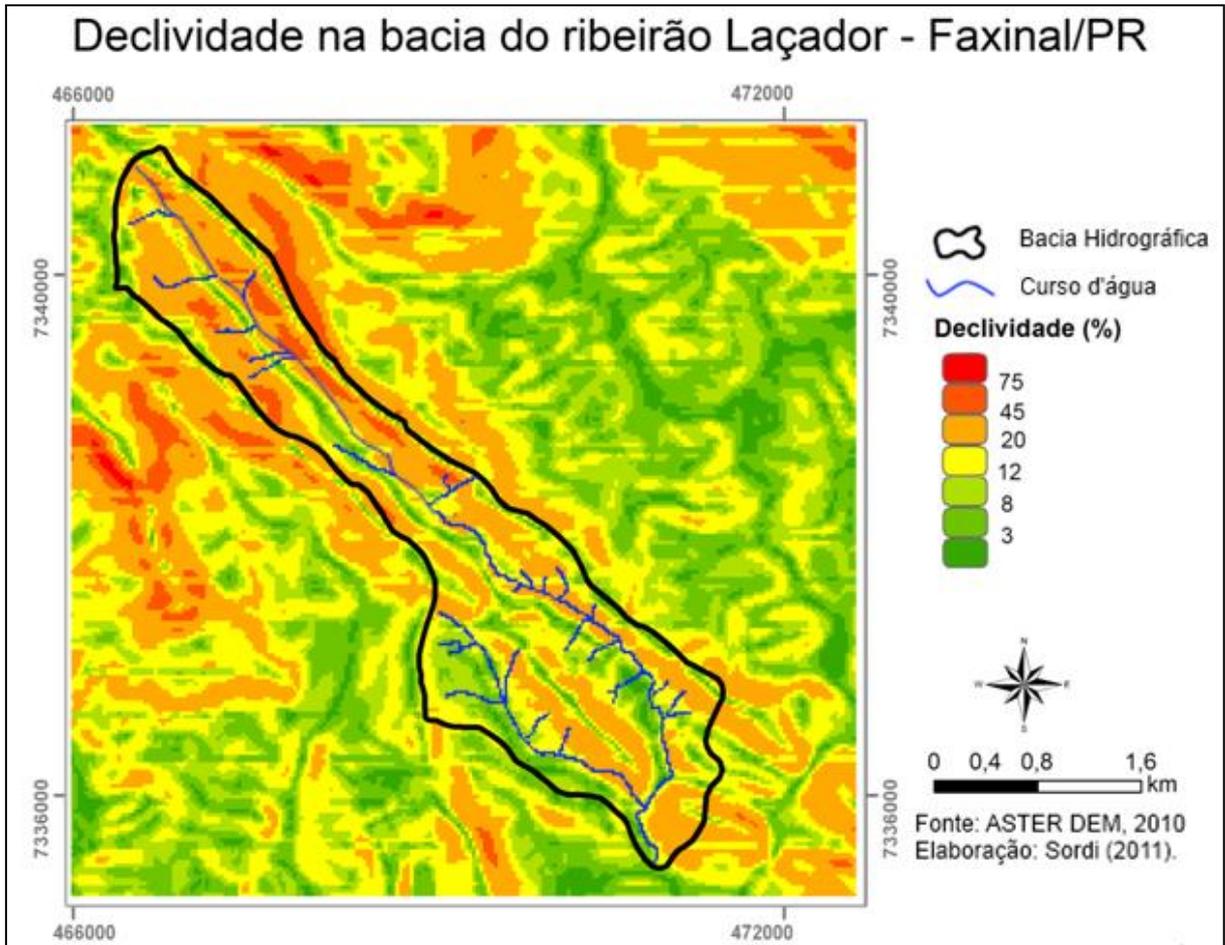


Figura 12 - Carta de declividade: bacia do ribeirão Laçador.

6.2 ANÁLISE MORFOGENÉTICA E FORMAÇÕES SEDIMENTARES SUPERFICIAIS

A bacia do ribeirão Laçador compreende dois sistemas hidrográficos principais, representados pelo ribeirão Laçador e ribeirão Laçadorzinho, este último menor e conectado ao primeiro por sistemas de falhas de direção NE-SW. Essas falhas NW-SE são perpendiculares a direção dos diques de diabásio, e localizadamente uma falha NW-SE permite a captura do ribeirão Laçador pelo Laçadorzinho a jusante e pela margem esquerda.

Nascimento (2009) desenvolveu estudos descritivos do relevo da bacia do ribeirão Laçador, a partir de mapeamento realizado, no qual identificou geformas variadas representativas de importantes controles estruturais na bacia (Figura 13).

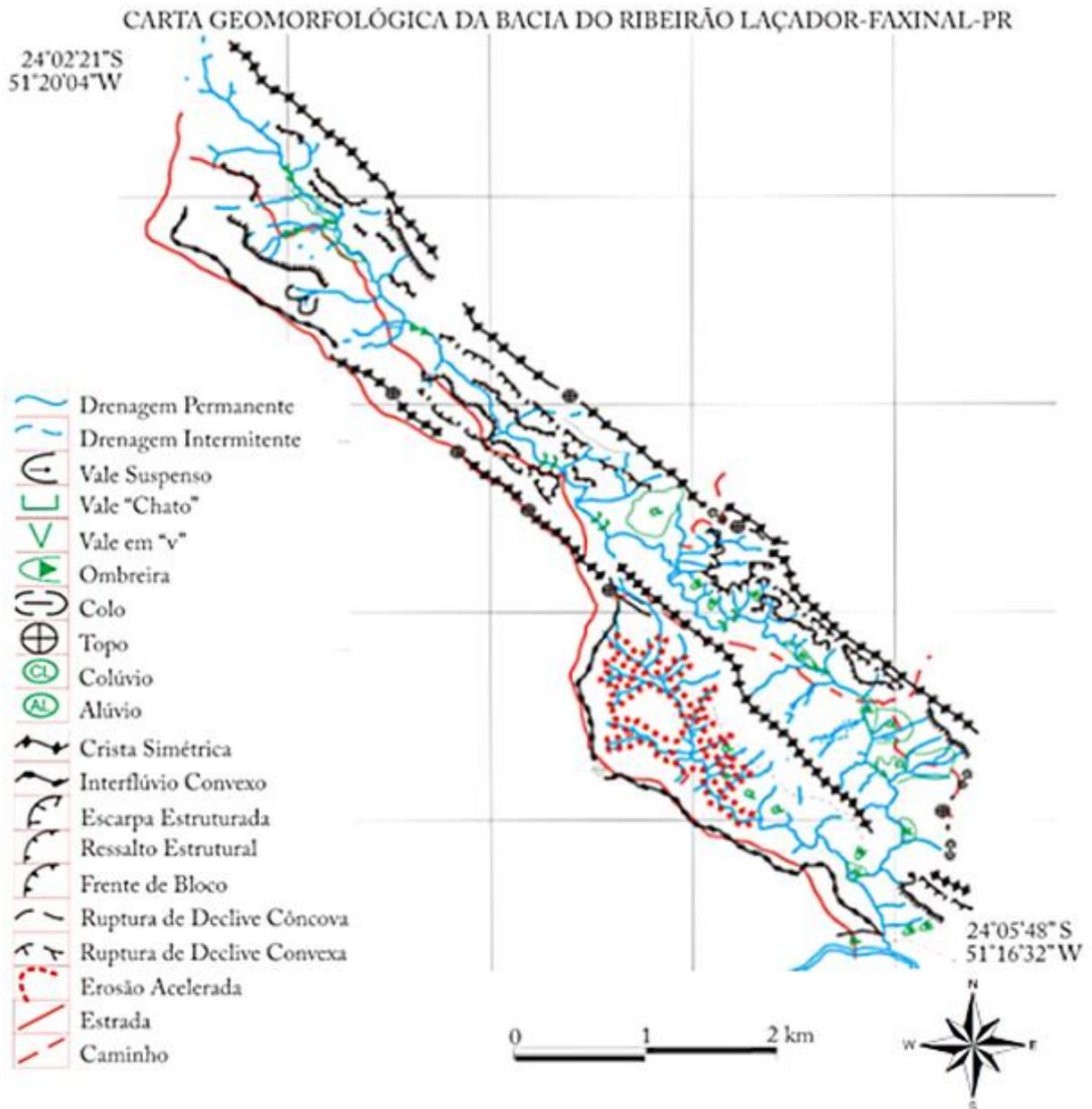


Figura 13 - Mapa Geomorfológico da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador (NASCIMENTO, 2009).

As formações superficiais presentes na área estão representadas por depósitos sedimentares inconsolidados, possivelmente quaternários, de origem gravitacional, além de outros de origem colúvio-aluvial, e secundariamente solos autóctones. Enquanto estes são encontrados de maneira localizada, junto aos topos dos diques de diabásio, os de origem gravitacional apresentam ampla distribuição, desde as altas vertentes até o fundo do vale.

As formações superficiais podem apresentar até duas seqüências deposicionais distintas. Uma basal, constituída por cascalheiras polimíticas, com espessuras que variam 0,5 até 2,0m de espessura. Sobreposta a esse nível de cascalho, ocorre em contato discordante, seqüência de 1,0 a 1,5m de espessura de material areno-argiloso, mal selecionado, podendo

apresentar blocos de até 50cm de diâmetro imersos em matriz areno-argilosa, com predomínio desta. Os blocos mostram imbricação em direção ao fundo do vale, podendo ser subarredondados, arredondados e até placóides.

A sequência basal, mais antiga, correspondente aos níveis de cascalho com pouca matriz, que indica uma possível contribuição de leques aluviais na formação das vertentes das bacias, cuja zona proximal encontrava-se junto aos diques de diabásio. Contudo, a presença de cascalhos associados às litologias da Formação Serra Geral, Botucatu, Pirambóia e até Rio do Rasto, indicam uma importante participação litoestrutural na formação dessas vertentes.

As condições de energia envolvidos nos processos deposicionais da bacia, teve importante decréscimo na deposição da sequência do topo, embora esta ainda tenha no seu ambiente gerador condições de alta energia. A sequência argilo-arenosa, com blocos imbricados e imersos na matriz, indicam movimentos de massa e coluviamento, sob condições de alta umidade (Figura 14).



Figura 14 - Depósito de fluxo gravitacional associado a processo de movimentos de massa, ao longo da vertente da margem esquerda do Laçador. Pode-se observar blocos subarredondados com imbricação em direção ao fundo do vale.

Foto: Edison Fortes, Maio de 2011.

As vertentes da bacia hidrográfica são curtas, com cerca de 650 a 150 metros, porém suas declividades podem atingir até 75%, como resultado das estruturas encaixantes, constituídas pelos diques de diabásio, que formam os divisores de água da bacia. Pequenas drenagens de primeira e segunda ordem descem as vertentes erodindo parcialmente os depósitos de fluxos gravitacionais, e expõem as rochas paleozóicas e mesozóicas, com predomínio das primeiras, emprestando as vertentes um aspecto lobado, semelhante a cones de dejeção.

Nos locais onde as drenagens de primeira e segunda ordem expõem as rochas do embasamento, formam nascentes d'água, com solos mais úmidos e permitindo o desenvolvimento de nichos de vegetação adaptada a umidade intensa (Figura 15).



Figura 15 - Zonas de nascente junto a afloramento da Formação Rio do Rasto. Nestes locais afloram rochas da formação de canais de primeira ordem que seccionam as coberturas sedimentares quaternárias.
Foto: Edison Fortes, Maio de 2011.

A configuração dos diques de diabásio, que constituem os divisores de água da bacia em ambas as margens, mostra uma proximidade maior no alto curso, podendo se distanciar no baixo curso, nas proximidades com o rio Pereira. Ao longo de suas extensões os diques

apresentam formas ligeiramente curvas e interrompidas por falhas de direção NE-SW. Nestes locais o relevo encontra-se mais rebaixado por erosão e/ou é seccionado por rios como o Pereira e o próprio ribeirão Laçador.

6.3 ANOMALIAS E PROCESSOS ASSOCIADOS

As anomalias de drenagem são classificadas em: capturas de drenagem (*river capture* ou *stream piracy*), prováveis capturas futuras, curvaturas anômalas, segmentos retilíneos da drenagem e meandros comprimidos (*compressed meanders*) (ASSUMPCÃO & MARÇAL 2006). Como referencial para distinguir as feições, foram utilizados como base teórica os trabalhos de HOWARD (1967), SUMMERFIELD (1991), COX (1994), GONTIJO (1999) e BEZERRA (2003).

O mapa de anomalias de drenagem utilizou basicamente a metodologia descrita por Assumpção & Marçal (2006), porém foram feitas modificações de modo a compatibilizar o produto com as necessidades e a realidade da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador. Assim, no presente estudo o mapa de anomalias não contém apenas as anomalias de drenagem propriamente ditas, mas também anomalias de relevo que influenciam diretamente no comportamento do sistema fluvial como um todo.

Os trechos retilíneos por sua vez estão ligados a falhas e fraturas ao longo do curso d'água. Essas falhas ou fraturas são áreas de menor resistência ou zonas de fraqueza, nas quais o rio se encaixa, entalhando mais facilmente o talvegue. Essas falhas e fraturas estão ligadas principalmente a lineamentos estruturais. Pode-se observar assim um predomínio de trechos retilíneos na direção NW-SE e NE-SW, que coincidem com os enxames de diques de diabásio (NW-SE) e das falhas que são responsáveis pelo seccionamento desses diques ao longo de todo 2º Planalto Paranaense (NE-SW) (ZALÁN *et. al.* 1987 e ZALÁN *et. al.* 1990).

Na bacia do ribeirão Laçador, as anomalias foram classificadas em: capturas de drenagem, anomalias de relevo e curvaturas anômalas. (Figura 16).

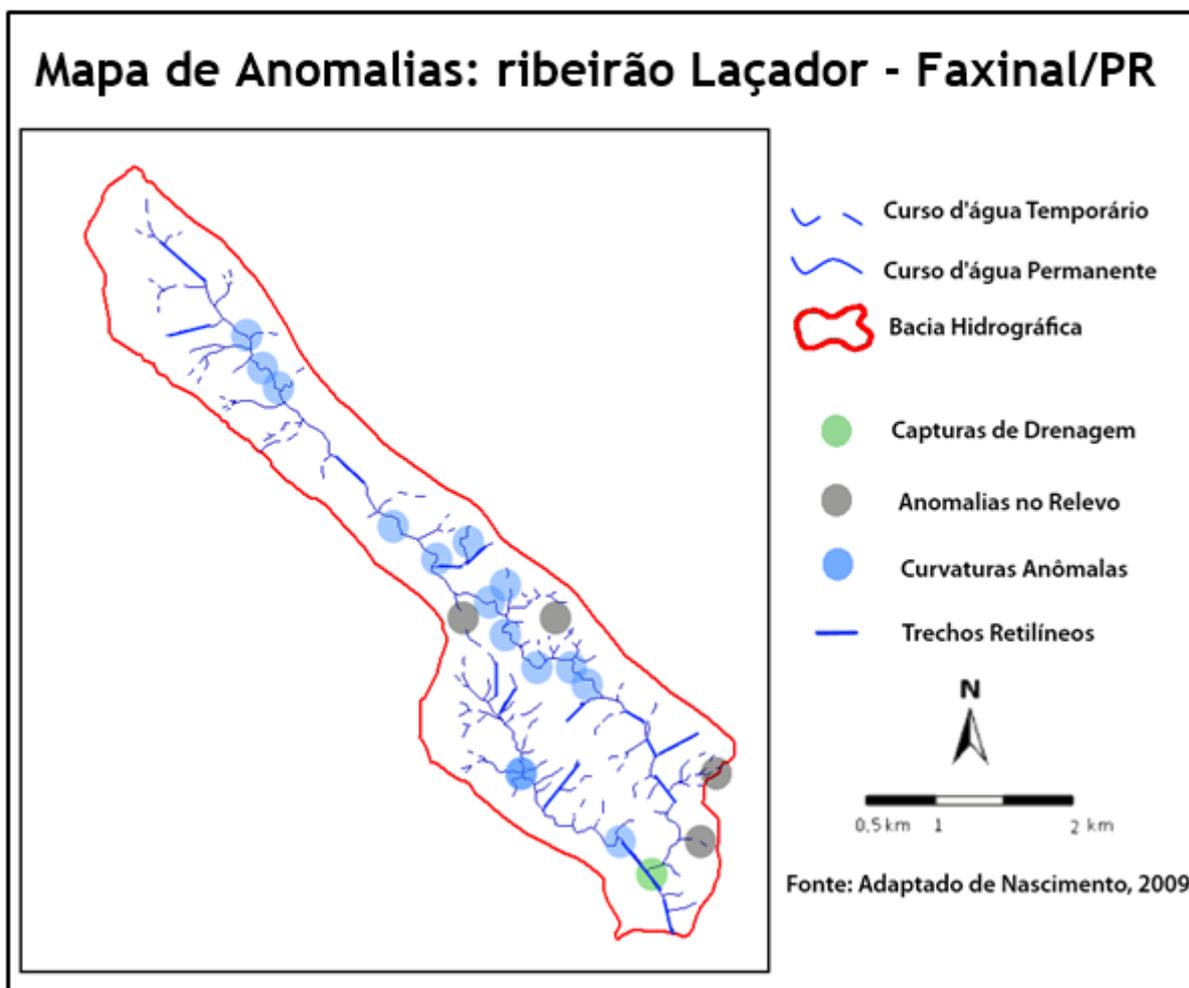


Figura 16 - Mapa de Anomalias, baseado em Assumpção e Marçal (2006).

As curvaturas anômalas foram as anomalias mais comuns ao longo da bacia, sendo 14 no total, concentrando-se no curso médio do rio Laçador. Segundo Howard (1967), feições deste tipo estão relacionadas ao controle estrutural e podem ser indicativos de movimentação tectônica recente ou inversão de relevo.

A concentração de 6 curvaturas anômalas, no setor médio da bacia, setor no qual pode-se identificar uma drenagem de padrão semi-circular está associada a anomalia de relevo, que será melhor detalhada a seguir, onde o dique de diabásio da margem esquerda está rotacionado.

Foram detectadas 3 prováveis anomalias de relevo que serão discutidas a seguir juntamente com os dados do RDE e do fator de simetria topográfica transversal. Essas 3 anomalias, assim como a captura de drenagem do ribeirão Laçador pelo ribeirão Laçadorzinho, representam os maiores indícios da influência da neotectônica na evolução do relevo e da drenagem na bacia.

Foram também reconhecidos na bacia seguimentos retilíneos, distribuídos ao longo de toda bacia, num total de 11 segmentos. Tais feições são importantes indicadores do controle estrutural, por estar associadas a zonas de fraturas a falhas.

O fator de simetria topográfica transversal (Hare & Gardner, 1985) mede a taxa de deslocamento do canal principal em relação a linha média da bacia hidrográfica. Quanto mais próximo de 0 o fator, menor é a assimetria, e quanto mais próximo de um, maior é a assimetria. A medida que o rio se afasta do centro e se aproxima de um dos divisores topográficos, o FSTT aumenta.

De acordo com o FSTT, de modo geral, o ribeirão Laçador é um curso d'água bem simétrico (Figura 17). A média dos 14 trechos em que foi aplicado o FSST foi de 0,30, um índice baixo, que revela a simetria do canal. A simetria do canal do ribeirão Laçador se dá pelo controle estrutural exercido pelos diques de diabásio, que ocorrem em ambas as margens e constituem os divisores topográficos da bacia.

A simetria do ribeirão Laçador só aumenta nas áreas onde existem evidências de movimentos tectônicos e associadas a presença do ribeirão Laçadorzinho. No setor 9, onde a drenagem possui padrão semi-circular o FSST é de 0,27 (Figura 17), pois a anomalia de relevo faz com que o canal se encaixe mais próximo ao dique da margem direita. Nos próximos setores (10 e 11), o FSTT é 0,65 e 0,59 respectivamente, nos quais se observa um aumento da assimetria, principalmente devido a presença do ribeirão Laçadorzinho na margem direita.

Já na baixa vertente, próximo a área da captura de drenagem, o canal é capturado, assim, tomando direção SW, e conseqüentemente há aumento da simetria (FSST = 0,29 no trecho 12 e 0,10 no trecho 13). Após a captura de drenagem, o FSST é de 0,82, evidenciando grande assimetria do canal junto a sua foz.

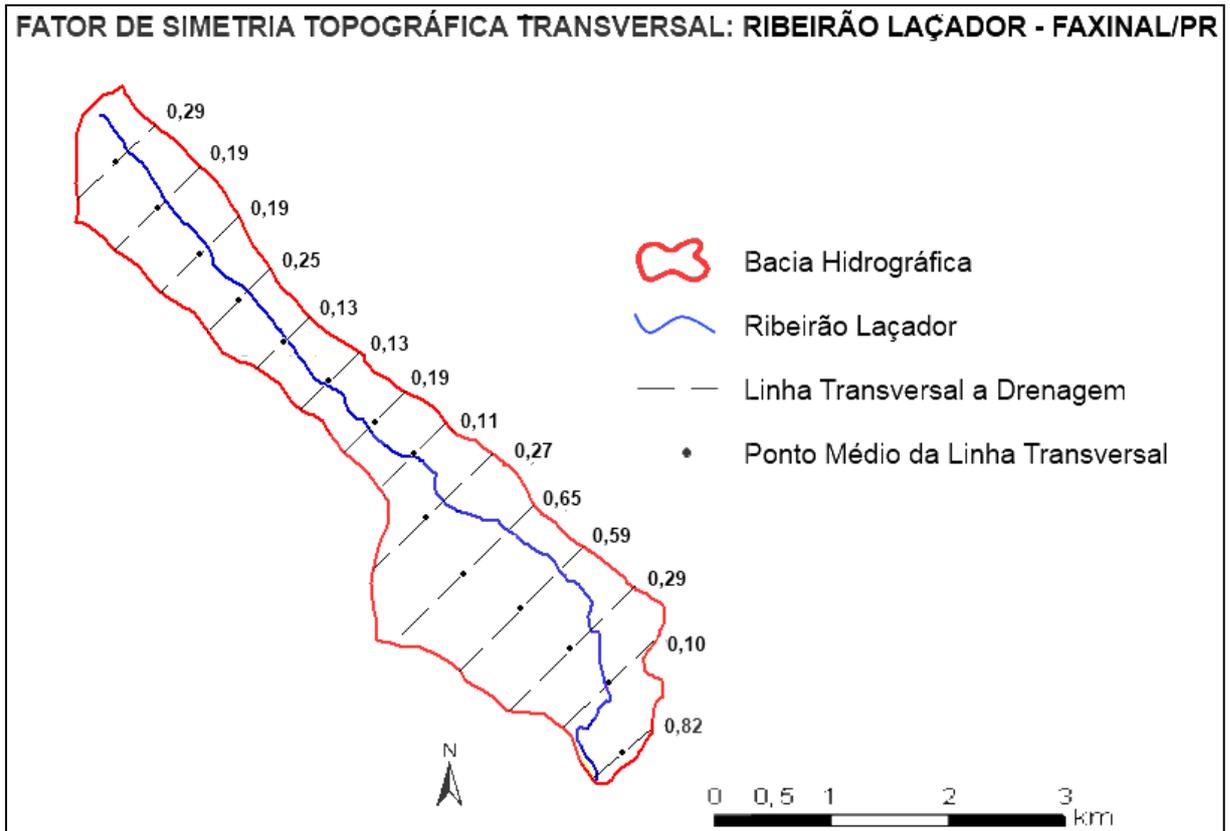


Figura 17 - Exemplo da aplicação do fator de simetria topográfica transversal no ribeirão Laçador.

Outro índice morfométrico muito importante e eficaz para verificação da influência neotectônica e estrutural, e de pouca aplicação é o índice de RDE ou índice relação declividade-extensão. O índice RDE consiste basicamente na análise do perfil longitudinal do rio, por trechos, relacionando a declividade e a extensão do canal com possíveis anomalias no perfil do curso d'água.

Tabela 2 - Dados morfométricos do perfil longitudinal do ribeirão Laçadorzinho.

As células em amarelo representam anomalias de segunda ordem e as células em vermelho representam anomalias de primeira ordem

Trecho	Cota sup.	Cota inf.	Dif. alt.	Ext. trecho	Ext. total	Declividade	RDE trecho	RDE total	RDEtrecho/ RDEtotal	Formação
1	538	498	40	500	500	0,06176	40	11,49	3,48	Rio do Rasto
2	498	485	13	500	1000	0,04927	26	11,49	2,26	Rio do Rasto
3	485	476	9	500	1500	0,01529	27	11,49	2,35	Rio do Rasto
4	476	465	11	500	2000	0,00471	44	11,49	3,83	Rio do Rasto
5	465	449	16	299	2299	0,00509	123	11,49	10,71	Rio do Rasto

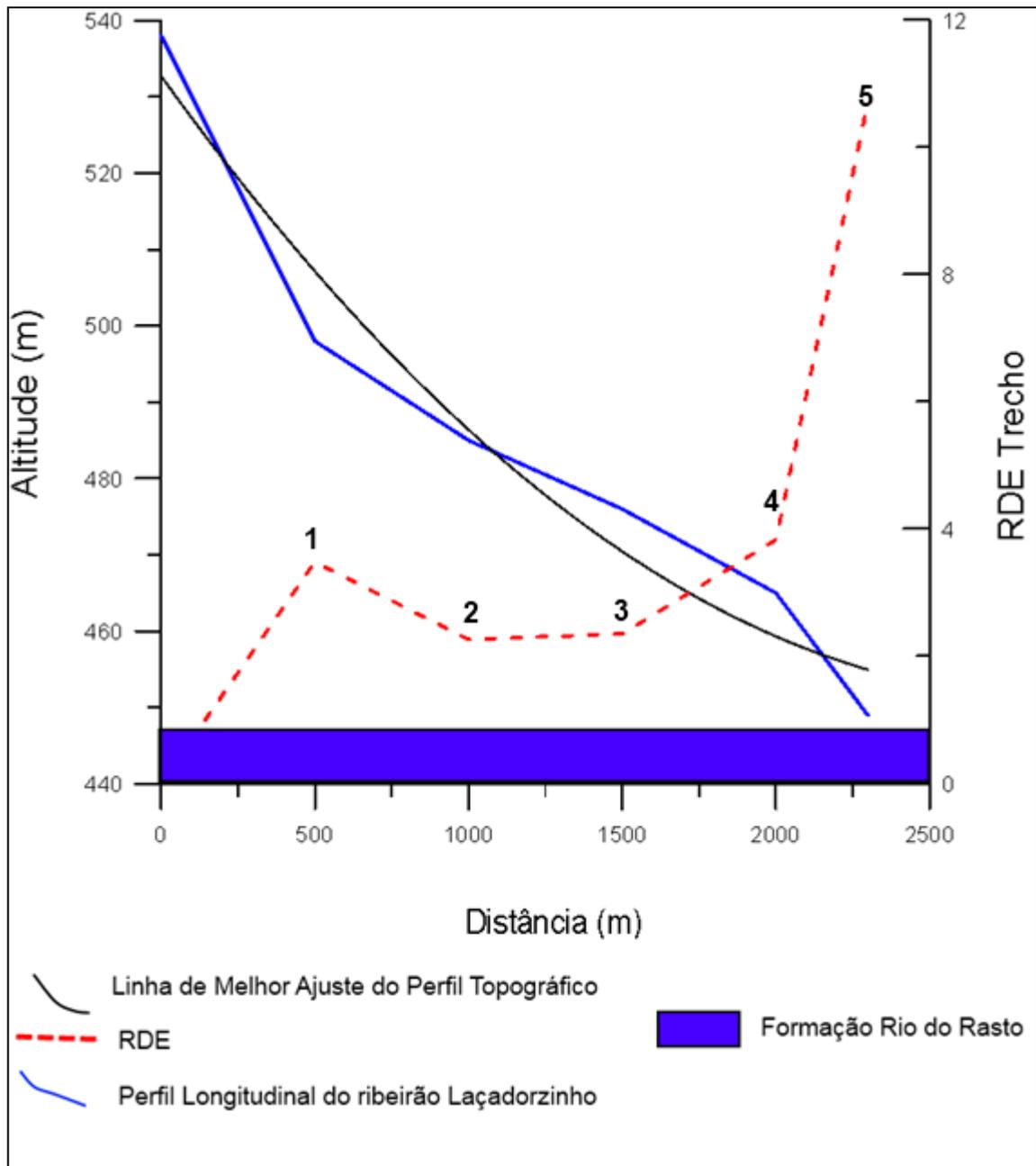


Figura 18 – Gráfico representando a Relação declividade-extensão para o perfil longitudinal do ribeirão Laçadorzinho. Os números representam os trechos do RDE, também representados na tabela 2.

O ribeirão Laçadorzinho apresenta ao longo de todo seu perfil longitudinal anomalias, como pode ser observado na Tabela 2. A maioria das anomalias é de segunda ordem, entre 2 e 10, que englobam anomalias de pequena magnitude, mas que mostram o desajuste do canal do ribeirão Laçadorzinho.

Através da figura 18, observa-se, um considerável desajuste da linha do perfil longitudinal do ribeirão Laçadorzinho em relação à linha de melhor de ajuste. No primeiro trecho, que possui anomalia do índice de RDE da ordem de 3,48, pode-se observar que a linha

do perfil se encontra em ascensão (côncavo) em relação a linha de melhor ajuste inicialmente porém logo observa-se uma subsidência (convexidade) bem marcada.

No segundo e terceiro trechos (anomalia do índice RDE de 2,26 e 2,35 respectivamente), o perfil do rio tem em um primeiro momento comportamento de estabilidade, no qual intercepta a linha de menor ajuste, depois um longo trecho em ascensão que culmina no trecho 4 de índice 3,83.

A maior anomalia do ribeirão Laçadorzinho está no seu setor jusante, onde este captura o ribeirão Laçador. A captura é representada por uma anomalia no índice de RDE de 1ª ordem, de 10,71 (tabela 2) e de 10,23 na Tabela 3.

Tabela 3 - Dados morfométricos do perfil longitudinal do ribeirão Laçador .

As células em amarelo representam anomalias de segunda ordem e as células em vermelho representam anomalias de primeira ordem.

Trecho	Cota Inf.	Cota Sup.	Dif. Alt.	Ext. Trecho	Ext. total	Declividade	RDE Trecho	RDE Total	RDEtrecho/RDEtotal	Formação
1	773	709	64	500	500	0,0618	64	38,13	1,68	Serra Geral
2	709	647	62	500	1000	0,0493	124	38,13	3,25	Serra Geral
3	647	635	12	500	1500	0,0153	36	38,13	0,94	Serra Geral
4	635	608	27	500	2000	0,0047	108	38,13	2,83	Botucatu
5	608	594	14	500	2500	0,0051	70	38,13	1,84	Botucatu
6	594	564	30	500	3000	0,0096	180	38,13	4,72	Rio do Rasto
7	564	555	9	500	3500	0,0088	63	38,13	1,65	Rio do Rasto
8	555	540	15	500	4000	0,0034	120	38,13	3,15	Rio do Rasto
9	540	516	24	500	4500	0,0026	216	38,13	5,66	Rio do Rasto
10	516	502	14	500	5000	0,0021	140	38,13	3,67	Rio do Rasto
11	502	498	4	500	5500	0,0034	44	38,13	1,15	Rio do Rasto
12	498	490	8	500	6000	0,0012	96	38,13	2,52	Rio do Rasto
13	490	480	10	500	6500	0,0022	130	38,13	3,41	Rio do Rasto
14	480	460	20	500	7000	0,0013	280	38,13	7,34	Rio do Rasto
15	460	434	26	500	7500	0,0022	390	38,13	10,23	Rio do Rasto
16	434	432	2	98	7598	1,0022	155,06	38,13	4,07	Rio do Rasto

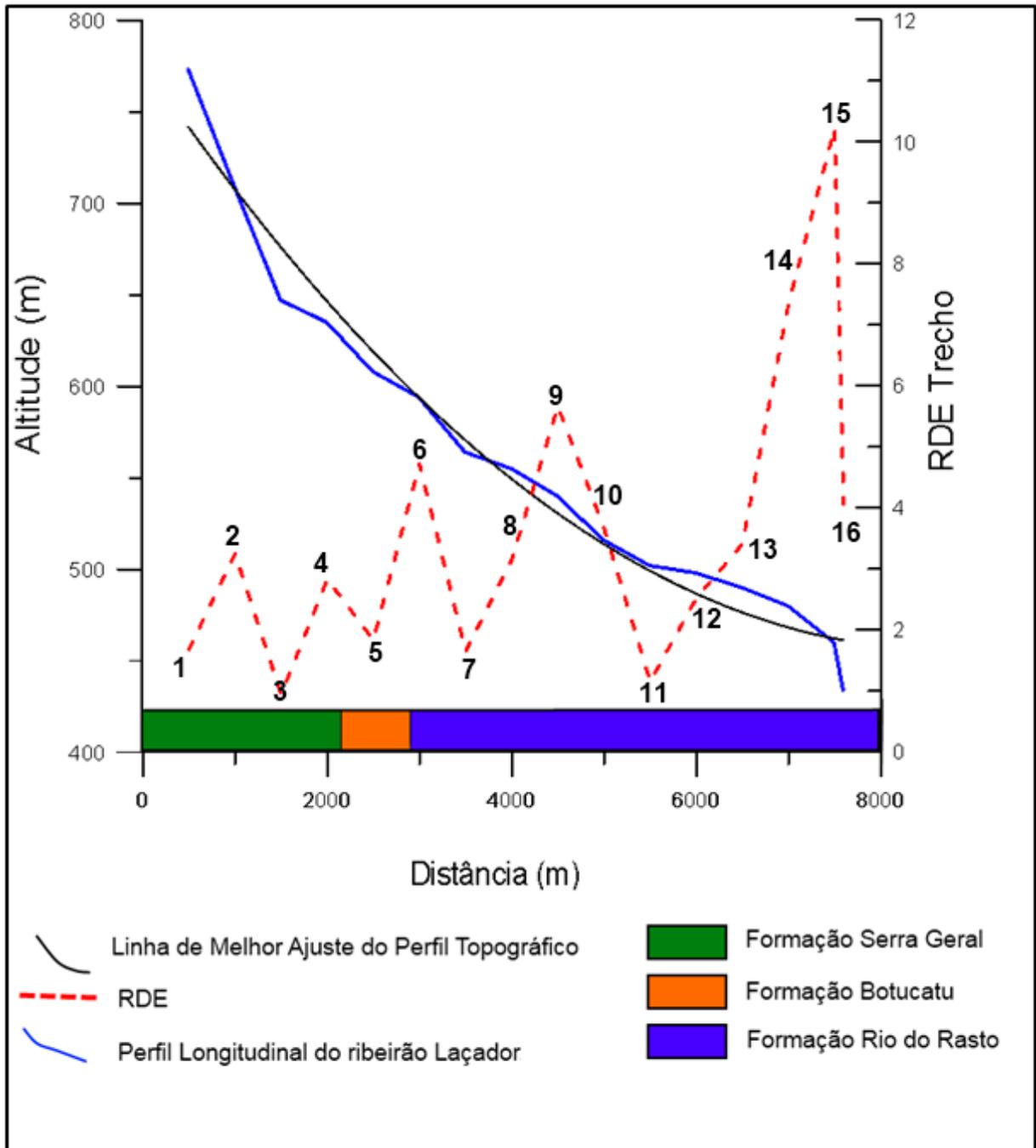


Figura 19 - Gráfico representando a Relação declividade-extensão para o perfil longitudinal do ribeirão Laçador. Os números representam os trechos do RDE, presentes também na tabela 3.

O índice RDE do ribeirão Laçador revela um curso d'água em desequilíbrio ao longo de praticamente todo o perfil longitudinal. A linha de melhor ajuste não se mostra com grande distância em relação ao perfil longitudinal do rio, porém dos 16 setores em que o rio foi dividido apenas 5 setores não apresentaram nenhuma anomalia (setores 1,3,5,7 e 11).

Entre os setores 3 e 5 ocorre certa estabilidade, apenas interrompida pelo contato entre as formações Botucatu e Pirambóia (setor 4). As maiores anomalias encontram-se no setor jusante, a exemplo do ribeirão Laçadorzinho.

Entre o setor 9 e 10 ocorre uma anomalia de relevo de grande importância na bacia, na qual observa-se uma drenagem semi-circular, representada pelos índices de RDE de 5,66 e 3,67. Mais a jusante, anomalias no índice RDE passam a ter maior representatividade, atingindo valores de 7,34 e 10,23.

No trecho onde o valor do índice é de 7,34, podemos verificar uma área soerguida, a qual impede o ribeirão Laçador de continuar em seu curso natural. A maior anomalia verificada a partir do índice RDE está associada a captura do ribeirão Laçador por seu principal afluente, o ribeirão Laçadorzinho.

Agora, as anomalias identificadas com auxílio do índice RDE serão confrontadas com dados levantados em campo e outros produtos cartográficos, como o mapa de anomalias de drenagem (Figura 16).

Foram identificadas diversas anomalias associadas às vertentes, ao canal do Laçador e as linhas de falhas e juntas. A mais importante compreende um importante feição semi-elíptica, limitada segundo Nascimento (2009) por ressalto estrutural (Figura 13), localizada no terço inferior da bacia. A presença localizada dessa feição confere ao perfil transversal ao vale, um aspecto assimétrico, entre as vertentes de ambas as margens do vale.



Figura 20 - Depósito de fluxos gravitacionais, localizado a média vertente do ribeirão Laçador, próximo a ruptura do dique da margem direita. 1 – Formação Pirambóia; 2 – Formação Rio do Rasto; 3 – Formação Rio do Rasto; 4 – Cascalheira (Material transportado Quaternário).

Foto: Edison Fortes, Maio de 2011.

Segundo FORTES, *et. al.* (2011) essa feição anômala apresenta cobertura sedimentar, de idade possivelmente quaternária, associada a depósitos de fluxos gravitacionais. Em planta e em perfil estes depósitos apresentam aspecto escalonado, resultando em feições típicas de ressaltos litológicos controlados por erosão diferencial e falhas normais, cuja amplitude altimétrica atinge 120m. Estes depósitos apresentam um eixo longitudinal de direção N40E, perpendicular a bacia hidrográfica do ribeirão Laçador e aos diques de diabásio, esses últimos dispostos na direção N40-60W.



Figura 21 - Imagem do satélite *Geoeye*, obtida a partir do *software Google Earth 5.0*: parte da bacia do ribeirão Laçador, onde é evidenciada uma importante anomalia ao longo da vertente, associada a descontinuidade do dique de diabásio. 1 – Anomalia semi-elíptica de relevo; 2 – dique de diabásio (pontilhado); 3 – Zona de deslocamento do dique de diabásio.

Os ressaltos litológicos supracitados que representam a Formação Rio do Rasto, regionalmente podem ser identificados por dois pacotes sedimentares distintos. O pacote inferior, localmente apresenta 38 metros de espessura, estando representado por argilitos e siltitos de cores arroxeadas, avermelhadas e esverdeadas que se rompem em fragmentos de até 2,0 cm de diâmetro, podendo formar nódulos. O pacote superior é uma repetição do pacote inferior, que ocorre em nível altimétrico maior, entre 550m e 555m; ele sugere possível influência tectônica na formação das vertentes, e controle nos processos de sedimentação quaternária no local. Esse pacote sedimentar é tratado na literatura regional como uma intercalação arenosa que no local apresenta espessura de cerca de 3,0 metros, de cor amarelada.

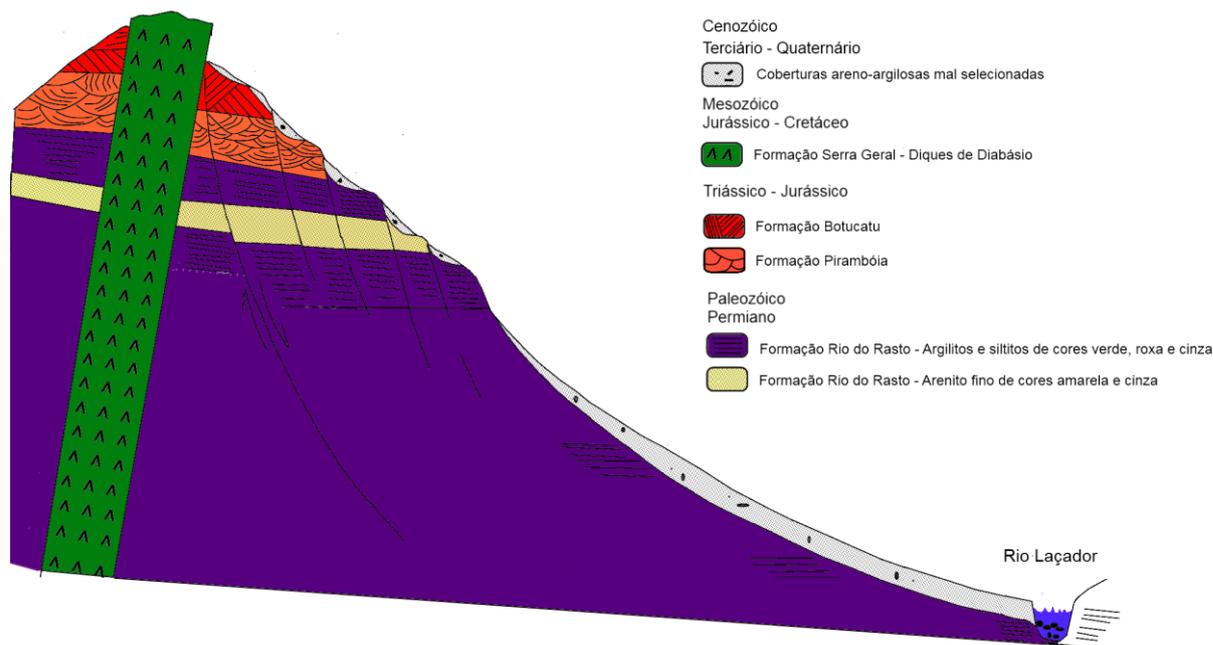


Figura 22 - Perfil geológico esquemático da vertente esquerda da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador. Observar que as coberturas superficiais se apresentam descontínuas e interrompidas pelos afloramentos rochosos.

A Formação Pirambóia constitui o pacote arenoso sobreposto aos anteriores situado em altitudes que variam de 555 m a 590 m, e representado por arenito fino, com estratificação cruzada muito friável e coloração creme a cinza claro. Em altitudes que variam de 590 e 620m aflora a Formação Botucatu, constituída por arenito médio, avermelhado, com estratificação cruzada. Em afloramento se apresenta bastante alterado. São comuns blocos de arenito silicificados, ocorrendo isolados junto às coberturas quaternárias superficiais.

A Formação Serra Geral está representada no local por dique de diabásio, cuja disposição subvertical mantém lateralmente as demais formações rochosas; sua dureza permite o desenvolvimento de topo saliente no relevo até a altitude de 630 m.

As formações superficiais, definidas por Fortes *et. al.* (2011), como Depósitos de Fluxos Gravitacionais (Figura 20 e 22), recobrem os embasamentos paleozóicos e mesozóicos em contato discordante, e são limitadas por falhas normais, formando blocos rotacionados.

As formações superficiais estão representadas por dois níveis distintos. O nível basal identificado na margem do córrego Laçador, em zona distal do depósito, corresponde a ortobrecha polimítica com 1,60 m de espessura. A brecha é constituída de blocos angulosos de argilitos e siltitos da Formação Rio do Rasto, e blocos subarredondados a subangulosos das Formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral, dispersos em matriz arenó-argilosa em concentração inferior a 10%.

Nos primeiros 0,60 m a partir da base, predomina blocos angulosos da Formação Rio do Rasto, com diâmetros de 3,0 mm a 6,0 cm, e raros blocos de diabásio, que podem chegar a mais de 1,0 m de diâmetro. Verifica-se uma tendência granodecrescente para todo esse nível, embora também possam ocorrer blocos maiores de 5,0 cm de diâmetro em direção ao topo.

O nível superior é constituído por um pacote areno-argiloso, mal selecionado, com cerca de 1,0 m de espessura, e raros fragmentos de rocha de até 1,0 mm de diâmetro. A presença de intercalação de cascalho fino, com 3,0 cm de espessura, indica pequenas variações de energia durante a deposição do material sedimentar, comprovando a origem alóctone dessa cobertura. O nível superior pode ser identificado ao longo de toda vertente; ela encontra-se interrompido localmente por afloramentos do embasamento onde é sugerida presença de zonas de falhas normais. Ao longo da vertente não foi possível identificar depósitos de cascalheira, porém em alguns locais a cobertura areno-argilosa ocorre em contato direto com o embasamento.

Outra importante anomalia associada à disposição e possível movimentação recente dos diques de diabásio corresponde ao processo de captura do ribeirão Laçador pelo Laçadorzinho, a partir de falhas de direção NE-SW. Este último ribeirão forma um sistema hidrográfico menor que captura as águas do ribeirão Laçador pela sua margem esquerda (Figuras 21 e 23).

Essa anomalia também está bem representada nos gráficos e índices RDE onde tanto para o ribeirão Laçador, quanto para o ribeirão Laçadorzinho. Foram encontradas anomalias no índice de 1ª ordem (anomalia do índice RDE de 10,23) corroborando o mapa de anomalias de drenagem e as evidências encontradas em campo.



Figura 23 – Imagem do satélite *Geoeye*, obtidas a partir do *Google Earth 5.0*, do local de captura do ribeirão Laçador pelo Laçadorzinho. 1 - ribeirão Laçador; 2 - ribeirão Laçadorzinho; 3- rio Bufadeira; 4 – rio Pereira; 5 – Captura de Drenagem; 6 – Diques de diabásio.

A principal evidência do predomínio do controle estrutural sobre a erosão está relacionada à continuidade das litologias mais friáveis da bacia em direção sudeste. A drenagem, porém adquire direção sudoeste (Figuras 21 e 23), a partir do seccionamento de falhas N74E88NW (Figura 24).

Essa zona soerguida, por refletir diretamente no comportamento da drenagem, está também representada como anomalia no índice declividade-extensão (RDE), onde corresponde ao segundo trecho com maior anomalia ao longo do perfil longitudinal do ribeirão Laçador (7,34 – Quadro 2).

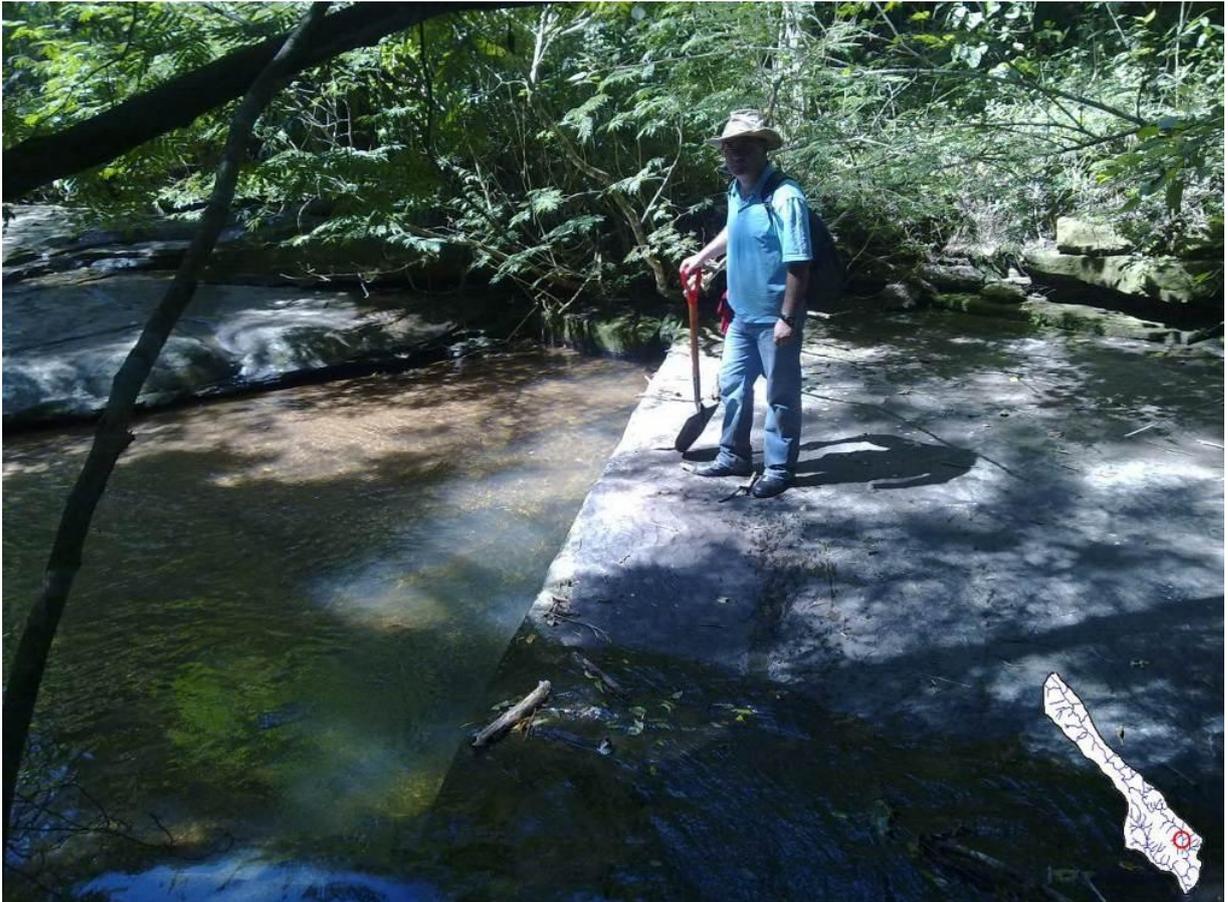


Figura 24 - Falhas NE-SW a montante da captura de drenagem (ribeirão Laçador) evidenciando o forte controle estrutural e mostrando a importância dessas falhas no direcionamento da drenagem.
Foto: Bruno Aurélio Camolezi, Maio de 2011.

Na zona da captura de drenagem são frequentes barras de cascalho marginais e junto do canal, com blocos de 3 metros a 30 centímetros de diâmetro, evidenciando o alto poder erosivo da corrente que chega a formar margens íngremes de até 5 metros de altura.

A despeito do alto poder erosivo da corrente, o seccionamento do dique de diabásio, só pode ser explicado a partir do soerguimento da extremidade jusante da bacia, onde formou um pequeno interflúvio com o rio Bufadeira, cuja altitude é de cerca de 470 metros, sendo que na confluência do Laçador com o Laçadorzinho é de cerca de 447 metros, indicando um desnivelamento de origem neotectônica de cerca de 23 metros (Figura 21).

Embora não seja possível determinar cronologicamente a idade do evento tectônico em questão, em decorrência da ausência de materiais datáveis, é possível inferir uma idade quaternária, em virtude da baixa ordem de grandeza do ribeirão Laçador.

Os cursos d'água principais (ribeirão Laçador e Laçadorzinho) obedecem a direção dos diques que controlam a bacia na margem esquerda e direita, que estão associados com ao

Arco de Ponta Grossa (NW-SE), que controla a direção dos principais diques da borda planáltica da Serra do Cadeado (Figura 25).



Figura 25 - Foto sob o dique, a partir da margem esquerda, na baixa vertente. Sede da Fazenda Laçador em segundo plano.

Foto: Edison Fortes, Maio de 2011.

Essas falhas (NE-SW) influenciam a drenagem e quando presentes condicionam pequenas quebras de relevo, formando pequenas quedas d'água, curvaturas anômalas, cotovelos na drenagem, mudanças de direção e outras formas anômalas (Figura 20, 21, 22, 23 e 24).

6.4 ANÁLISE ESTRUTURAL DA BACIA HIDROGRÁFICA

Na etapa de campo também foi realizado o registro fotográfico do modelado do relevo, bem como das estruturas e das formações superficiais. Segue a descrição e medição das atitudes de feições planares e lineares, associadas respectivamente a camadas sedimentares, juntas e falhas (tabela 4 e figura 11).

Tabela 4 - Feições planares e lineares registradas em campo, a localização dos pontos está mapeada na Fig. 26.

Localização	Estrutura	Mergulho	Direção
Ponto 6	Falha	88° NW	N74E
Ponto 6	Falha	Subvertical	N75W
Ponto 7	Estrutura Planar	07° NW	N65E
Ponto 10	Falha	Subvertical	N05W
Ponto 10	Falha	Subvertical	N60E
Ponto 10	Falha	Subvertical	N49W
Ponto 10	Falha	Subvertical	N60W
Ponto 10	Falha	Subvertical	N05W

Ponto 11	Falhas Paralelas	Subvertical	N70W
Ponto 14	Fratura no Diabásio	Subvertical	N45E
Ponto 14/2	Falha	Subvertical	N47W
Ponto 21	Camada mediana	7° NW	N68E
Ponto 21	Camada basal	5° NW	N54E
Ponto 21	Fratura	Subvertical	N45W
Ponto 21	Fratura	85° NE	N24W
Ponto 22	Falha	Subvertical	N50E
Ponto 22	Falha	Subvertical	N32W
Ponto 23	Falha Normal	Subvertical	N76E
Ponto 24	Falha Normal Dextral	74°NW	N83E
Ponto 25	Falha	Subvertical	N84E
	Falha	89° NE	N22W

Assim, podemos verificar por meio dos diagramas de roseta e da tabela de Índices estatísticos que os lineamentos predominantes são de direção NW-SE e secundariamente NE-SW (Figura 26 e 27).

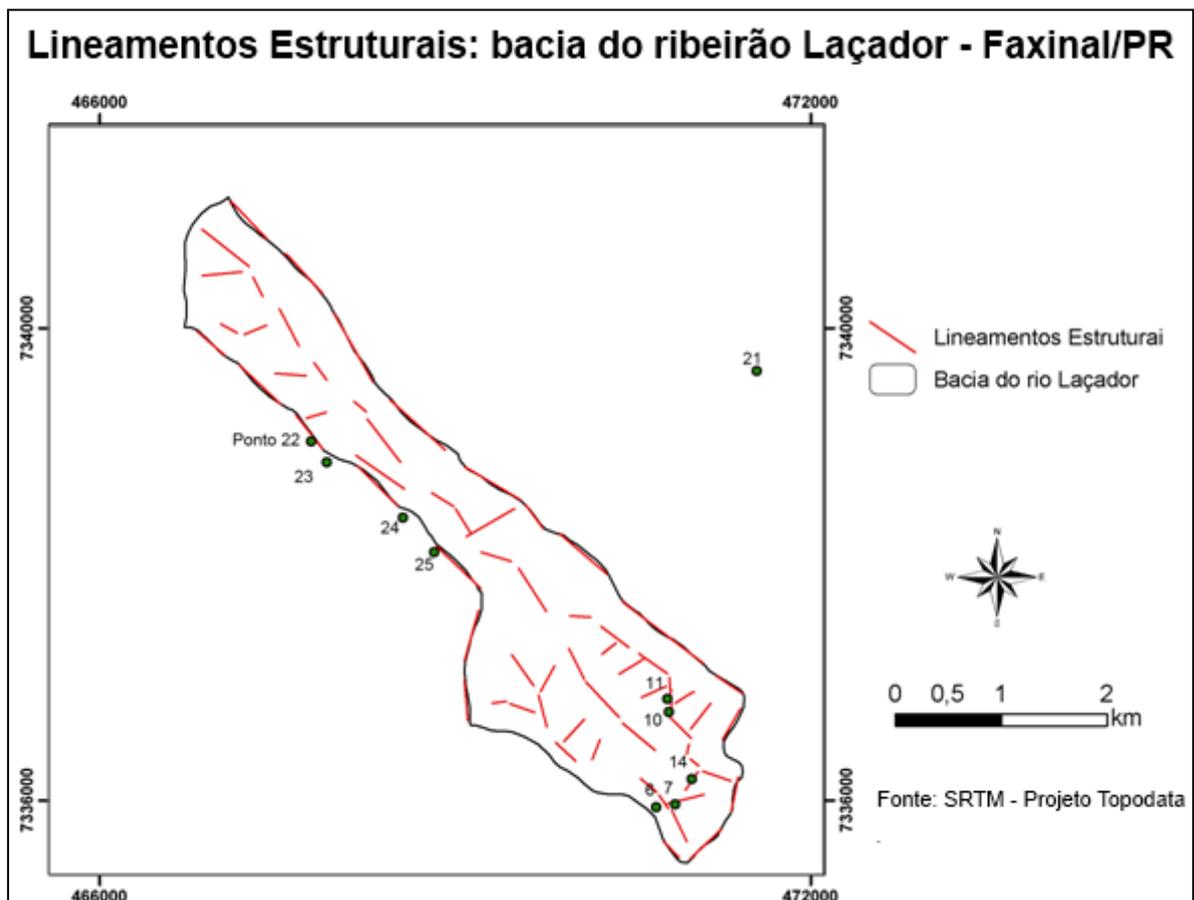


Figura 26 - Mapa de alinhamentos estruturais: bacia do ribeirão Laçador. Os números correspondem as paradas em campo e estão sinalizados na tabela acima.

A existência de lineamentos de direção NW-SE é facilmente identificada na imagem sombreada (Figura 4), principalmente nos diques que delimitam a bacia. A presença de diques de grande comprimento acaba influenciando os resultados dos diagramas de roseta, diminuindo a notoriedade dos lineamentos NE (Figura 27).

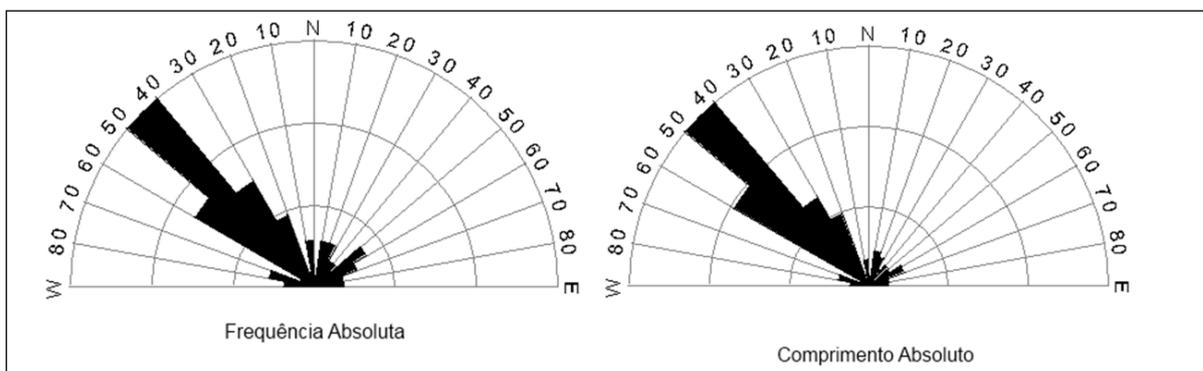


Figura 27 - Diagramas de roseta: frequência absoluta e comprimento absoluto dos lineamentos.

O grupo de lineamentos com maior representatividade é o N40-60W concentrando cerca de 45% dos lineamentos da bacia (Tabela 3), confirmando os dados levantados para a área do contexto da bacia. Segundo Couto (2011), A semelhança verificada entre os diagramas em roseta construídos com relação à frequência e ao comprimento absoluto reflete consistência nas direções dos lineamentos morfoestruturais reconhecidos na área de estudo e apresentados em estudos de SOARES *et. al.*(1982); ZALÁN *et. al.* (1987) e STRUGALLE (2004).

Nota-se de modo geral que os lineamentos NW predominam e são os lineamentos de maior comprimento, representado por traços longos e contínuos. Os lineamentos NE são mais curtos e pouco contínuos. Encontram-se em geral cortando a drenagem. Já os lineamentos E-W estão menos presentes e são representados por traços curtos e descontínuos.

Tabela 5 - Dados estatísticos dos lineamentos: bacia do ribeirão Laçador.

Início - Fim	Frequência Absoluta	Comprimento Absoluto (m)	Frequência Relativa (%)	Comprimento Relativo (%)	Comprimento Médio (m)
0- < 10	2	462.18	2.86	2.22	231.09
10 -< 20	2	492.76	2.86	2.37	246.38
20 -< 30	3	907.82	4.29	4.36	302.61
30 -< 40	4	584.37	5.71	2.81	146.09
40 -< 50	2	617.85	2.86	2.97	308.93
50 -< 60	2	464.31	2.86	2.23	232.15
60- < 70	3	735.58	4.29	3.53	245.19

70 -< 80	3	832.48	4.29	4.00	277.49
80 -< 90	0	0.00	0.00	0.00	0.00
90 -<100	3	611.85	4.29	2.94	203.95
100 -<110	1	283.73	1.43	1.36	283.73
110 -<120	5	1801.99	7.14	8.65	360.40
120 -<130	8	2410.68	11.43	11.58	301.33
130 -<140	16	5622.32	22.86	27.00	351.39
140 - <150	9	3645.47	12.86	17.51	405.05
150 - <160	1	158.74	1.43	0.76	158.74
160 - <170	3	738.94	4.29	3.55	246.31
170 - <180	2	441.57	2.86	2.12	220.78

É importante deixar claro que a escala de análise dos lineamentos, por se tratar de uma análise local, de uma pequena bacia hidrográfica, pode gerar ambiguidades. As características descritas para os lineamentos da bacia se forem considerados em caráter regional, podem se revelar inconsistentes, porém são de relevância para o presente estudo.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Na área de estudo, a análise dos parâmetros morfométricos tradicionais, aliados aos produtos cartográficos (mapa hipsométrico e clinométrico) mostram uma bacia hidrográfica de grande complexidade geomorfológica, marcada por grande amplitude altimétrica (396 metros) e grande declividade do canal principal (44,07 m/km).

A bacia possui formato alongado (Fator de Forma ($F = 0,14$), Índice de Circularidade ($I_c = 0,32$) e Coeficiente de Compacidade ($K_c = 1,75$)), com vertentes pouco extensas e de alta declividade.

Os parâmetros morfométricos tradicionais (coeficiente de compacidade, fator de forma, índice de circularidade, densidade de drenagem, Índice de sinuosidade, ordem dos cursos d'água) não foram suficientes para indicar possíveis controles estruturais e influências neotectônicas na configuração atual da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.

Os índices de RDE e o FSTT, no entanto, se mostraram ferramentas precisas na análise das anomalias presentes na bacia. Os setores aonde os índices se mostraram anômalos realmente correspondem a áreas com indícios da influência de eventos neotectônicos. O FSTT mostra claramente a influência do ribeirão Laçadorzinho e, como a existência desse sistema fluvial representa uma anomalia na bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.

Fatores que se propõe a avaliar a influência da tectônica na bacia como um todo, como o Fator de Assimetria da Bacia Hidrográfica (FABD), se mostraram pouco eficientes, pois a bacia encontra-se encaixada entre dois diques de diabásio. As principais manifestações de atividades neotectônicas estão associadas a diques rotacionados e áreas soerguidas, ou seja, manifestações pontuais da influência endógena para configuração do relevo, mas que se mostram imprescindíveis para entender a evolução da bacia do ribeirão Laçador, uma vez que os cursos d'água tendem a adaptar seu perfil de acordo com as modificações ocorridas em seus cursos, com reflexos tanto a jusante quanto a montante da área onde o perfil sofreu alterações.

As falhas presentes na bacia ainda estão ativas, condicionando o deslocamento das drenagens, com captura de rios e deslocamento de diques de diabásio. Muitas das falhas e lineamentos coincidem com drenagens de primeira ordem. As drenagens de primeira ordem correspondem a respostas das alterações mais recentes no relevo de origem tanto endógena quanto exógena. Algumas dessas drenagens ainda não atingiram o estado de perenidade, ou seja, são temporárias, denotando assim sua juventude, o que permite concluir que as falhas estão sim, ativas.

Fica clara a influência de falhas também no relevo, visualizadas através de blocos abatidos ou elevados, rotacionados e camadas intercaladas, onde litologias mais antigas encontram-se sobrepondo litologias mais recentes, como verificado em estudo recente realizado por Fortes *et. al.* (2011).

A importância de pulsos tectônicos recentes na bacia do ribeirão Laçador reconhecida por Fortes *et. al.* (*op. cit.*) está baseada na análise de um depósito de fluxo gravitacional, sob o qual conclui que a presença de cascalheira na base, associada com depósitos areno-argilosos mal selecionados no topo, indicam processos de movimentos de massa, do tipo escorregamentos, com energias distintas e vinculadas a movimentos tectônicos recentes, possivelmente quaternários.

A anomalia de relevo encontra-se associada a um deslocamento do dique (Figura 21), resultado provavelmente de uma falha normal rotacionada, da ordem de cerca de 70 metros. A falha é paralela ao dique de diabásio, de direção NW-SE.

No caso do ribeirão Laçador, com a drenagem já estabelecida, ocorreu o abandono do canal e a captura do mesmo pelo ribeirão Laçadorzinho. Desta forma, a captura, de idade mais recente que a drenagem, é posicionada na Era Cenozóica, possivelmente no Período Quaternário. O soerguimento da extremidade jusante da bacia, onde formou um pequeno

interflúvio com o rio Bufadeira, é um desnivelamento de origem neotectônica, da ordem de 23 metros.

O resultado do presente trabalho vem a corroborar as evidências de neotectônica encontrada nos últimos trabalhos desenvolvidos nessa região, confirmando a importância das falhas normais para a configuração atual do relevo (Manieri, 2010, Santos 2010 e Couto 2011).

Assim, a despeito de sua localização, no interior da placa tectônica Sul-Americana, verifica-se que no contexto do período Quaternário ocorreram eventos tectônicos que influenciaram e continuam influenciando a evolução do relevo da bacia hidrográfica do ribeirão Laçador.

REFERÊNCIAS

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

Almeida F.F.M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira.** Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36 p. (Boletim 241), 1967.

ALVES, J.M.P; CASTRO, P.T.A. **Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio do Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análises de padrões de lineamentos.** Revista Brasileira de Geociências, pp. 117-124, 2003.

ASSUMPÇÃO, A. P & MARÇAL, M. S. **Anomalias de drenagem na sub-bacia hidrográfica do rio Sana (RJ).** VI SINAGEO: Goiânia, vol. 2, p. 1-10, 2006.

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

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

BIGARELLA, J.J. & MAZUCHOWSKY, J.Z. **Visão integrada da problemática da erosão.** Curitiba: Associação do Defensor e Educador Ambiental/Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 329 p., 1985.

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

CAETANO-CHANG, M.R. **A Formação Pirambóia no centro-leste do Estado de São Paulo.** Rio Claro, 1997. 196 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

CARDOSO, C.A. et. al. **Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do rio Debossan, Nova Friburgo-RJ.** Árvore, Viçosa, v.30, n.2, p.241-248, 2006.

CARVER, A. J. **Manual de Fotografias aéreas para planejadores de uso da terra.** Secretaria de Recursos Naturais/ Ministério da Agricultura, Brasília, 1995. 77 p.

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. [S.l.]: [2005]. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfologia/>>. Acesso em: 28/08/2011.

CHARLTON, R. **The fundamentals of fluvial geomorphology**. New York, Taylor & Francis Group, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. **Análise morfométrica das bacias hidrográficas**. Notícia Geomorfológica, Campinas, v. 9, pp. 35–64, 1969.

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

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

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

DE MARTONNE, E. **Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico**. Rev. Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro, v. 5, nº 4, p. 532 – 550, 1943.

ETCHEBEHERE, M.L.C. **Terraços neo-quaternários no vale do rio do Peixe, planalto ocidental paulista: Implicações estratigráficas e tectônicas**. Tese de doutorado, UNESP, Instituto de Geociencias e Ciências Exatas, Rio Claro, SP, 2000.

FORTES, E. **Geomorfologia do baixo curso do rio Ivinhema, MS: uma abordagem morfogenética e morfoestrutural**. 2003, 209f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro. Rio Claro, SP, 2003.

FORTES, E.; SORDI, M.V.; CAMOLEZI, B.A.; VOLKMER, S. **Controle Morfoestrutural e Tectônico da Evolução dos Depósitos de Fluxos Gravitacionais da bacia do ribeirão Laçador - Paraná - Brasil: Uma Abordagem Preliminar**. In: III Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA) e III Encontro do Quaternário Sulamericano, Armação dos Búzios, 2011.

FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. 2005. 116 p.

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

GUERRA, A.J.T. **A contribuição da geomorfologia no estudo dos recursos hídricos.** Bahia Análise & Dados Salvador, v. 13, n. ESPECIAL, p. 385-389, 2003.

GILBERT, G.K. **Geology of the Henry mountains.** Government Printing Office, Washington, D.C., 1877.

GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do rio Paraíba do Sul: região da serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.** Tese (Doutorado em Geologia). Universidade Estadual de São Paulo – Campus Rio Claro, 1999, 259 p.

GORDON Jr., M. **Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.** Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM, Rio de Janeiro nº 38, p.1-20, 1947.

GORNITZ, V., AND L. SEEBER., **Vertical crustal movements along the East Coast, North America, from historic and Late Holocene sea level data.** Tectonophysics, 178, 127-150, 1990.

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

HARE, P. W; GARDNER, I. W. **Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins.** In: ANNUAL BINGHAMTON GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM. Boston, 1985.

HORTON, R.E. **Drainage Basin Characteristics.** Trans. American Geophysical Union, v. 13, pp. 350-361, 1932.

HORTON, R.E. **Erosional development of streams and their drainage basin: Hydrophysical approach to quantitative morphology.** Geol. Soc America Bulletin, v.3, n.56, 1945.

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

KING, Lester. **A geomorfologia do Brasil oriental**. Rev. Bras. Geogr., 18, p. 147-265, 1956.

KÖEPPEN, W.; GEIGER, R. **Klimate der Erde**. Gotha: Verlag Justus Perthes. Wall-map 150cmx200cm. 1928.

KÜGLER, H. Zur Aufgaben **der geomorphologischen Forschung und Kartierung in der DDR**. Petermanns Geographische Mitteilungen, V. 120, n. 2, p. 154-160, 1976.

LIMA, W.P. **Princípios de hidrologia florestal para o manejo de bacias hidrográficas**. São Paulo: Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, 1986. 242p.

LIMA, M. I. C. **Análise de Drenagem e seu Significado Geológico - Geomorfológico**. Belém, 2002. CD-ROM.

MAACK, R. **Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina**. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Vol. II. Curitiba: UFPR, p. 63 a 154,1947.

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

MANIERI, D. D. **Comportamento morfoestrutural e dinâmica das formas do relevo da bacia hidrográfica do rio São Pedro Faxinal PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual de Maringá. Maringá, 2010.

MARTINEZ, M. **Aplicação de parâmetros morfométricos de drenagem na bacia do rio Pirapó: o perfil longitudinal**. Maringá, 2004. 146 p. Dissertação (Análise Regional e Ambiental) - Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Maringá.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental**. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre , 1997.

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

NASCIMENTO, J. S. do. **Condicionamento Litoestrutural do Relevo e Evolução das Drenagens da Bacia do Ribeirão Laçador – Faxinal – PR**. Relatório de Projeto de Iniciação Científica. Universidade Estadual de Maringá, 2009, 26p.

PENTEADO, M. M. **Fundamentos de Geomorfologia**. 3ª ed. Brasília: Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1980.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. **Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms**. GSA Bulletin, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

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

RODERJAN, C. V. et. al. **As unidades fitogeográficas do Estado do Paraná, Brasil**. Revista Ciência & Ambiente. Santa Maria, v.1, n.24, p.75-92, 2002.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. **Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba**. Revista Brasileira de Geociências, 34 (4): 463-478, 2004.

SALLUN, A. E. M.; SUGUIO, K. STEVAUX, J.C. **Proposição Formal do Alogrupo Alto Rio Paraná (SP, PR e MS)**. Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo, v. 7, n. 2, p. 49-70, outubro 2007

SANTOS, F. R. **Condicionamento morfoestrutural do relevo e neotectônica da bacia hidrográfica do Bufadeira – Faxinal/ PR**. Dissertação entregue ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Estadual de Maringá, PR, 2010.

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

SEEBER, L & GORNITZ, V., **River profile along the Himalayan arc as indicators of active tectonics**. Tectonophysics, 92: 335-367, 1983.

SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H.E.**Geologia do Brasil**. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais - escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM, 1984, 502p.

SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F. AND HOLBROOK, J.M., 2000.**Active tectonics and alluvial Rivers**. Cambridge University Press, Cambridge, 401 pp.

SILVEIRA, A.L.L. **Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica**. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). Hidrologia: ciência e aplicação. São Paulo:EDUSP, 2001. p 35-51.

SORDI, M. V.; CAMOLEZI, B. A.. **Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do ribeirão Santo Inácio, Paraná, Brasil**. In: II Simpósio Paranaense de Estudos Climáticos, 2010, Maringá. Anais do II Simpósio Paranaense de Estudos Climáticos. Maringá: Universidade Estadual de Maringá, 2010. p. 363-374.

SOARES, P.C.; LUZ, M. E. R.; REDAELLI, R.; GUERRA, S. M. S. **Análise morfoestrutural em fotos aéreas: aplicação na prospecção de hidrocarbonetos na Bacia do Paraná**. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Brasília, Anais... Brasília, DF: CNPQ, v. 1, p.157-168, 1982.

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

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

SUGUIO, K. & MARTIN, L..**The role of neotectonics in the evolution of the Brazilian coast**. Geonomos, Belo Horizonte, MG, v. 4, p. 45-53, 1996.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. John Wiley and Sons, New York, 1991, 537p.

STRAHLER, A. N. **Quantitative analysis of watershed geomorphology**. American Geophysical Union Transactions. v. 38, pp.913-920. 1957.

TEODORO, V. L. I.; TEIXEIRA, D.; COSTA, D. J. L.; FULLER, B. B.**O Conceito de Bacia Hidrográfica e a Importância da Caracterização Morfométrica para o Entendimento da Dinâmica Ambiental Local**. Revista Uniara, n. 20, pp. 137-156 2007.

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

THOMAZ, S. L. **Sinopse sobre a geologia do Paraná**, in: Boletim de Geografia, Universidade Estadual de Maringá, Departamento de Geografia, p. 76, Ano 2, Número 02, 1984.

TONELLO, K.C. **Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da cachoeira das Pombas, Guanhães, MG**. 2005. 69p. Tese (Doutorado em Ciências Florestais) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.

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

WARREN, L. V.; ALMEIDA, R. P.; HACHIRO, J.; MACHADO, R.; ROLDAN, L. F.; STEINER, S. S.; CHAMANI, M. A. C. **Evolução sedimentar da Formação Rio do Rastro (Permo-Triássico da Bacia do Paraná) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, v. 38, n. 2, p. 213-227, 2008.

ZAINE, J.E. **Geologia da Formação Rio Claro na folha Rio Claro (SP)**. Rio Claro, 1994. 90 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. **Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná**. In: Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 3, Curitiba. Atas, SBG, v.1, p. 441-477, 1987.

ZALÁN, S. WOLFF, M.A.M. ASTOLFI, I.S. VIEIRA, J.C.J. CONCEIÇÃO, V.T. APPI, E.V.S. NETO, J.R. CERQUEIRA, A. M, **The Paraná Basin, Brazil**, AAPG Memoir 51 (1990), pp. 681–708.