



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geografia



**Maria Angélica Petrini**

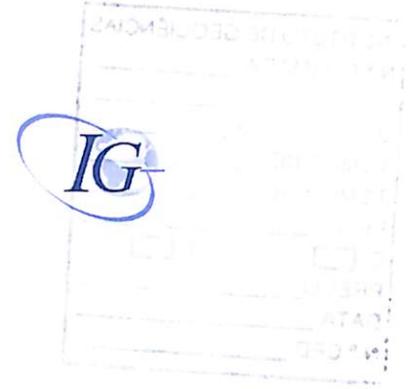
***Mapeamento Morfoestrutural e Evolução do Relevo na Bacia do  
Rio Bonito-SP***

Campinas, 2008.

TCC/UNICAMP P448m  
P448m  
1290003802/IG



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS  
Instituto de Geociências  
Departamento de Geografia



**Maria Angélica Petrini**

***Mapeamento Morfoestrutural e Evolução do Relevo na Bacia do  
Rio Bonito-SP***

Monografia apresentada ao Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas como exigência para a obtenção do título de Bacharel em Geografia, sob a orientação do Prof. Dr. Antonio Carlos Vitte.

Campinas, 2008.



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS	
N.º CHAMADA	2448 m
V. _____	EX. _____
TOMBO BC/	3802
TOMBO IG/	
PROC.	16-148-2009
C <input type="checkbox"/>	D <input checked="" type="checkbox"/>
PREÇO	R\$ 11.000
DATA	11/2/09
N.º CPD	

Cod. tit. 449918

2009 04117

4) Hidrogeologia - Rio Bonito (SP)

Bonito, Rio, Poço

Dedicatória

Dedico este trabalho a meus pais, Carlos Augusto e Maria Elena, por sempre incentivarem e privilegiarem meus estudos.

## **Agradecimentos**

Agradeço, em primeiro lugar e sempre, a Deus, pelo dom da vida.

Aos meus pais Carlos Augusto e Maria Elena, meu irmão Gabriel Augusto e minha família, pelo apoio e amor incondicionais. É por eles que procuro fazer o melhor.

Ao Fernando, que me deu forças no momento mais delicado de minha vida.

Aos meus melhores amigos Abel, João Paulo e Ludmila, por compreenderem minha ausência em virtude dos trabalhos de campo.

À Fernanda e ao Filipe, pelo companheirismo no desenvolvimento da pesquisa, da qual resultou esta monografia. Agradeço especialmente ao nosso orientador, Prof. Dr. Antonio Carlos Vitte.

Por fim, mas não menos importante, agradeço àqueles que me cativaram durante esta graduação: Ana Carolina, André, Caroline, Eduardo, Paula, Rafael, Roberta e Tiago. Valeu, amigos, por dividirmos as alegrias e os desafios que a Unicamp nos trouxe!

## Sumário

Índice de Figuras.....	5
Índice de Tabelas.....	5
Índice de Fotos.....	5
RESUMO.....	6
ABSTRACT.....	7
Introdução.....	8
1. Definições e Conceitos.....	10
1.1. Tipos de Estruturas.....	10
1.1.1. Juntas.....	10
1.1.2. Falhas.....	11
1.2. Neotectônica.....	14
1.3. Geomorfologia tectônica.....	17
1.4. Influências da estrutura falhada no relevo e na drenagem.....	18
1.4.1. Facetas trapezoidais e escarpas de falha.....	19
1.4.2. Relevo de falhas.....	23
1.4.3. Desvios ou anomalias nos padrões de drenagem.....	25
1.5. Bacia Sedimentar do Paraná.....	27
1.6. Relevo Cuestiforme.....	30
2. Caracterização da Área de Estudo.....	33
2.1. Geologia.....	34
2.1.1. Formação Estrada Nova (Paleozóico/Permiano Superior).....	34
2.1.2. Formação Pirambóia (Mesozóico/Triássico).....	35
2.1.3. Formação Botucatu (Mesozóico/Jurássico).....	37
2.1.4. Formação Serra Geral (Mesozóico/Cretáceo Inferior).....	37
2.1.5. Formação Bauru (Mesozóico/Cretáceo Superior).....	38
2.1.6. Cenozóico.....	38
2.2. Geomorfologia.....	39
2.2.1. Elementos tectônicos e rede de drenagem.....	44
3. Materiais e Métodos.....	46
4. Resultados.....	48
4.1. Mapa de Compartimentação Topográfica.....	48
4.2. Mapa de Clinografia.....	50
4.3. Mapa de Hierarquia Fluvial.....	52
4.4. Mapa de Orientação das Vertentes.....	54
4.5. Mapa de Densidade de Drenagem.....	56
4.6. Mapa de Densidade de Nascentes.....	59
5. Considerações Finais.....	61
Referências Bibliográficas.....	63

## Índice de Figuras

Figura 1: Bloco-diagrama ilustrando os tipos geométricos de juntas em relação ao acamamento da rocha encaixante.....	11
Figura 2: Elementos geométricos da falhas.....	12
Figura 3: Classificação geométrica de falhas com base no padrão que apresentam...	13
Figura 4: Bloco-diagrama mostrando a evolução de facetas trapezoidais.....	20
Figura 5: Estágios evolutivos de um relevo falhado.....	22
Figura 6: Estilos de escarpas de falhas.....	23
Figura 7: Desenvolvimento de facetas triangulares associado à falhas normais.....	24
Figura 8: Lago formado ao longo de uma escarpa pode indicar uma falha.....	26
Figura 9: Disposição das camadas nas seqüências sedimentares.....	28
Figura 10: Disposição e espessura dos sedimentos na Bacia do Paraná.....	29
Figura 11: Relevo dissimétrico do tipo cuesta, característico das estruturas concordantes inclinadas.....	31
Figura 12: Identificação dos elementos que caracterizam uma cuesta.....	32
Figura 13: Localização da bacia do rio do Peixe-Bonito.....	33
Figura 14: Perfil topográfico-geológico geral.....	41
Figura 15: Mapa de compartimentação topográfica da Bacia do rio do Peixe-Bonito..	49
Figura 16: Mapa de clinografia da Bacia do rio do Peixe-Bonito.....	51
Figura 17: Mapa de hierarquia fluvial da Bacia do rio do Peixe-Bonito.....	53
Figura 18: Mapa de orientação das vertentes da Bacia do rio do Peixe-Bonito.....	55
Figura 19: Mapa da densidade de drenagem da bacia do rio do Peixe-Bonito.....	58
Figura 20: Mapa da densidade de nascentes da bacia do rio do Peixe-Bonito.....	60

## Índice de Tabelas

Tabela 1: Controle estrutural ativo e passivo e seus efeitos no desenvolvimento da drenagem.....	27
Tabela 2: Articulação das cartas topográficas que englobam a Bacia do rio do Peixe-Bonito.....	46
Tabela 3: Hierarquia fluvial da Bacia do rio do Peixe-Bonito.....	52

## Índice de Fotos

Foto 1: Ocorrência de festonamento na escarpa próxima à Torre de Pedra.....	21
Foto 2: Pequena ruptura na encosta.....	34
Foto 3: Argilito do Permiano em corte na Rodovia Castelo Branco.....	35
Foto 4: Voçoroca na Formação Pirambóia, na altura do km 231 da rodovia SP-147, em Anhembi.....	36
Foto 5: Afloramento de Arenito Botucatu em escarpa abrupta.....	37
Foto 6: Colúvio com linha de pedra constituída por seixos arredondados de quartzo e de arenito Botucatu.....	39
Foto 7: Vista panorâmica da bacia do rio do Peixe, a partir da Serra do Limoeiro, com Morro do Bofete ao fundo.....	40
Foto 8: Vista panorâmica do Morro do Bofete, testemunho isolado da cuesta.....	42
Foto 9: Ampla várzea do rio do Peixe, a ~ 500 m de altitude.....	43
Foto 10: Cotovelo estrutural no Rio do Peixe.....	45

## RESUMO

PETRINI, M. A. **Mapeamento Morfoestrutural e Evolução do Relevo na Bacia do Rio Bonito-SP**. Monografia (Graduação). Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008.

Este trabalho tem como objetivo geral estabelecer as relações entre a compartimentação morfoestrutural e a evolução do relevo na bacia hidrográfica do rio do Peixe-Bonito, no Estado de São Paulo. A área total da bacia em estudo abrange cerca de 1116 km<sup>2</sup>, englobando parte dos municípios de Angatuba, Anhembi, Bofete, Botucatu, Conchas e Guareí. A bacia do Peixe-Bonito possui suas nascentes nas escarpas da Cuesta de Botucatu, nos municípios de Bofete, Guareí e Torre de Pedra, enquanto que sua foz está localizada no rio Tietê na altura do município de Anhembi. Trata-se de uma área que mostra aspectos interessantes quanto à sua evolução morfoestrutural, por estar localizada no contato entre duas grandes províncias geomorfológicas do Estado de São Paulo, o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica, marcando o limite entre a Zona do Médio Tietê e a do Paranapanema. Metodologicamente, assume-se que a gênese e a evolução das formas de relevo no sudeste do Brasil apresentam uma origem complexa nas quais participam os processos morfoestruturais, que, interrelacionados com as mudanças climáticas ao longo do Quaternário, acabaram por produzir as atuais formas de relevo.

**Palavras-chaves:** Geomorfologia, Morfotectônica, Bacia do Rio Bonito.

## ABSTRACT

PETRINI, M. A. **Morphostructural Mapping and Relief Evolution in the River Bonito Basin-SP**. Monograph (Graduation). Institute of Earth Sciences, State University of Campinas, Campinas, 2008.

This paper aims to establish general relations between the morphostructural compartmentation and the evolution of the relief in the River Peixe-Bonito Basin, State of São Paulo. The total area of the under study basin has around 1116 km<sup>2</sup>, covering part of the cities of Angatuba, Anhembí, Bofete, Botucatu, Conchas e Guareí. Headwaters of the River Peixe-Bonito basin are in the slopes of the Botucatu Cuesta, among the cities of Bofete, Guareí and Torre de Pedra, therefore its mouth is located in the Tietê River in the city of Anhembí. This is an area that shows interesting aspects about your morphstructural evolution, because it is located in the contact between two great geomorphological provinces of the State of São Paulo, the Western Plateau and the Peripheral Depression, marking the boundary between the Middle River Tietê's Zone and the River Paranapanema's Zone. Methodologically, it is assumed that the genesis and evolution of relief forms in southeastern Brazil show a complex origin, which takes part the morphstructural processes that, interrelated with climate changes during the Quaternary, produced the current relief forms.

**Keywords:** Geomorphology, Morphotectonic, River Peixe-Bonito Basin.

## ***Introdução***

Este trabalho de conclusão de curso é um desdobramento da pesquisa de Iniciação Científica desenvolvida durante os anos de 2007 e 2008, com bolsa da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP (processo: 06/59684-2), e tem por finalidade estabelecer as relações entre a compartimentação morfoestrutural e a evolução do relevo na bacia hidrográfica do rio do Peixe-Bonito.

Trata-se de uma área de estudo que mostra aspectos interessantes quanto à sua evolução morfoestrutural, por estar localizada no contato entre duas grandes províncias geomorfológicas do Estado de São Paulo, o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica, marcando o limite entre a Zona do Médio Tietê e a do Paranapanema.

A dinâmica da paisagem na bacia do rio do Peixe-Bonito é influenciada por fatores morfológicos e geológicos, dando origem a processos erosivos que condicionam diferentes tipos de relevo. Dias Ferreira (1979: 120) diz que a evolução morfológica dos dois macro-compartimentos definidos nessa bacia (reverso da escarpa e depressão periférica) pode ser comparada com a própria evolução da Bacia do Paraná, na qual, além de influências paleoclimáticas, também houve um controle estrutural em sua gênese. A morfologia atual da área reflete, então, a superposição de diversos processos que atuam desde o Terciário.

Esta monografia está estruturada da seguinte forma: em seu primeiro capítulo, faz-se uma revisão bibliográfica, resgatando os conceitos e definições fundamentais para a investigação do tema estudado. O levantamento de material bibliográfico baseou-se em livros, teses, dissertações e artigos de conceituados pesquisadores da área de Geomorfologia e Geologia. Em seguida, no segundo capítulo, tem-se uma caracterização geral da área de estudo, a bacia do rio do Peixe-Bonito, enfatizando seus aspectos geológicos e geomorfológicos. Para se obter informações detalhadas do local, esta pesquisa baseou-se no trabalho de Dias Ferreira, concluído em 1979. Depois dessa data, não foi feito, que se saiba, nenhum estudo mais completo sobre tal bacia. No terceiro capítulo, são abordados os principais materiais e métodos utilizados no desenvolvimento do trabalho,

principalmente o que se refere à confecção dos mapas temáticos. O quarto capítulo traz uma análise dos resultados obtidos ao longo da pesquisa, com a descrição de cada mapa temático produzido: Compartimentação Topográfica, Clinografia, Hierarquia Fluvial, Orientação das Vertentes, Densidade de Drenagem e Densidade de Nascentes. Finalmente, o quinto capítulo destina-se às considerações finais, baseadas nos estudos efetuados.

## **1. Definições e Conceitos**

### **1.1. Tipos de Estruturas**

#### **1.1.1. Juntas**

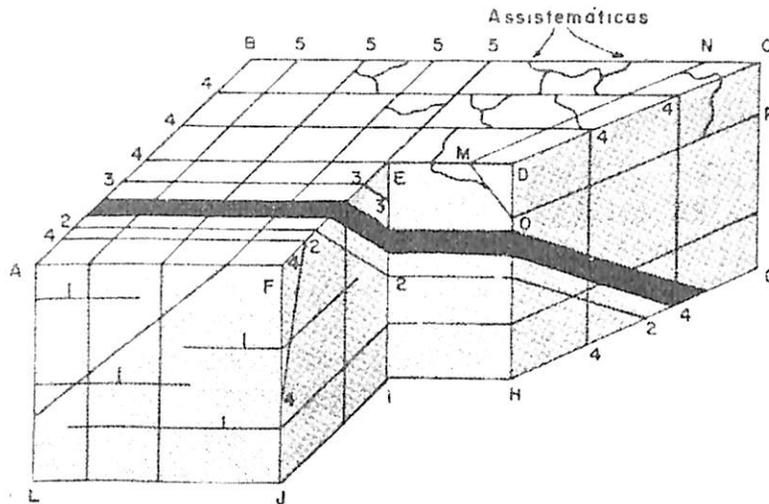
De acordo com Loczy & Ladeira (1980: 76), *juntas* são “planos ou superfícies de fraturas que dividem as rochas e ao longo dos quais não ocorreu deslocamento das paredes rochosas paralelamente aos planos de fratura. (...) Se algum movimento significativo e visível ocorreu segundo o plano de partição, ter-se-á uma *falha*”. Os planos, paredes ou superfícies de uma junta são as superfícies dos dois blocos adjacentes cortados por ela, situados um em frente ao outro. Os planos de juntas podem ser determinados por meio de sua direção e mergulho. Quanto à direção, esta refere-se a orientação de uma linha horizontal situada no plano de junta, a partir do norte. Já o mergulho é o ângulo diedro entre o plano de junta e um plano horizontal.

Segundo os mesmos autores, as juntas podem ser classificadas conforme critérios *geométricos* (descritivos) ou *genéticos* (levando em consideração sua origem).

A classificação geométrica se baseia na atitude (direção e mergulho) das juntas em relação às camadas da rocha encaixante. As juntas podem ser *sistemáticas* ou *assistemáticas*. As primeiras ocorrem formando conjuntos definidos, que se arranjam, em planta, como juntas paralelas ou subparalelas, sendo que não possuem necessariamente tal paralelismo em uma seção vertical. As superfícies das juntas sistemáticas podem ser planares, curvilineares ou, ainda, suaves; são perpendiculares às superfícies tanto inferior quanto superior das unidades litológicas.

Por sua vez, as juntas assistemáticas são, na maioria dos casos, curvilíneas em planta e acabam contra os planos de acamamento, não interceptando outras juntas.

A figura 1 a seguir apresenta os tipos geométricos de juntas:



**Figura 1:** Bloco-diagrama ilustrando os tipos geométricos de juntas em relação ao acamamento da rocha encaixante (traço negro grosso). Traços irregulares: juntas assistemáticas; as demais juntas são sistemáticas. Fonte: Loczy & Ladeira (1980).

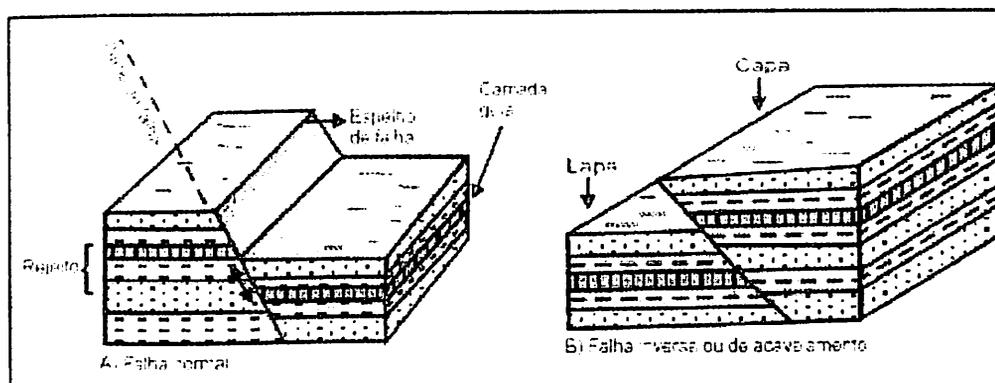
Quanto à classificação genética, Loczy & Ladeira (1980: 77) consideram difícil e em alguns casos até impossível descobrir a gênese das juntas.

### 1.1.2. Falhas

Para Loczy & Ladeira (1980: 81), *falhas* são “as fraturas ou os cisalhamentos das rochas, ao longo de cujos planos as paredes rochosas se deslocaram entre si”. Os autores enfatizam que o aspecto fundamental para a existência de uma falha é o “movimento diferencial entre os blocos, paralelo à superfície de fratura”. O falhamento é resultado de compressão, distensão ou torção, atingindo variadas dimensões, com deslocamentos milimétricos e até kilométricos.

Entre os elementos geométricos das falhas, Casseti (1994: 107) destaca: *plano de falha*, que é o plano sobre o qual se dá o deslocamento, cuja fratura pode ser preenchida por materiais fragmentados, denominados *brecha de falha*; com o deslocamento, tem-se uma parte exposta chamada *espelho tectônico*, o qual se transforma em escarpa de falha quando submetido a processos erosivos; e o índice de deslocamento é identificado por camadas-guia e conhecido como *rejeito*.

A figura 2 abaixo mostra os elementos geométricos das falhas:



**Figura 2:** Elementos geométricos da falhas. *Fonte: Casseti (1994).*

Como elementos geométricos, Loczy & Ladeira (1980: 81) definem também *teto* (capa) e *muro* (lapa). Se o plano de falha não for vertical, o bloco rochoso que se encontra acima desse plano é o teto, enquanto que aquele situado abaixo dele é o muro. As *paredes da falha* são as superfícies contíguas de dois corpos rochosos deslocados por falha. Os *blocos de falha* se referem às massas de rocha que foram deslocadas de ambos os lados da falha. Denomina-se *linha de falha* a interseção do plano de falha com a superfície terrestre, e pode ser retilínea ou sinuosa. O deslocamento também pode ocorrer através de falhas associadas paralelas, o que caracteriza uma *zona de falha*.

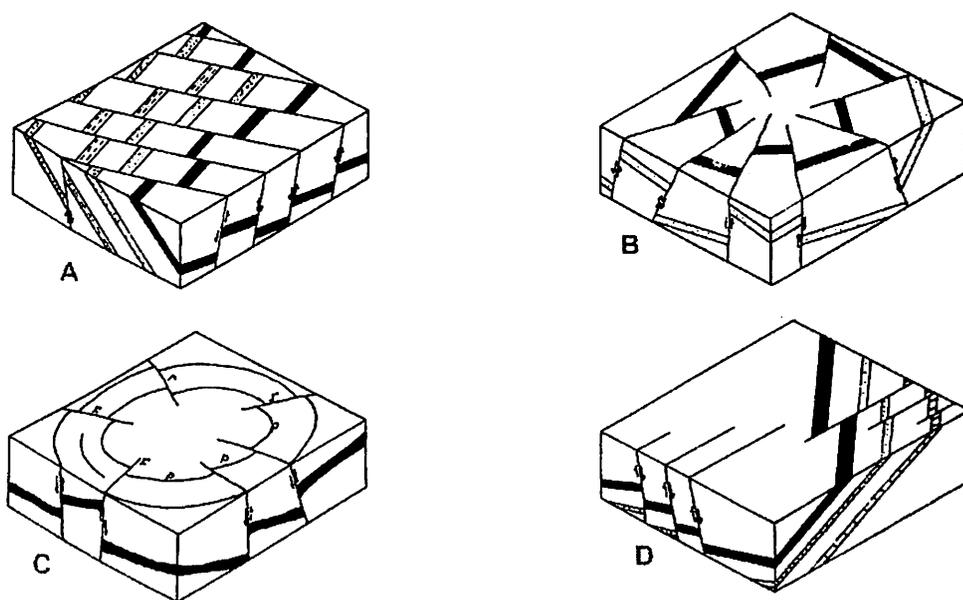
Loczy & Ladeira (*op cit.:* 82) apontam para o fato de que a classificação e a terminologia das falhas devem ser baseadas na relatividade do movimento entre os blocos, pois o movimento absoluto é de difícil constatação, sendo quase impossível verificar com exatidão em uma falha qual dos blocos se deslocou. Observando a figura 1, a lapa pode ter descido em relação à capa, ou esta pode ter subido em relação à primeira, ou, ainda, ambos poderiam ter subido ou descido, mas com velocidades diferentes.

Da mesma forma que as juntas, Loczy & Ladeira (*op cit.:* 87) classificam as falhas sob ponto de vista *geométrico* ou *genético*.

Entre outros aspectos, a classificação geométrica pode ser baseada no movimento aparente e no padrão das falhas. De acordo com Loczy & Ladeira (*op*

cit.: 88), a classificação com base no movimento aparente “fundamenta-se no movimento aparente tal como se pode observar em seções verticais ortogonais à direção da falha”. Uma *falha normal* é aquela cujo teto aparentemente desceu em relação ao muro. Por outro lado, uma *falha inversa* é aquela cujo teto aparentemente subiu em relação ao muro.

Considerando o padrão das falhas, esse tipo de classificação leva em conta o aspecto da falha nos mapas. Conforme a figura 3 pode-se ter: *falhas paralelas*, quando possuem direção e mergulho semelhantes; *falhas radiais*, que se irradiam a partir de um ponto; *falhas periféricas*, que mostram um padrão quase circular; e, por fim, *falhas escalonadas* ou “*en échelon*”, quando falhas relativamente pequenas se superpõem ou recobrem umas às outras.



**Figura 3:** Classificação geométrica de falhas com base no padrão que apresentam. (A) Falhas paralelas. (B) Falhas Radiais. (C) Falhas periféricas ou circulares. (D) Falhas en échelon. Fonte: Loczy & Ladeira (1980).

Quanto à classificação genética, esta se baseia nas relações das falhas com o campo de tensões envolvidas, bem como sua magnitude e sentido, considerando os movimentos relativo e absoluto. Os principais tipos de falha relacionados com o movimento relativo são:

- *falhas de empurrão*: quando o teto realmente sobe em relação ao muro, seu principal eixo de tensão é horizontal, com direção de máximo alívio vertical;

- *falhas de gravidade*: quando o teto desce em relação ao muro, o maior eixo de tensão é vertical, com direção de maior alívio sendo horizontal.

- *falhas de rejeito direcional* ou *falhas transcorrentes*: nesse tipo, o movimento é predominantemente horizontal. O eixo principal de tensão e a direção de máximo alívio são ambos horizontais. As falhas transcorrentes podem ser *sinistras* (ou esquerda) ou *destras* (ou direita). Loczy & Ladeira (*op cit.:* 89) explicam que “a falha de rejeito direcional é sinistra se o observador, olhando na direção da falha, constata que o movimento relativo sucedeu de maneira que o bloco a sua esquerda deslocou-se em sua direção, ao passo que o bloco a sua direita afastou-se dele. A falha é de rejeito direcional destra no caso contrário”.

Para a identificação de falhas, Loczy & Ladeira (*op cit.:* 91) adotam critérios diretos e indiretos. Na *determinação direta*, as falhas são identificadas tanto em afloramentos naturais, como vales e ravinas, quanto em aberturas artificiais, como cortes de estradas e escavações de minas. Por esse critério, a estrutura pode ser mensurada com um elevado grau de exatidão. Mas muitas vezes essas condições são inexistentes e recorre-se, então, à *determinação indireta* da falha, na qual se utilizam métodos geofísicos, fotografias aéreas e imagens de satélites, entre outros. Nesse caso, contudo, o grau de exatidão na definição da falha é variável.

Segundo os autores, os critérios mais importantes na determinação de falhas são: descontinuidade ou truncamento de estruturas; repetição e omissão de camadas; silicificação e mineralização; feições estruturais típicas de planos de falha; variações bruscas em fácies sedimentares; diferença de fácies metamórfica; e, por fim, feições geomorfológicas ou fisiográficas.

Nesta pesquisa, o interesse está nas feições geomorfológicas ou fisiográficas, que serão detalhadas posteriormente.

## 1.2. Neotectônica

Segundo Pires Neto (1991, *apud* Monteiro-da-Costa, 2005: 48), os estudiosos soviéticos foram os pioneiros no desenvolvimento de métodos de

análise geomorfológica que incluem a participação da neotectônica na arquitetura estrutural do relevo, juntamente com a variedade litológica.

Saadi (1993: 1) lembra que o geólogo soviético Obruchev foi o primeiro a utilizar o termo “neotectônica”, em 1948, para designar “os movimentos da crosta terrestre que se instalaram durante os períodos do Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) e do Quaternário, e que assumiram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea”. A partir disso, outras definições um pouco diferentes surgiram, levando em consideração as particularidades geotectônicas e morfoclimáticas de cada região estudada.

Em 1978, a INQUA (Comissão de Neotectônica da Associação Internacional de Estudos do Quaternário) adotou a definição de movimentos tectônicos que vigora internacionalmente: “quaisquer movimento ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente de sua idade”, suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras (SAADI, 1993: 2).

Embora alguns autores restrinjam o período neotectônico a um intervalo de tempo, como fez Obruchev, já citado, e Becker (1993 *apud* Ferreira, 2001: 31), que considera somente o Quaternário – em um intervalo de 1,8 Ma, Saadi (1993) aponta que a dificuldade em se fixar um período neotectônico universal é compreensível, uma vez que diversas partes da superfície terrestre estão submetidas a tensões que se associam com diferentes etapas da evolução tectônica. O autor ressalta ainda que a INQUA estabeleceu a “ausência de limites temporais” (p. 2) para a neotectônica, a qual pode incluir desde os movimentos instantâneos da crosta até aqueles com mais de  $10^7$  anos para a compreensão da origem dos movimentos registrados.

No contexto brasileiro, o primeiro estudo sobre a neotectônica do país foi realizado por Freitas, em 1951, utilizando relações entre critérios geológicos e geomorfológicos na tentativa de esboçar as principais características da Tectônica Moderna do Brasil. Nesse mesmo ano, Guimarães elaborou algumas hipóteses para elucidar a configuração de importantes redes de drenagem do país e da presença de sedimentos cenozóicos em faixas N-S, no leste e no centro do

Estado de Minas Gerais, as quais somente seriam entendidas por meio de controles tectônicos ativos (SAADI, 1993). Entretanto, Saadi também lembra que antes mesmo dos trabalhos de Freitas e de Guimarães, outros autores propuseram a ocorrência de atividades tectônicas recentes para explicar as feições geológicas e geomorfológicas específicas, como Hartt (1870) que escreveu sobre os sedimentos pliocênicos do Médio Jequitinhonha; Gorceix (1884) que tratou das bacias terciárias do Quadrilátero Ferrífero; e Brajnikov (1947) que estudou a tectônica numa região a leste de Belo Horizonte.

Com inúmeros trabalhos publicados entre os anos 1940 e 1990, Almeida também contribuiu com um amplo arcabouço teórico a respeito das características e dos efeitos da atividade tectônica recente em quase todo o território brasileiro. Uma de suas obras fundamentais procura discutir o alinhamento das bacias no vale do rio Paraíba do Sul, o chamado “Sistema de *Rifts* Continentais da Serra do Mar” (SAADI, 1993).

Para Almeida (1967), a reativação Wealdeniana, datada do final do Jurássico e correspondente à tectônica recente, interrompeu a longa fase de estabilidade da plataforma brasileira, acarretando considerável movimentação ao longo de falhas antigas. Outras conseqüências da reativação Wealdeniana foram o magmatismo basáltico nas bacias Paleozóicas; a subsidência da Bacia do Paraná, durante o Cretáceo, que ofereceu condições para a fixação de sedimentos do Grupo Bauru nessa bacia; e a invasão do mar nas bordas da plataforma.

Além disso, há também o trabalho de Hasui (1990) que se caracteriza por ser a primeira reflexão sobre a Neotectônica Brasileira baseada na história das reativações de estruturas tectônicas, considerando desde a era Pré-Cambriana até a Cenozóica (SAADI, 1993). Para Hasui (1990 *apud* Ferreira, 2001), o período da neotectônica no país pode se referir à: “inclusão de todos os processos que culminaram com a abertura do Atlântico até a situação atual (remontando ao Triássico ou mesmo Permiano) ou; inclusão dos processos ligados a deriva do continente sul-americano (meados do Terciário)”. Segundo o autor, esta última alternativa é a mais admissível, pois se refere à movimentação vigente com

manifestações de ambiente intraplaca. Também aponta as manifestações ocorridas durante o Neógeno e Quaternário como neotectônicas (FERREIRA, 2001: 32).

Por fim, Neves *et al.* (2003: 173) enfatizam o papel da neotectônica na esculturação do relevo do sudeste brasileiro e na evolução cenozóica regional. A reativação de antigas estruturas se torna evidente pelo controle que impõe na assimetria do relevo e das bacias de drenagem, além de influenciar na distribuição dos depósitos coluviais e aluviais. Com a reativação de falhas normais, de orientação NW-SE, houve como consequência o abatimento de blocos, em seguida o basculamento e abatimento do escudo cristalino, resultando na retirada de grande parte dos depósitos terciários, embora alguns deles tenham sido preservados e cobertos por colúvios. Como a movimentação continua, esses depósitos coluvionares e também as linhas de pedras (*stonelines*) são afetados por falhamentos, ficando expostos aos processos de erosão.

### **1.3. Geomorfologia tectônica**

Ao se tratar da utilização da geomorfologia no estudo das consequências regionais da tectônica recente, Saadi (1993) observa que as principais referências se devem principalmente às obras de Martonne (1940) e King (1956), com base na caracterização das superfícies de erosão do Brasil Oriental, especificamente do Brasil de Sudeste.

Depois de alguns encontros na década de 1980, onde foram apresentados e discutidos vários trabalhos sobre neotectônica e morfotectônica, Ollier (1991 *apud* Ferreira, 2001: 33) publica “Glossário de Morfotectônica”, obra na qual aponta que as pesquisas sobre margens continentais ativas e passivas devem oferecer subsídios para o desenvolvimento de novos conceitos dentro da geomorfologia, sem contar os novos paradigmas da teoria da Tectônica de Placas.

Segundo Ollier (*idem*) “a interação entre estrutura geológica e paisagem é denominado de morfotectônica, sendo que tais características abrangem a chamada geomorfologia tectônica”. Ramirez-Herrera *et al.* (1994 *apud* Ferreira, 2001: 33) concordam com o conceito acima e acrescentam que “a geomorfologia

tectônica não trata somente das feições de macro escala, mas também dos efeitos mais detalhados dos processos tectônicos em tempos geológicos recentes ou mesmo atuais”.

Ferreira (2001: 33) também menciona Embleton, que considera o termo morfotectônica como uma contração de geomorfologia tectônica e o define como “o estudo de processos e formas relacionados a alguma forma de atividade tectônica”. Além disso, Embleton (1987 *apud* Ferreira, 2001: 33-34) elenca algumas linhas de estudos dentro da pesquisa morfotectônica, quais sejam:

- relevo como indicador sensível dos movimentos tectônicos: linhas de costa, terraços de rios podem fornecer evidência clara de falhamento ou basculamento;

- deformação das superfícies de aplainamento;

- efeitos morfológicos de terremotos recentes e contemporâneos, incluindo formas tectônicas diretas (escarpas de falha) e formas indiretas (movimentos de massa) devido ao desenvolvimento de vertentes instáveis;

- uso de evidências geomorfológicas para prognosticar terremotos – o monitoramento da deformação lenta do terreno pode prever eventos catastróficos e produzir mapas de áreas de impacto.

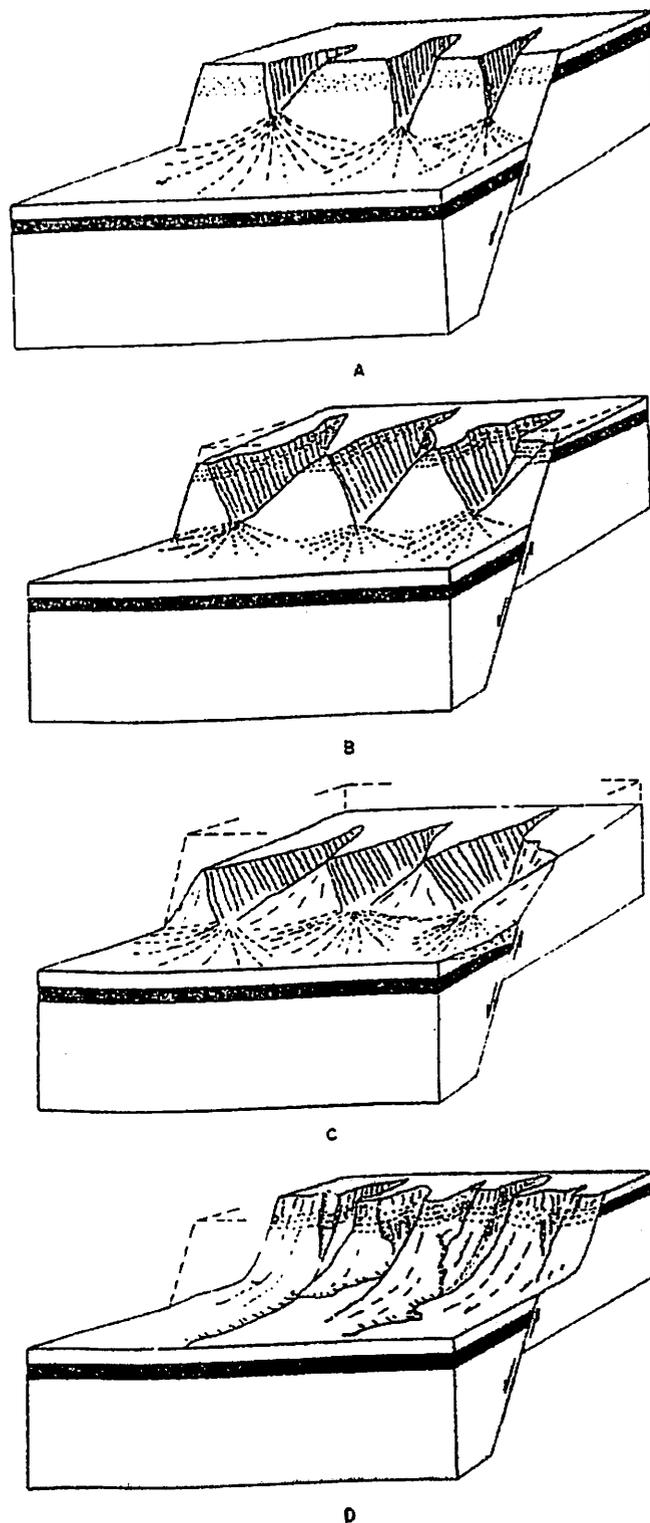
#### **1.4. Influências da estrutura falhada no relevo e na drenagem**

Conforme foi exposto anteriormente, as feições geomorfológicas oferecem critérios para a determinação indireta de falhas. Sendo assim, Loczy & Ladeira (1980: 95) consideram que os processos erosivos, quando ocorrem em áreas falhadas, dão origem a formas de relevos que podem sinalizar a presença de falhas. Além disso, sua expressão na paisagem auxilia na delimitação das regiões a serem mais bem analisadas. Esses autores, porém, atentam para o fato de que tal critério não é sempre confiável, pois há formas de relevo semelhantes cujo desenvolvimento não é relacionado a falhamentos, sobretudo em países tropicais.

Entre outras influências da estrutura falhada, Loczy & Ladeira (*op cit.*) citam: facetas trapezoidais e escarpas de falha; desvios e anomalias no padrão de drenagem.

#### **1.4.1. Facetas trapezoidais e escarpas de falha**

Os autores citados acima consideram que, quando o falhamento é rápido e o bloco elevado se posiciona a uma significativa altitude acima do nível de base local, a falha se desenvolve sem ocorrer seu recobrimento progressivo por depósitos recentes, se mostrando topograficamente no relevo resultante. Geralmente, a tendência dos cursos d'água menos importantes é de se colocar perpendicularmente ao escarpamento iniciado pela falha. Já os rios mais importantes aparecem encaixados por antecedência. Nesse contexto, forma-se um escarpamento de falha, que observado de frente exibe uma seqüência alinhada de facetas trapezoidais ou triangulares, ao modelado delinear um trapézio ou um triângulo, respectivamente. A evolução das facetas trapezoidais pode ser observada na figura 4 a seguir:



**Figura 4:** Bloco-diagrama mostrando a evolução de facetas trapezoidais. (A) Escarpa de falha original parcialmente dissecada, com facetas trapezoidais. (B) Dissecação mais apreciável, as facetas tornando-se triangulares. (C) A escarpa recua e as facetas ficam menos empinadas. (D) Recuo pronunciado da escarpa e destruição avançada das facetas. Fonte: Loczy & Ladeira (1980).

Casseti (1994: 108) lembra que, num primeiro momento, o entalhamento pronunciado de talvegues com a intensa erosão remontante na escarpa de falha leva à elaboração de facetas trapezoidais. Depois, com o processo de denudação, a abertura gradual dos vales acarretará a transformação das facetas trapezoidais em facetas triangulares, como pode ser visto na figura 2 acima e na foto 1.



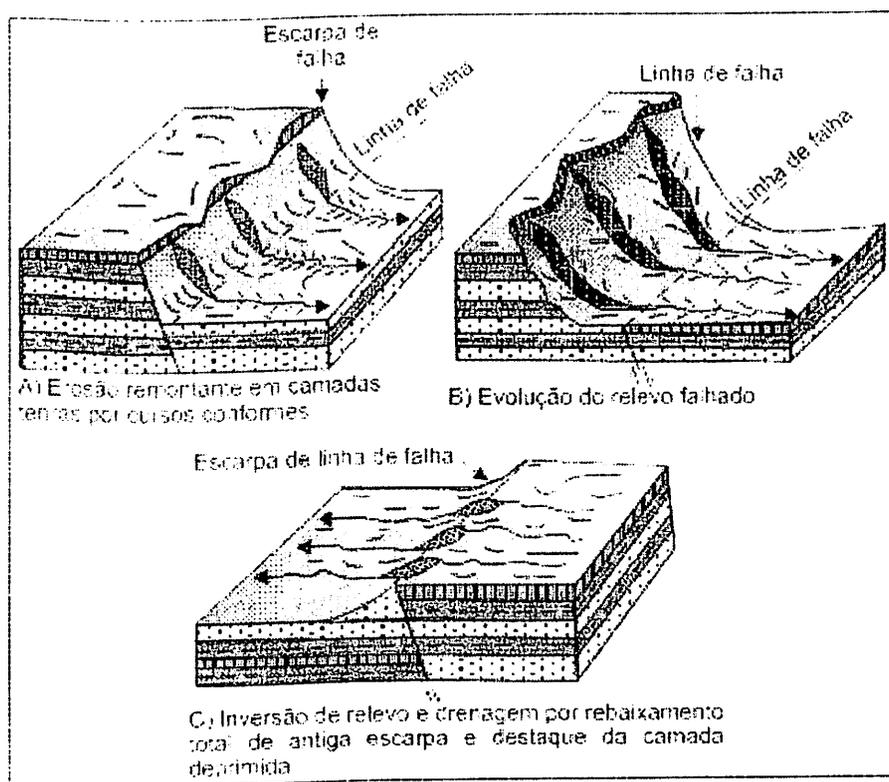
**Foto 1:** Ocorrência de festonamento na escarpa próxima à Torre de Pedra, com a transformação de facetas trapezoidais em triangulares, que darão origem a morros testemunhos (Foto: Maria Angélica Petrini).

Loczy & Ladeira (1980: 95) definem escarpa de falha (ou escarpa de falha original ou escarpa tectônica) “o relevo abrupto causado diretamente pelo movimento ao longo da falha, isto é, por um desnivelamento tectônico, ainda que a erosão tenha desbastado a topografia inicial fazendo-a recuar”. A princípio, as facetas mais recentes refletem uma maior nitidez de perfil, mas para isso sua evolução deveria ter se processado sob um mesmo clima. O escarpamento de falha recua através da erosão diferencial, seja lateral ou remontante, e sua evolução tende ao nivelamento.

Para Casseti (1994: 109), quando uma falha se localiza em seqüências litoestratigráficas de diferentes resistências, ela pode evoluir para a inversão topográfica do relevo. Considerando-se que a escarpa de falha encontra-se preservada por camada resistente, sobreposta a seqüências tenras, e seja

submetida à ação remontante de cursos d'água conseqüentes (ou cataclinais), Casseti (*op cit.*) propõe a seguinte possibilidade evolutiva:

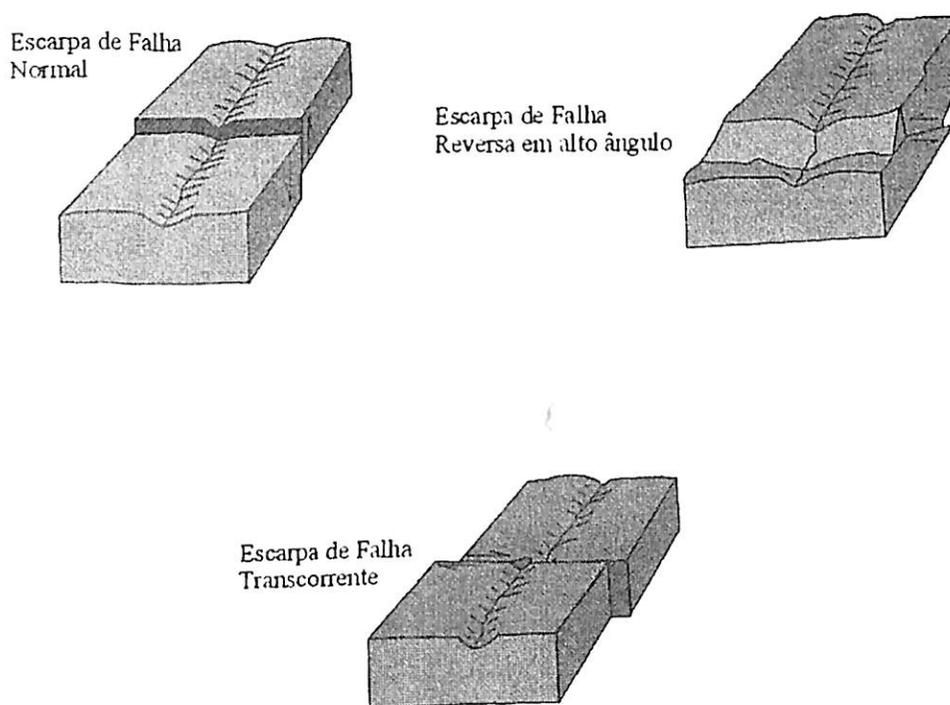
A partir do forte gradiente produzido pela falha, os rios conseqüentes tendem a entalhar a escarpa, atacando primeiramente a camada mais tenra subjacente à cornija. Com a remoção gradual dessa camada, chega-se ao processo de aluição da camada resistente. A escarpa, então, vai sendo gradualmente erodida, tornando-se uma “escarpa herdada de falha”, ao passo que o bloco deprimido permanece inalterado e protegido pela seqüência resistente. A intensa atividade erosiva nos terrenos mais friáveis que formam a escarpa faz com que o bloco originalmente elevado fique rebaixado em comparação ao terreno resistente, este que se refere ao bloco oposto antigamente deprimido. Diante disso, verifica-se o desenvolvimento de uma “escarpa de linha de falha”, com a inversão do relevo e, conseqüentemente, do sistema hidrográfico (Figura 5).



**Figura 5:** Estágios evolutivos de um relevo falhado. Fonte: Casseti (1994).

### 1.4.2. Relevo de falhas

O desenvolvimento de feições geomorfológicas associadas a eventos tectônicos está vinculado à categoria do falhamento (normal, transcorrente ou inverso), cada qual apresentando um conjunto de relevo característico, conforme pode ser visto na figura 6 (STEWART & HANCOCK, 1990 *apud* FERREIRA, 2001: 47).



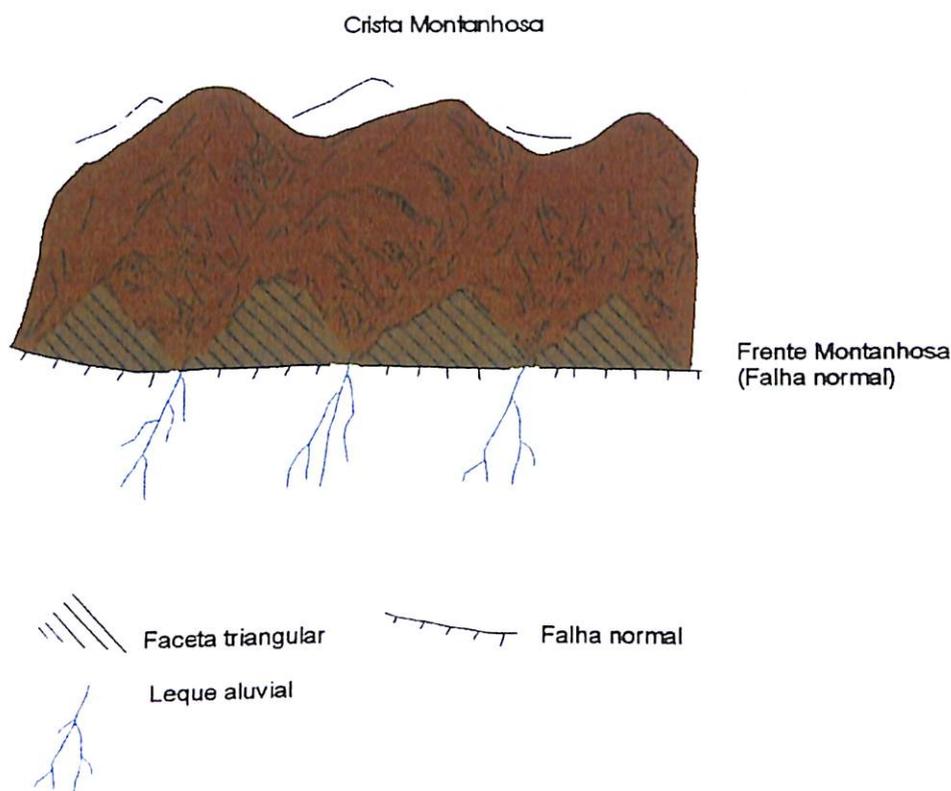
**Figura 6:** Estilos de escarpas de falhas. Fonte: Selby (1985) e Stewart & Hancock (1990) *apud* Ferreira (2001).

#### *Relevo em falhas normais*

Ferreira (2001: 47) coloca que as formas características do falhamento normal, em âmbito regional, são os *rifts valleys* e também a topografia do fundo oceânico.

Feições do tipo *horstes* e *grabens* são consideradas por muitos autores como integrantes dos *rifts valleys*. O *graben* se refere a um bloco rebaixado, caracterizado por uma depressão e delimitado por falhas normais, enquanto que o *horst* se encontra em altitudes maiores que as áreas vizinhas, na maioria das vezes constituídas por *grabens*, e também é delimitado por falhas normais. (BLOOM, 1978 *apud* FERREIRA, 2001: 47).

Além de *horstes* e *grabens*, Keller & Pinter (1996 *apud* idem) incluem na topografia resultante de falhamentos normais as escarpas de falha, frentes montanhosas com tendência a retilinidade e frentes sinuosas. Outra feição geomorfológica muito importante nesse caso são as facetas triangulares, já descritas anteriormente. Elas se originam da combinação do deslocamento vertical com a incisão de canais, configurando superfícies com amplas bases e topos agudos, como mostra a figura 7:



**Figura 7:** Desenvolvimento de facetas triangulares associado à falhas normais. *Fonte:* Keller & Pinter (1996) *apud* Ferreira (2001).

### *Relevo em falhas transcorrentes*

De acordo com Hasui & Costa (1991 *apud* Ferreira, 2001: 48-49), as áreas de falhas transcorrentes apresentam traços lineares, formas planares verticais e movimentos horizontais, sendo que vários fatores podem influenciar seu desenvolvimento, criando alguns traços específicos, como formas curvilineares.

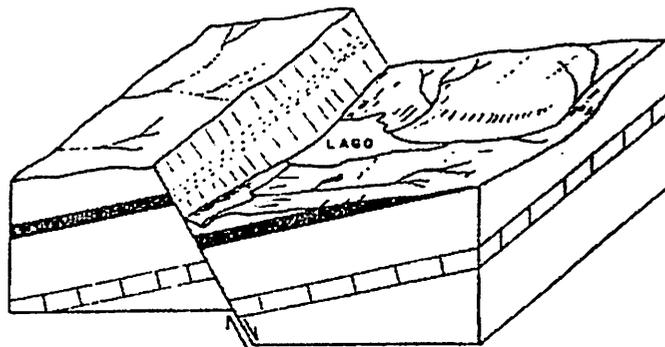
Para Keller & Pinter (1996 *apud* idem), várias feições são geradas ao longo de falhamentos transcorrentes e são expressas no relevo. A principal consequência provocada pelo falhamento transcorrente é o deslocamento da drenagem por toda a linha de falha, configurando um padrão de drenagem treliça.

### *Relevo em falhas inversas*

Segundo Ferreira (2001: 51), nos limites de placas convergentes, as falhas inversas associadas a subducção originam uma diversidade de relevos, os quais correspondem a formas do tipo anticlinais soerguidos, sinclinais abatidos e terraços marinhos soerguidos. Os tipos de relevo decorrentes dessas falhas apresentam *fronts* montanhosos escarpados, escarpas de falha e também movimentos de massa.

#### **1.4.3. Desvios ou anomalias nos padrões de drenagem**

Para Loczy & Ladeira (1980: 98), desvios ou anomalias nos padrões de drenagem podem ser ocasionados pelo encaixe do curso fluvial em uma linha de falha. Os deslocamentos dos cursos d'água controlados pelos tipos de falha são freqüentes em regiões de falhas que interceptam rochas sedimentares ou metassedimentares (Figura 8).



**Figura 8:** Lago formado ao longo de uma escarpa pode indicar uma falha. O rio corria para a esquerda, sendo interrompido pelo falhamento, cuja escarpa represou-o, permitindo o estabelecimento do lago e formação de novo curso no sentido do observador. Fonte: Loczy & Ladeira (1980).

Pires Neto (1996 *apud* Monteiro-da-Costa, 2005: 48) considera que a drenagem anômala é aquela que “constitui uma discordância local do padrão da área que de modo geral é coincidente com a topografia e com a estruturação regional. Assim, o padrão esperado é considerado como normal, e os desvios como anomalias”, os quais sugerem desvios topográficos ou estruturais.

Howard (1967 *apud* Ferreira, 2001: 52) define anomalia de drenagem da mesma maneira. Para ele, as anomalias são: retinidade, ocorrência localizada e abrupta de meandros, meandros comprimidos, trançamento abrupto e localizado, estreitamento ou alargamento de vales, represamento de pântanos, preenchimento aluvial e curvas e voltas abruptas na drenagem.

Quanto à definição de meandro, Sternberg (1957 *apud* Monteiro-da-Costa, 2005: 48) caracteriza como rio meandrante aquele que apresenta um traçado sinuoso, descrevendo curvas no formato de “S”. E através de um processo ininterrupto de erosão e deposição, o rio modela sua calha em terrenos aluvionares, transferindo os sedimentos das margens côncavas para as convexas a jusante. Na visão do autor, somente o caráter sinuoso do curso d'água não o define como meandrante, mas, por outro lado, pode indicar influência estrutural. O verdadeiro processo de meandramento está diretamente vinculado ao aluvionamento.

Para Summerfield (1991 *apud* Ferreira, 2001: 56), o desenvolvimento da drenagem pode estar subordinado ao controle tectônico de maneira ativa ou passiva. A tabela abaixo mostra o tipo de controle estrutural e seus efeitos decorrentes:

CONTROLE	EFEITO
<b><i>Controle Estrutural Ativo</i></b>	
Falhamento ativo	Vales lineares, vales suspensos, canais deslocados, terraços e quebras na superfície topográfica.
Dobramento ativo e Basculamento	Drenagem antecedente, incisão do canal, agradação.
<b><i>Controle Estrutural Passivo</i></b>	
Traços de Falha	Vales lineares, vales suspensos, canais deslocados, terraços e quebras na superfície topográfica.
Basculamento	Drenagem treliça, paralela, canais assimétricos.
Domos	Drenagem radial e anelar, rios superimpostos.
Anticlinais e Sinclinais	Drenagem treliça, rios superimpostos.
Lineação	Vales assimétricos, canais lineares.
Juntas	Drenagem retangular.

**Tabela 1:** Controle estrutural ativo e passivo e seus efeitos no desenvolvimento da drenagem.

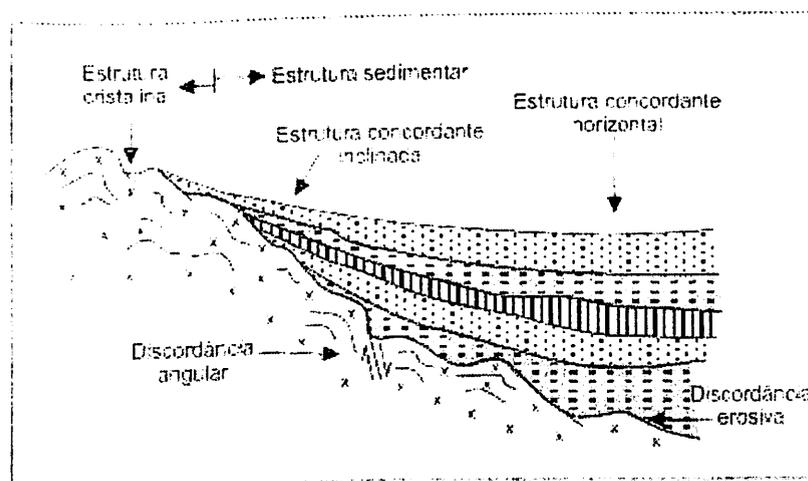
Fonte: Ferreira (2001), a partir de Summerfield (1991).

De acordo com Summerfield (1991: 410), outro importante processo no desenvolvimento da drenagem sujeito ao controle estrutural é a captura de rios. Resumidamente, isso acontece quando um canal erode mais rapidamente e agressivamente do que o canal ao lado e captura sua descarga pela interceptação de seu canal. O ponto no qual ocorre a captura é frequentemente indicado por uma angulosa mudança na direção do canal, geralmente de 90°, conhecido como “cotovelo de captura”.

### 1.5. Bacia Sedimentar do Paraná

Cassetti (1994: 65-66) diz que, de modo geral, “as bacias sedimentares se formam nas faixas intracratônicas, cujo processo de entulhamento é favorecido pela subsidência que implica em compensação isostática”. Assim, as bacias

desenvolvem grandes espessuras, que respondem pela subsidência central, fato que possibilita a sedimentação contínua. O autor acrescenta, ainda, que a espessura das bacias normalmente cresce da borda para o centro, com mergulhos que seguem o substrato cristalino, o que configura a forma de sinéclises. A disposição das camadas pode ser, em partes, determinada pelo próprio processo de subsidência, que acarreta uma leve inclinação na periferia das bacias, tendendo à horizontalização na sua parte central. Dessa maneira, no contato entre os sedimentos iniciais e a superfície intracratônica dobrada, fraturada ou falhada tem-se uma discordância angular e a sedimentação prossegue no centro da bacia com a manutenção da concordância entre as seqüências litoestratigráficas, como é mostrado na figura 9 seguinte:



**Figura 9:** Disposição das camadas nas seqüências sedimentares. Fonte: Casseti (1994).

Casseti (*op cit.*: 67) lembra que a litologia dos estratos e o mergulho das camadas contribuem para uma diferenciação morfológico-estrutural, que dá origem aos relevos tabuliformes e cuestiformes. O esquema abaixo (Figura 10) mostra a disposição e a espessura das camadas da Bacia do Paraná em relação à base cristalina, assim como a influência do mergulho na elaboração das *cuestas* periféricas, resultantes do processo de circundesnudação pós-cretácea.



**Figura 10:** Disposição e espessura dos sedimentos na Bacia do Paraná. Fonte: Casseti (1994).

No caso da Bacia Sedimentar do Paraná, Loczy & Ladeira (1980: 452) a descrevem como “uma área de cerca de 1.600.000 km<sup>2</sup>. Representa uma complexa fossa tectônica de forma elipsoidal em eixo maior de direção NNE-SSW e acha-se encravada no escudo pré-cambriano em Minas Gerais, Mato Grosso, São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do sul e no Uruguai, Paraguai e Argentina. Seu embasamento constitui-se principalmente de rochas cristalinas pré-cambrianas e subordinadamente por rochas eo-paleozóicas afossilíferas”. Os autores apontam também que a maioria dos sedimentos que preenchem essa bacia é de origem continental, sendo alguns de origem marinha, do Siluriano Superior, Devoniano Inferior, Carbonífero Superior, Permiano, Triássico, Jurássico (?) e Cretáceo, possuindo, no mínimo, 3600 metros de espessura. Há ainda lavas basálticas do Mesozóico com espessura máxima de 1600 metros.

Quanto à estrutura tectônica da Bacia do Paraná, Loczy & Ladeira (*op cit.*: 452-453) apontam que ela resulta de falhamentos verticais, não havendo dobramentos tangenciais regionais. Percebe-se que há uma estreita relação entre a tectônica e intrusões, uma vez que a maior parte das falhas profundas se mostra preenchida por diabásio, existindo abundantes e amplas soleiras (*sills*). “A principal feição tectônica da Bacia do Paraná é o vasto *sistema monoclinal*, ligeiramente arqueado, cuja inclinação é dirigida, nos dois lados da bacia, para a zona central” (LOCZY & LADEIRA, 1980: 454).

De acordo com Ross & Moroz (1997: 41) as unidades morfoesculturais presentes na Bacia Sedimentar do Paraná são: Planalto Ocidental Paulista e Depressão Periférica Paulista. Para esses autores, a gênese de tais unidades está

associada com a epirogenia da Plataforma Sulamericana durante o Cenozóico, quando ocorreu o soerguimento desigual do continente. Esse fato desencadeou novas fases de longos processos erosivos, ao mesmo tempo em que havia alternância climática seca e úmida.

### 1.6. Relevo Cuestiforme

De acordo com Casseti (1994: 75), o relevo de cuesta se relaciona a estruturas sedimentares, podendo haver ou não intercalações de estratos basálticos. Geralmente aparecem nas bordas das bacias sedimentares, mergulhando em direção ao seu centro. Isso acontece porque os relevos cuestiformes estão vinculados às zonas de camadas geológicas inclinadas (relevos monoclinais ou homoclinais). É um tipo de relevo dissimétrico e se caracteriza também por uma morfologia específica de áreas de contato estrutural – cristalino e sedimentar, com diferenciados graus de resistência litológica.

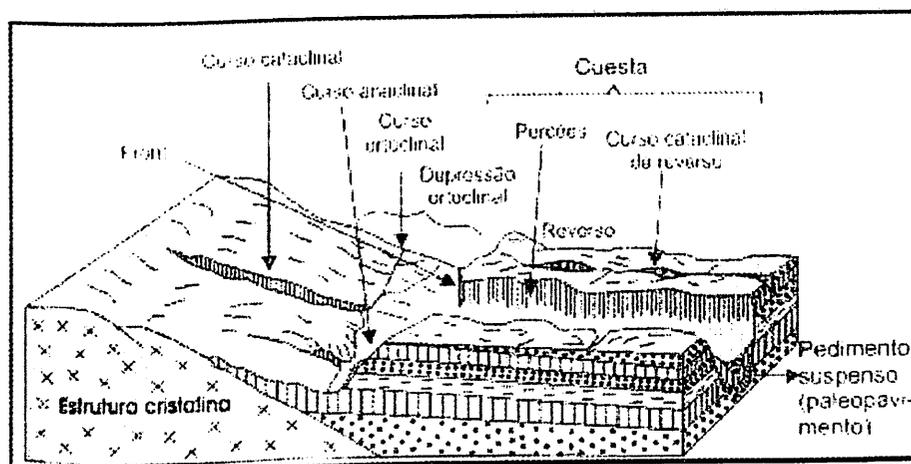
Em relação ao processo evolutivo desse tipo de relevo, Casseti (*op cit.:* 76) coloca que, de maneira simplificada, uma superfície pediplanada é o ponto inicial da evolução de uma cuesta. A drenagem é organizada com o surgimento de um clima úmido, momento em que os efeitos epirogênicos positivos possibilitam o entalhamento dos talwegues. O curso principal, aquele que segue o mergulho da camada rochosa, é chamado de conseqüente (ou cataclinal), já os perpendiculares ao mergulho são denominados subseqüentes (ou ortoclinais). Esses últimos se encontram orientados por processo de fraturamento na maioria das vezes.

Se o clima úmido e o efeito epirogênico persistirem, generaliza-se o processo de entalhamento da drenagem e a evolução verticalizada do relevo. Assim, a erosão é diferencial, devido às diferentes resistências das camadas, resultando em uma morfologia dissimétrica.

Por outro lado, se o clima se tornar seco, o entalhamento dos talwegues é interrompido e passa a predominar a desagregação mecânica. A tendência evolutiva, então, será o alargamento dos vales (evolução horizontal), com o recuo paralelo das vertentes, a partir dos níveis de base locais. O processo de

pedimentação provoca elevação do nível de base, com o material produzido pela desagregação ocupando as áreas mais baixas, o que pode formar uma superfície pediplanada intermontana.

Com as condições úmidas predominando novamente, a drenagem será reorganizada através da reativação dos processos erosivos, formando paleopavimentos, correspondentes aos pedimentos que ocupavam os vales em virtude do clima seco. Nessa etapa, os rios obseqüentes (ou anaclinais) são os principais responsáveis pela evolução regressiva da escarpa erosiva, favorecendo a formação de formas residuais, chamadas morros testemunhos (Figura 11).



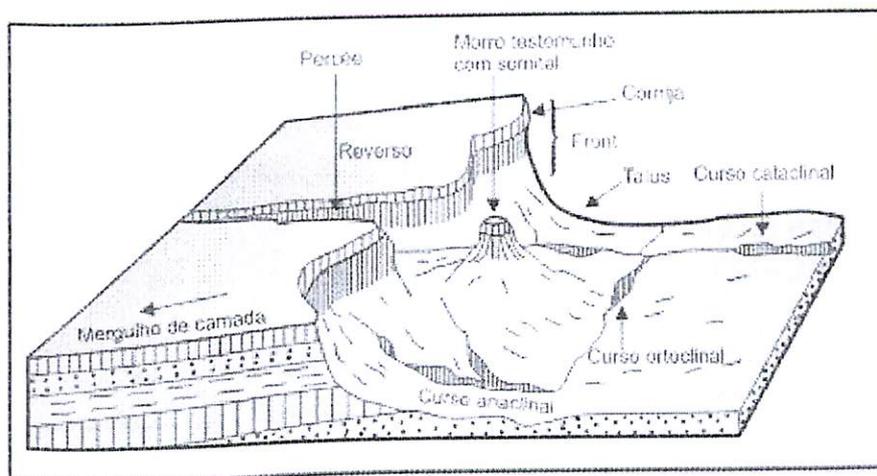
**Figura 11:** Relevo dissimétrico do tipo cuesta, característico das estruturas concordantes inclinadas. Fonte: Casseti (1994).

Segundo Casseti (*op. cit.*: 79), os elementos que constituem o relevo de cuesta são (Figura 12):

- *Front*: corresponde à escarpa erosiva. É caracterizado pela *cornija*, que é a camada resistente que mantém a resistência evolutiva do *front*, e pelo *talus*, o qual corresponde ao depósito detrítico situado na base do *front*. Esse apresenta forma côncava enquanto que a primeira é caracterizada por sua verticalidade.
- *Reverso*: inicia-se na parte superior do *front* e se desenvolve em direção ao centro da bacia sedimentar. É conhecido como *reverso estrutural* se for

delineado pela resistência das camadas, ou *reverso escultural* se for formado por sedimentos friáveis modelados pela erosão.

- *Percées*: são boqueirões escavados no *front* da cuesta através da imposição da drenagem cataclinal, ao ocorrer esforços epirogenéticos.
- *Morro Testemunho*: é uma forma residual que identifica a antiga posição do *front*, como consequência da erosão remontante dos rios anaclinais. Resumidamente, quanto mais fraco o mergulho das camadas da cuesta, maior a tendência de recuo do *front* e maior a possibilidade de se formar morros testemunhos.



**Figura 12:** Identificação dos elementos que caracterizam uma cuesta. Fonte: Cassetti (1994).

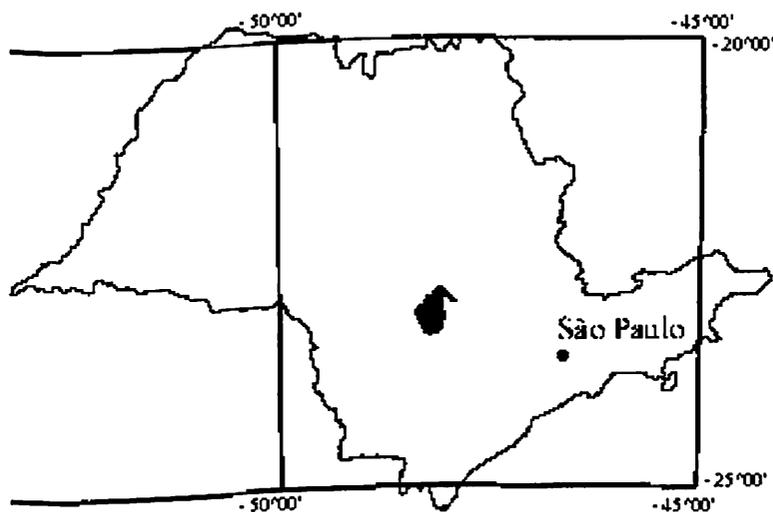
Na divisão geomorfológica do Estado de São Paulo, segundo o IPT (1981: 63) “as áreas de rochas basálticas no Estado de São Paulo sustentam relevos de cuestras (...) que se constituem numa das mais marcantes feições do relevo paulista”. Esta província, denominada Cuestas Basálticas, apresenta um relevo escarpado no contato com a Depressão Periférica Paulista, seguido de uma série de amplas plataformas estruturais de relevo suavizado, inclinadas para o interior em direção ao canal do rio Paraná. Essas duas feições principais formam a escarpa e o reverso das cuestras.

## 2. Caracterização da Área de Estudo

A bacia hidrográfica do rio do Peixe situa-se em uma área de contato de duas províncias geomorfológicas do Estado de São Paulo, o Planalto Ocidental e a Depressão Periférica, sendo parte do divisor de drenagens do Tietê com o do Paranapanema. Tal fato é evidenciado pela escarpa de significativa amplitude altimétrica e continuidade espacial, que caracteriza uma transição entre essas duas províncias muitas vezes abrupta (DIAS FERREIRA, 1979: 4).

A área total da bacia hidrográfica em estudo abrange cerca de 1116 km<sup>2</sup>, englobando parte dos municípios de Angatuba, Anhembi, Bofete, Botucatu, Conchas e Guareí. A bacia do Peixe-Bonito possui suas nascentes nas escarpas da cuesta de Botucatu, nos municípios de Bofete, Guareí e Torre de Pedra, enquanto que sua foz está localizada no rio Tietê na altura do município de Anhembi.

A figura 13 abaixo traz a localização aproximada da área de estudo:



**Figura 13:** Localização da bacia do rio do Peixe.

Fonte: <http://www.fgel.uerj.br/labgis/projetos/propeixe/areaestudo.html> (Acesso em 06/12/07)

## 2.1. Geologia

De acordo com Dias Ferreira (1979: 29), cinco unidades litoestratigráficas da Bacia Sedimentar do Paraná estão presentes na região de estudo, cujas formações se originaram no Paleozóico Superior até o Mesozóico Superior. Elas são: Estrada Nova, Pirambóia, Botucatu, Serra Geral e Bauru. Há também formações superficiais e depósitos de várzeas e terraços que remetem ao Cenozóico.

A seguir, será feita uma breve caracterização do contexto estrutural apresentado acima, com base no trabalho de Dias Ferreira (1979: 31-41).

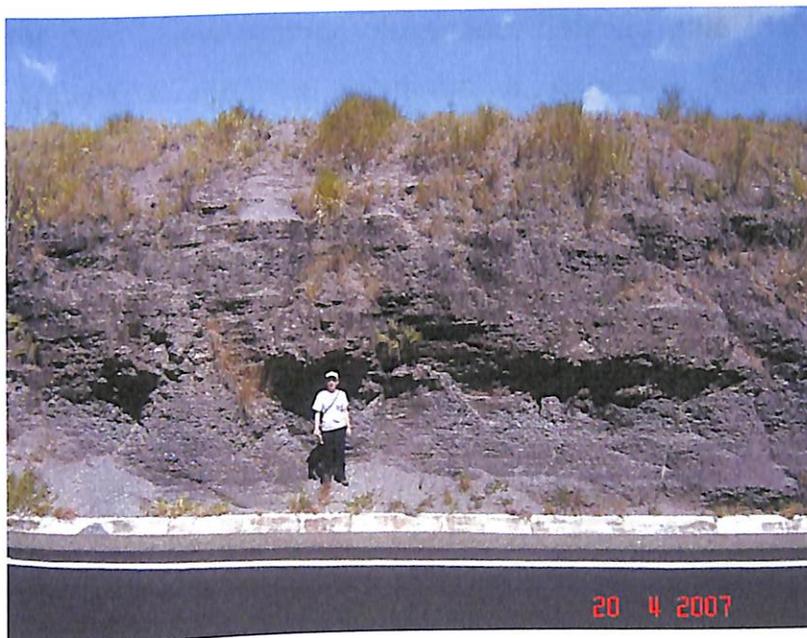
### 2.1.1. Formação Estrada Nova (Paleozóico/Permiano Superior)

Os principais afloramentos dessa formação se localizam ao longo do vale do rio do Peixe depois de sua confluência com o rio Bonito, sobretudo no espigão divisor entre o rio Bonito e o rio Feio. Geralmente, a seqüência estratigráfica da Formação Estrada Nova é composta por siltitos arroxeados e amarelados com acamamento plano-paralelo rítmico. Essa unidade é caracterizada por níveis de sílex, que apresentam maior resistência à erosão e, assim, originam altos topográficos e rupturas nas encostas (Foto 2). Tais degraus estruturais podem ser encontrados ao longo dos vales dos rios Bonito e do Peixe.



**Foto 2:** Pequena ruptura na encosta. Notar o canal fluvial alinhado com a ruptura, indicador de falha (Foto: Maria Angélica Petrini).

Na área onde ocorrem sedimentos permianos o relevo é colinoso, com altitude máxima de 550 metros (Foto 3). As vertentes se mostram convexas e esculpidas pelos tributários da margem direita dos rios Bonito e do Peixe e da margem esquerda do rio Feio; observa-se maior ramificação e densidade da drenagem.



**Foto 3:** Argilito do Permiano em corte na Rodovia Castelo Branco, a ~ 550 m de altitude (Foto: Fernanda V. Neves).

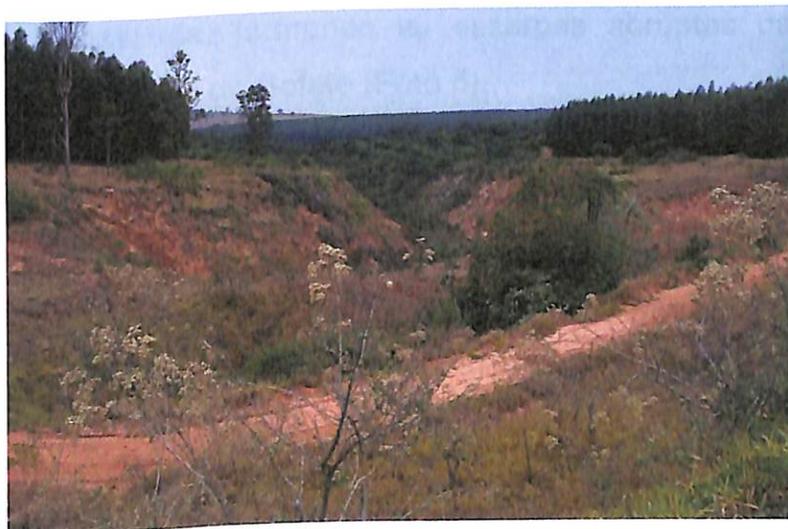
Os vales dos rios Torre de Pedra, Bonito e do Peixe, cuja direção grosso modo é N-S, assinalam o limite entre a Formação Estrada Nova e os arenitos do Mesozóico. Esse limite é considerado um contato de falha.

### **2.1.2. Formação Pirambóia (Mesozóico/Triássico)**

Essa formação aparece em toda a zona pré-frontal drenada pela bacia Peixe-Bonito e também pelo sistema do rio Santo Inácio (Foto 4). Os sedimentos de ambiente fluvial possuem coloração clara com tons avermelhados e amarelados, caracterizados pela estratificação cruzada de um espesso pacote de arenitos de granulação fina a média, intercalado por camadas síltico-argilosas e argilosas com estratos plano-paralelos.

Na área de afloramentos da Formação Pirambóia, verifica-se um setor mais dissecado, correspondente à drenagem Peixe-Bonito, no qual os processos erosivos mais intensos entalharam a região, evidenciando as diferentes resistências litológicas e estruturais do substrato. Nesse setor aparecem diversos degraus e patamares nas vertentes, que correspondem a camadas mais argilosas e siltosas do Pirambóia e que mostram um importante valor morfo-estrutural. Há também outro setor com relevo menos dissecado, definido pelo Platô do Santo Inácio. É uma cobertura arenosa, contínua e espessa, que deixa esse compartimento homogêneo. Com a fraca dissecação do relevo, os vales são poucos profundos e dissimétricos, sendo que na vertente com maior declividade se observam degraus semelhantes àqueles do setor Peixe-Bonito.

A passagem da Formação Pirambóia para a Formação Botucatu ocorre próxima ao sopé da escarpa arenítico-basáltica, fazendo com que o contato entre elas seja frequentemente encoberto por depósitos arenosos e depósitos de vertente.



**Foto 4:** Voçoroca na Formação Pirambóia, na altura do km 231 da rodovia SP-147, em Anhembi (Foto: Fernanda V. Neves).

### 2.1.3. Formação Botucatu (Mesozóico/Jurássico)



**Foto 5:** Afloramento de Arenito Botucatu em escarpa abrupta (Foto: Maria Angélica Petrini).

A posição estratigráfica mais comum dessa formação é a de pacotes de arenito fino associados às rochas basálticas da Formação Serra Geral, apresentando estratificação cruzada e coloração amarelada e avermelhada. Ocorre de maneira localizada, formando as escarpas abruptas das Serra do Limoeiro, Barra Mansa e Morro do Bofete (Foto 5).

O contato entre a Formação Botucatu e a Formação Serra Geral é muito irregular por causa da contemporaneidade entre as duas formações e do interdigitamento entre os magmatitos e os arenitos eólicos.

### 2.1.4. Formação Serra Geral (Mesozóico/Cretáceo Inferior)

Os grandes afloramentos de rochas efusivas oriundas do extenso vulcanismo de fissura que atingiu a maior parte da Bacia do Paraná se encontram nas zonas da escarpa de cuesta dessa bacia. Na área de estudo, os afloramentos de magmatitos ocorrem principalmente na face sul da Serra do Limoeiro e Barra Mansa e no Morro do Bofete, em uma posição altimétrica de 700 e 900 metros e muitas vezes intercalados com o arenito Botucatu. Já os afloramentos contínuos aparecem no limite superior da escarpa entre as cotas de 800 e 900 metros.

Na Serra do Limoeiro, observa-se uma descontinuidade nos derrames que dá origem a diferentes declividades na escarpa. Alguns pesquisadores atribuem tais fatos a falhamentos, enquanto que outros autores apontam que os derrames podem apresentar diversas espessuras e distribuição espacial variada, devido à acomodação na superfície que recobriram ou às irregularidades provenientes do próprio derramamento.

Também aparecem magmatitos intrusivos associados a falhamentos em áreas de controle tectônico.

#### **2.1.5. Formação Bauru (Mesozóico/Cretáceo Superior)**

A deposição da Formação Bauru se deu em discordância erosiva sobre os basaltos da Formação Serra Geral e, de modo mais escasso, sobre arenitos da Formação Botucatu. Aparece acima da cota de 900 metros no reverso da Serra do Limoeiro, com uma litologia bastante variada (de arenitos grosseiros até camadas siltico-argilosas) e estrutura predominantemente maciça. Predominam as cores marrom-avermelhado, branco e amarelo.

Os principais afloramentos da Formação Bauru aparecem em locais de relevo mais dissecado, como no interflúvio das drenagens que demandam ao Paranapanema e ao Tietê, a 980-1000 metros de altitude.

#### **2.1.6. Cenozóico**

As coberturas detríticas ocorrem em todos os compartimentos fisiográficos do Estado de São Paulo, mas principalmente na Depressão Periférica e no Planalto Ocidental, recobrendo diferentes níveis altimétricos e recebendo diversas denominações locais.

Geralmente, os sedimentos cenozóicos estão separados do substrato por discordância marcada por linhas de pedra (*stonelines*) de espessuras e composição petrográfica variadas (Foto 6). Constituem depósitos arenosos e areno-argilosos, inconsolidados, friáveis e sem estrutura.

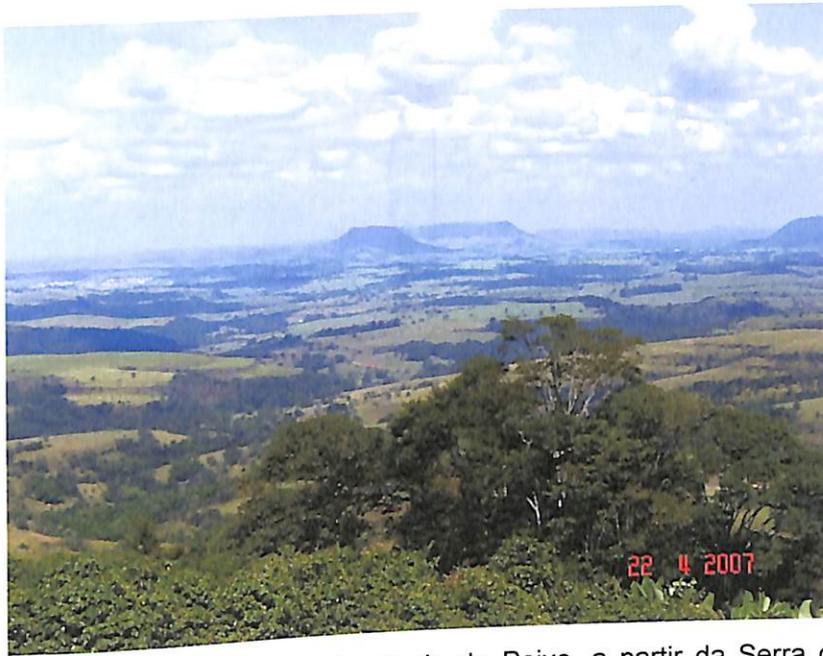
Na área de estudo, esses depósitos são encontrados cobrindo homogeneamente o Platô do Santo Inácio, em alguns topos preservados de espigões da bacia dos rios do Peixe e Bonito e no reverso da escarpa da Serra do Limoeiro.



**Foto 6:** Colúvio com linha de pedra constituída por seixos arredondados de quartzo e de arenito Botucatu (Foto: Fernanda V. Neves).

## 2.2. Geomorfologia

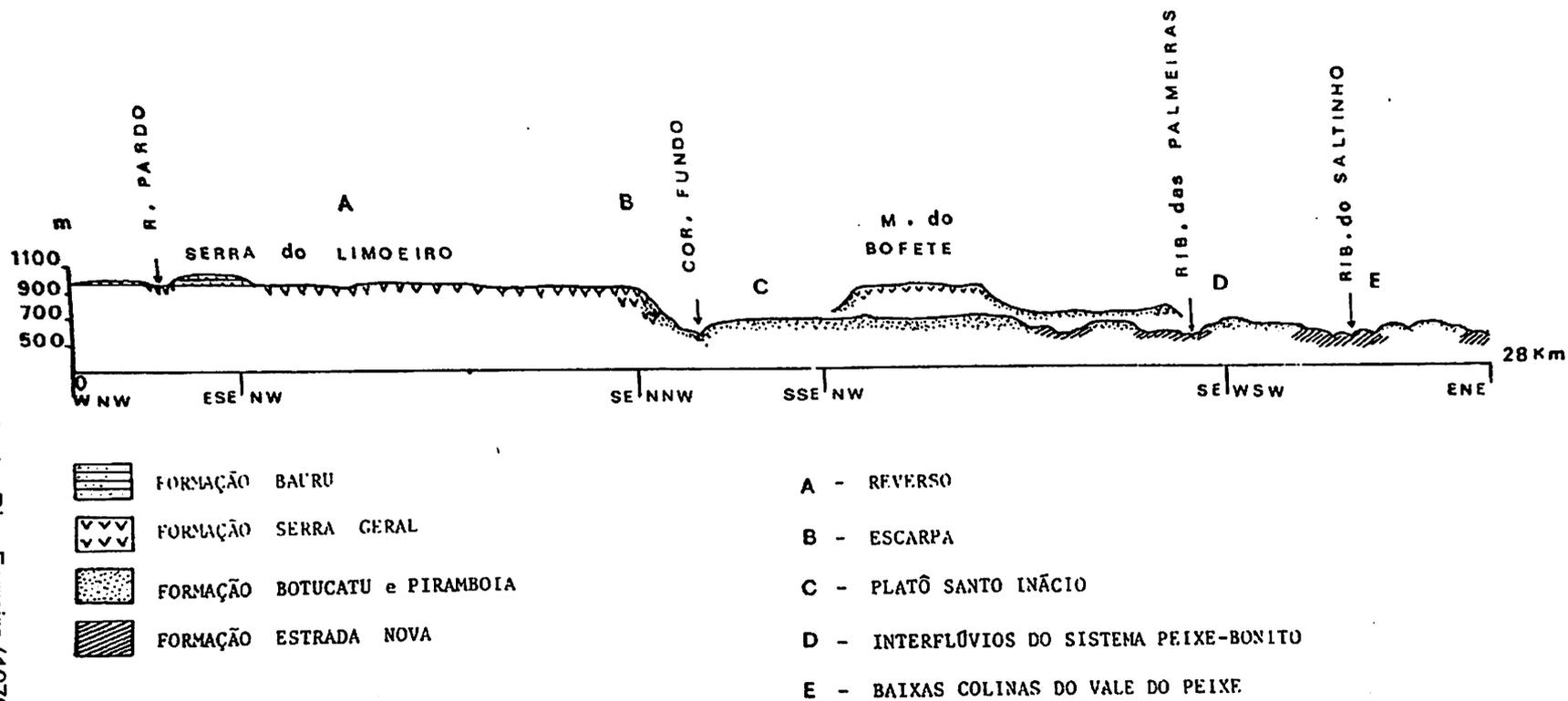
Dias Ferreira (1979: 7-8) distingue três setores topográficos nessa área de pesquisa. O primeiro se refere ao reverso da Serra do Limoeiro e topo de alguns morros isolados, como o Morro do Bofete e o Morro Grande, com altitudes entre 900 e 960 metros. O segundo define um nível individualizado marcado pela cota de 700 metros, aparecendo residualmente à SE do Morro do Bofete e circundando a Serra do Limoeiro. Já o terceiro setor diz respeito ao sistema do rio do Peixe e seu afluente rio Bonito, com altitudes que variam entre 650 metros nas áreas mais elevadas dos espigões e 500-530 metros nos fundos dos vales, sendo que predominam aquelas de 550-600 metros definindo os principais espigões (Foto 7).



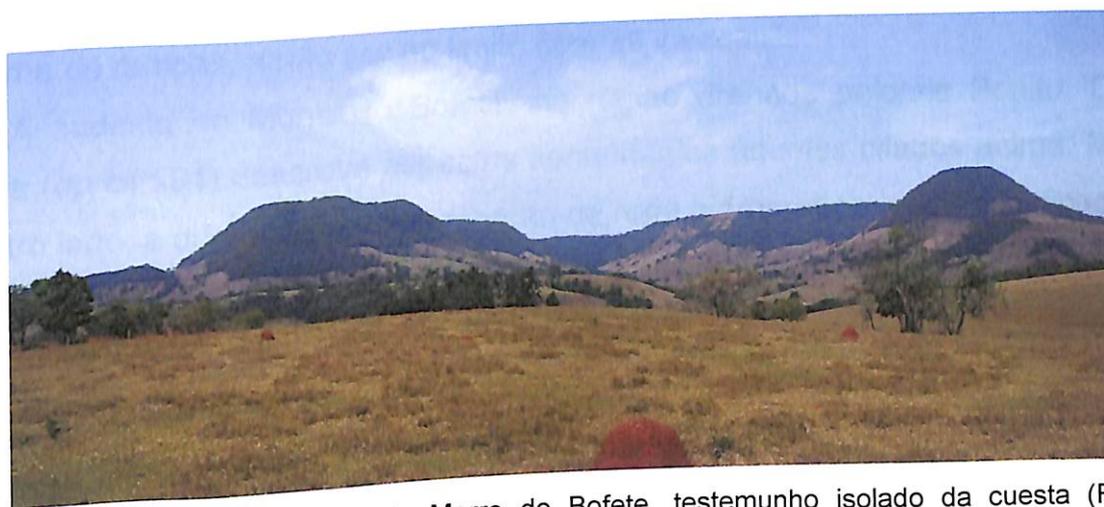
**Foto 7:** Vista panorâmica da bacia do rio do Peixe, a partir da Serra do Limoeiro, com Morro do Bofete ao fundo (Foto: Maria Angélica Petrini).

O perfil topográfico-geológico (Figura 14) mostra que os três setores podem ser individualizados com clareza, sendo separados por escarpamentos em posições altimétricas distintas, e traz ainda a distribuição das formações geológicas descritas anteriormente.

Figura 14: Perfil topográfico-geológico geral. Fonte: Dias Ferreira (1979).



Segundo Dias Ferreira (*op cit.:* 60), o Morro do Bofete representa um testemunho isolado na Depressão Periférica Paulista, dentro da área drenada pelos rios do Peixe e Bonito. A partir da Carta de Compartimentação Topográfica, em anexo, observa-se que sua configuração geral é de um grande "U", possuindo as extremidades voltadas para NW. O Morro do Bofete é considerado um importante elemento topográfico; com suas faces escarpadas, retilíneas e abruptas, se caracteriza como uma zona de dispersão da drenagem e também separa a drenagem dos rios Peixe e Bonito (Foto 8).



**Foto 8:** Vista panorâmica do Morro do Bofete, testemunho isolado da cuesta (Foto: Fernanda V. Neves).

A autora aponta, ainda, que na área drenada pelos rios do Peixe e Bonito o relevo apresenta-se muito dissecado, podendo identificar duas zonas de altitudes distintas: uma mais elevada, em torno de 600-650 metros, que é periférica às escarpas e relacionada aos altos cursos dos afluentes do rio do Peixe; e outra zona mais suave e rebaixada, com cotas de 500-550 metros, apresentando espigões longos e paralelos.

Para Dias Ferreira (*op cit.:* 93), nessa área dos espigões do sistema Peixe-Bonito, a estrutura homoclinal dos sedimentos permianos e mesozóicos faz com que os vales sejam dissimétricos e apareçam com frequência rupturas no perfil das vertentes em decorrência da variedade litológica e das diferentes resistências dos materiais à erosão.

Dias Ferreira (idem) mostra que a oeste da cidade de Bofete “os interflúvios são estreitos, recortados em numerosos esporões, que lhes conferem aspecto sinuoso. Geralmente, o topo é delimitado por uma ruptura abrupta que forma um degrau onde a rocha aflora”. Já a leste daquela cidade, a autora observa que “os espigões são mais longos e suaves apresentando níveis intermediários que correspondem a amplos patamares de baixa declividade. As rupturas de topo ainda são nítidas, porém suavizadas e convexas. (...) A passagem do topo para os patamares se faz, de modo geral, com ruptura de declive nítida, que determina o aparecimento de formas côncavas nas encostas. Não são comuns as passagens em forma de rampas, a não ser no limite com as várzeas”.

A sudeste do Morro do Bofete, na região drenada pelo rio Bonito, Dias Ferreira (*op cit.:* 94) descreve aspectos semelhantes àqueles citados acima. Mas, por outro lado, a diferença na organização da rede hidrográfica - mais ramificada e orientação menos perceptível, influencia na configuração dos interflúvios que se mostram como pequenos maciços esculpidos em todas as faces.

Em relação às várzeas, tanto o rio do Peixe quanto o rio Bonito possuem amplas várzeas, as quais indicam antigas planícies de inundação reentalhadas, bem como ambos os vales apresentam perfil transversal assimétrico em alguns trechos, conforme se observa na foto 9.



Foto 9: Ampla várzea do rio do Peixe, a ~ 500 m de altitude (Foto: Maria Angélica Petrini).

No alto curso do rio Bonito, por exemplo, a assimetria do vale é percebida por uma face abrupta da escarpa do Platô do Santo Inácio e por outra face mais suave, com vertentes em patamares e contatos côncavos. Nesse trecho, o rio bonito corre encostado à face escarpada, fato que sugere adaptação estrutural (DIAS FERREIRA, *op cit.*: 95).

Quanto ao vale do rio do Peixe, a assimetria ocorre, muitas vezes, pela posição do curso d'água, que é alojado no sopé da vertente esquerda, dando origem a paredões íngremes com afloramento da rocha (*Idem*).

Em pesquisa recente sobre rampas de colúvio nessa bacia, Neves aponta que se encontram colúvios generalizados por volta dos 600 metros de altitude, nível que corresponde ao médio curso do rio do Peixe-Bonito. Também há ocorrência de *stonelines* truncadas pela tectônica. Em uma altitude mais elevada, entre 700-750 metros, a autora descreve a presença de tálus detrítico em certos locais. De acordo com Neves, a bacia do rio do Peixe-Bonito contém grande quantidade de material residual e, com a existência de patamares e terraços, a área se caracteriza como um possível vestígio de pediplano.

### 2.2.1. Elementos tectônicos e rede de drenagem

Quanto aos elementos tectônicos da área de estudo, Dias Ferreira (1979: 41) diz que existem evidências de falhamentos na seqüência pré-vulcânica, chamando a atenção para a falha no sopé do Morro do Bofete, bem como falhas isoladas de pequeno rejeito condicionadas à intrusão de corpos magmáticos. Além disso, outro controle tectônico da região se refere à zona de falhamentos que vai de Guareí ao Morro do Bofete, que constitui o limite entre as Formações Estrada Nova e Pirambóia.

Analisando as principais bacias hidrográficas da região, Dias Ferreira (*op cit.*: 42) revela que “o padrão da rede de drenagem reflete um alto controle estrutural, pois todas as bacias se enquadram na classe bem orientada, percebendo-se uma nítida adaptação tanto dos cursos principais como dos tributários”. A foto 10 mostra um cotovelo estrutural do rio do Peixe, encaixado na falha principal.



**Foto 10:** Cotovelo estrutural no Rio do Peixe (Foto: Fernanda V. Neves).

A bacia hidrográfica do rio do Peixe corta os arenitos da Formação Pirambóia, a noroeste e nordeste, e os siltitos da Formação Estrada Nova, a nordeste. Apesar de o rio principal mudar a direção de seu curso várias vezes, há uma predominância das direções NE-SW, NNW-SSE e E-W. Na margem direita, os afluentes são mais alongados e retilíneos, enquanto que os da margem esquerda cobrem menor área, mas possuem maior densidade. O padrão básico da drenagem nessa bacia pode ser classificado como dendrítico-retangular. Embora o rio principal e seus afluentes possuam um padrão mais próximo do retangular, os sub-afluentes mostram um traçado que se insere no padrão dendrítico (DIAS FERREIRA, 1979: 42-43).

Já a bacia do rio Bonito, que é o afluente mais importante do rio do Peixe, apresenta as direções principais de seu vale voltadas para E-W e N-S. Nesta última direção, o rio tem seu curso praticamente encaixado no contato das Formações Pirambóia e Estrada Nova, portanto, é encaixado em uma falha, enquanto que no seu alto curso exibe uma captura que entalha profundamente os arenitos da Formação Pirambóia. Na margem direita, os afluentes são em maior número, com organização hierárquica importante. Por sua vez, a margem esquerda possui poucos afluentes e de curto percurso, sem hierarquização. Pode-se dizer, então, que a rede de afluentes é bastante desequilibrada. De maneira geral, a bacia do rio Bonito possui drenagem bastante densa e apresenta um padrão dendrítico (Idem: 43).

Nessas duas bacias, a densidade de drenagem é desigual, ressaltando que os cursos da margem direita são mais desenvolvidos (Idem: 95).

### 3. Materiais e Métodos

Para o desenvolvimento deste trabalho foram empregados os seguintes materiais: a) cartas topográficas digitais na escala 1:50.000 do IBGE: Angatuba (Folha SF.22-Z-D-III-3), Anhembi (Folha SF.22-Z-B-VI-4), Bofete (Folha SF.22-Z-D-III-1), Botucatu (Folha SF.22-Z-R-IV-3), Conchas (Folha SF.22-Z-D-III-2), e Guareí (Folha SF.22-Z-D-III-4); b) software *ArcGis* 9.2, para o georreferenciamento e digitalização das informações contidas nas cartas (curvas de nível, pontos cotados, drenagem, estradas e rodovias, municípios), utilizando para tanto a Projeção UTM (Universal Transversa de Mercator), *Datum* SAD 1969, Zona 22S. As cartas topográficas são articuladas conforme mostra a tabela abaixo:

<b>Botucatu</b> SF.22-R-IV-3	<b>Anhembi</b> SF.22-Z-B-VI-4
<b>Bofete</b> SF.22-Z-D-III-1	<b>Conchas</b> SF.22-Z-D-III-2
<b>Angatuba</b> SF.22-Z-D-III-3	<b>Guareí</b> SF.22-Z-D-III-4

**Tabela 2:** Articulação das cartas topográficas que englobam a Bacia do rio do Peixe-Bonito.

A fim de se obterem dados quantitativos para distinguir áreas homogêneas no interior de uma bacia hidrográfica, usa-se o método da análise morfométrica, a qual consiste na caracterização de parâmetros morfológicos como densidade de drenagem, densidade de nascentes, número de canais de primeira ordem, entre outros indicadores físicos da bacia que assinalam suas homogeneidades.

Foram gerados no total seis mapas temáticos da área de estudo como apoio para as análises morfométricas e no estabelecimento de relações entre a rede de drenagem, os interflúvios e a atividade tectônica. Eles são: Compartimentação Topográfica, Clinografia, Hierarquia Fluvial, Orientação das Vertentes, Densidade de Drenagem e Densidade de Nascentes.

No mapa de compartimentação topográfica, a bacia do rio do Peixe-Bonito foi dividida em seis níveis altimétricos (de 400 a 1000 metros), a fim de mapear a

especialização das altitudes, fornecendo subsídios para correlações com a estrutura geológica e mecanismos que condicionam o desenvolvimento e a dinâmica geomorfológica da paisagem. O mapa de clinografia foi feito com sete classes de declive geradas pelo próprio software. Para a confecção do mapa de hierarquia fluvial utilizou-se a proposta de Strahler. A diferenciação dos canais de primeira ordem se faz importante para os estudos neotectônicos, pois apontam os traços mais jovens da rede hidrográfica, sendo que sua orientação pode estar em conformidade com as direções associadas à atividade tectônica mais recente (Centamore *et al.*, 1996 *apud* Ferreira, 2001). Também foi feito o mapa de orientação das vertentes, que identifica dois importantes eixos de orientação, relacionados provavelmente com a reativação Wealdeniana, no Juro-cretácio, e com a neotectônica. A partir do mapa da rede de drenagem e da sua divisão em sub-bacias, foi calculada a densidade de drenagem, segundo Christofolletti, dividida em 3 classes: baixa, média e alta densidade. Já a densidade de nascentes foi calculada a partir de celas quadráticas com 4 km<sup>2</sup> (2km x 2km), gerando um total de 325 celas para recobrir continuamente toda a bacia. Foram contados os números de nascentes dentro de cada cela para se obter esse índice.

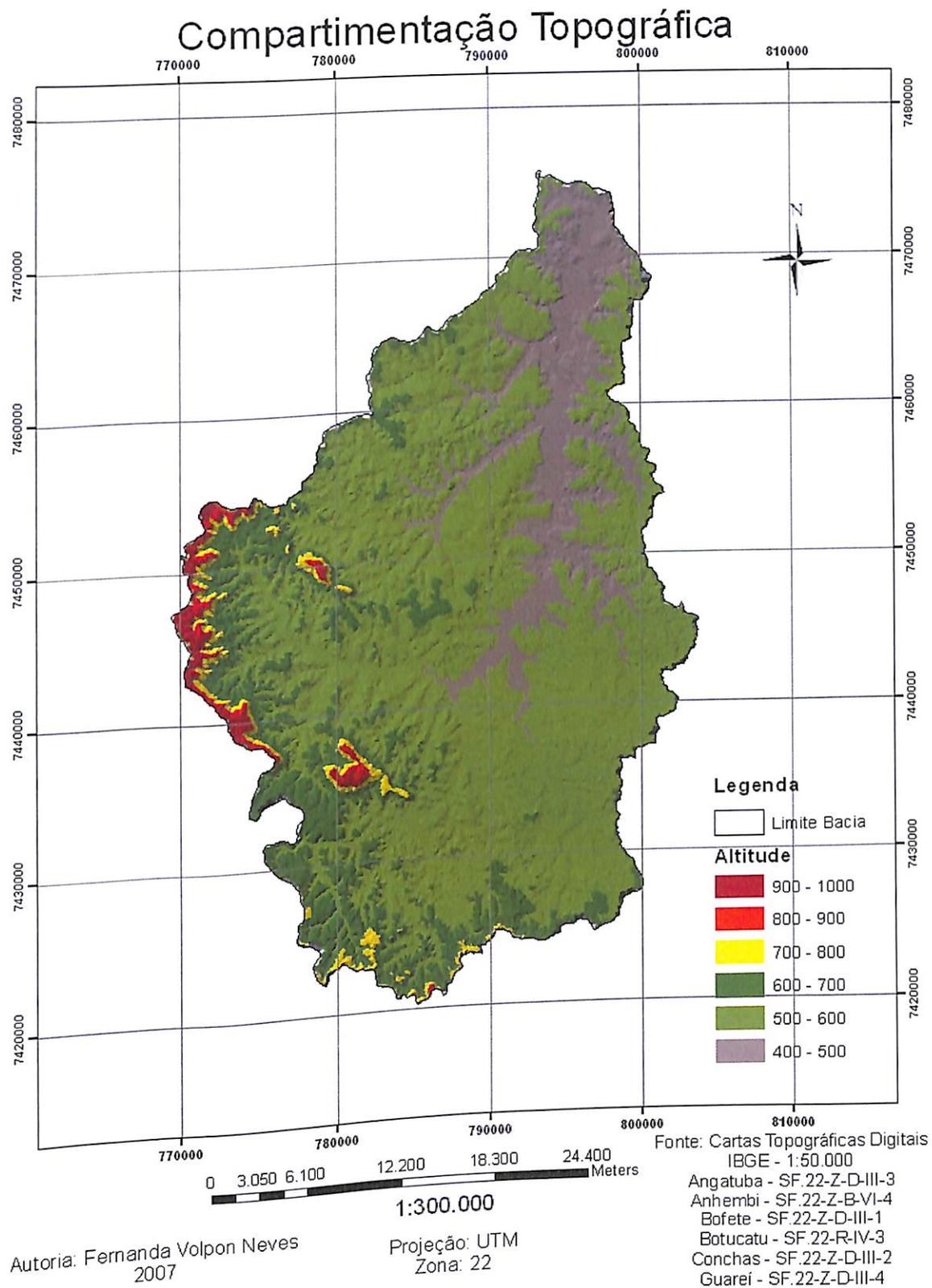
Além disso, foram realizados dois trabalhos de campo para a região da bacia do rio do Peixe-Bonito, a fim de se fazer um reconhecimento geral da área de estudo e de coletar informações sobre sua evolução morfoestrutural.

## **4. Resultados**

A seguir serão feitas breves considerações dos mapas temáticos confeccionados para auxiliar no entendimento da evolução do relevo da bacia em estudo e que são os principais resultados obtidos nesta pesquisa.

### **4.1. Mapa de Compartimentação Topográfica**

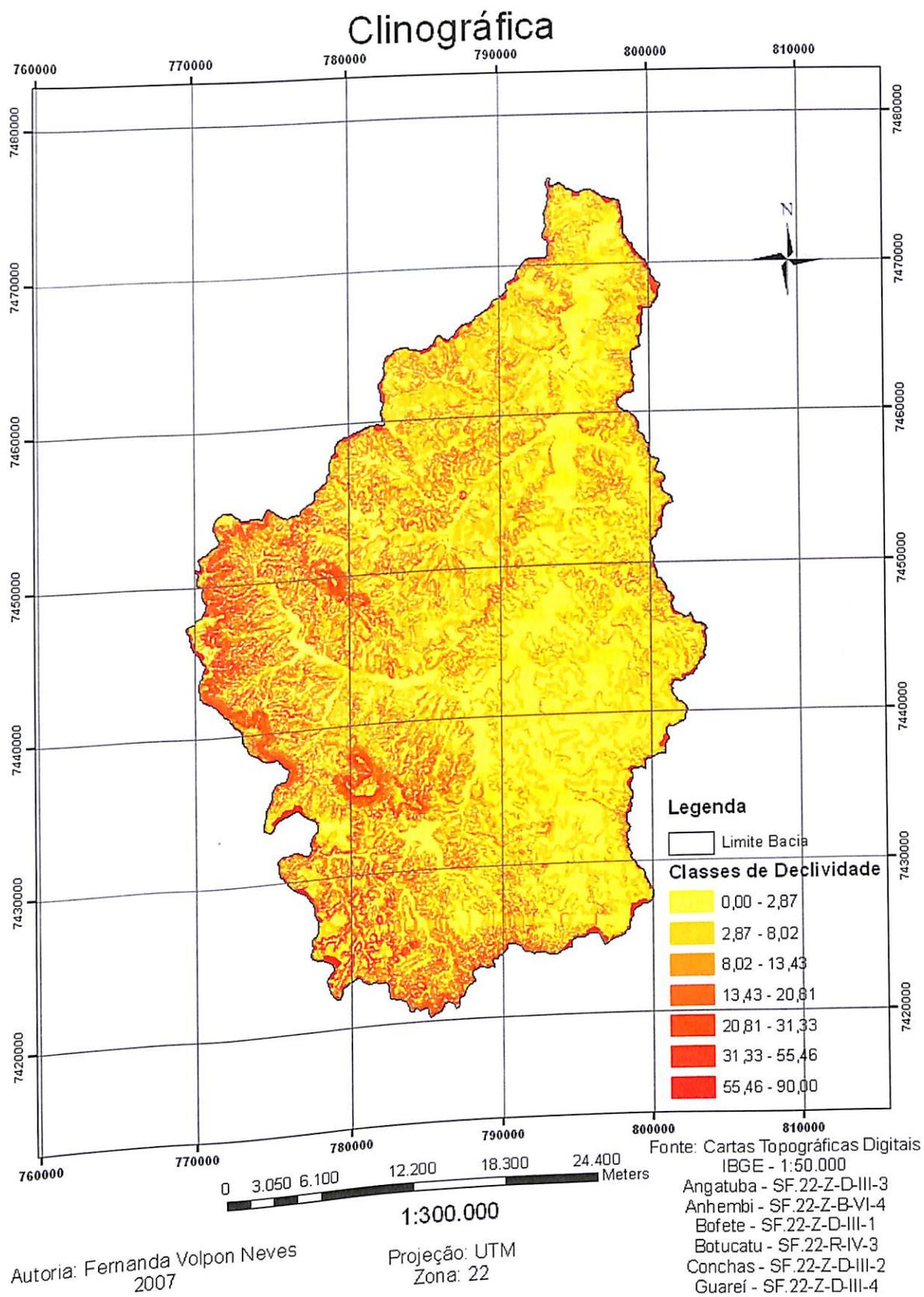
O mapa de compartimentação topográfica (Figura 15) serve como base para a identificação dos alinhamentos estruturais mais importantes, feições que são evidenciadas pela orientação da drenagem e das serras, por exemplo. Na sua compartimentação topográfica, a bacia do rio do Peixe foi dividida em seis níveis altimétricos (de 400 a 1000 metros). O vale do rio principal se encontra na faixa de 400-500 metros de altitude. A maior parte da área de estudo se situa entre as cotas de 500-600 metros, conforme é observado nessa carta. Entre os 600-700 metros até maiores altitudes o relevo se torna mais dissecado. A 700-800 metros de altitude têm-se os morros testemunhos, como o Morro do Bofete e o Morro do Gigante. Por fim, as cotas de 800-1000 metros representam as áreas mais elevadas da bacia, formando o topo dos morros citados acima e da Serra do Limoeiro.



**Figura 15:** Mapa de compartimentação topográfica da Bacia do rio do Peixe-Bonito.

## 4.2. Mapa de Clinografia

Esse mapa apresenta sete classes de declividade geradas automaticamente pelo software ArcGis 9.2. Comparando-se o mapa de compartimentação topográfica com as classes de declividades mostradas no mapa de clinografia (Figura 16), verifica-se que as maiores declividades estão justamente no nível de 700-800 metros de altitude, que se referem às escarpas dos morros testemunhos e da Serra do Limoeiro. A maior parte da área de estudo apresenta baixa declividade, tanto na várzea do rio do Peixe, quanto no topo do Morro do Bofete.



**Figura 16:** Mapa de clinografia da Bacia do rio do Peixe-Bonito.

### 4.3. Mapa de Hierarquia Fluvial

O mapa de hierarquia fluvial (Figura 17) foi feito segundo a proposta de Strahler, na qual os canais de primeira ordem são aqueles sem tributários, da nascente até a confluência; a confluência de dois canais de primeira ordem forma os de segunda ordem, e recebem apenas afluentes de primeira ordem; do mesmo modo, os canais de terceira ordem se formam a partir da junção de dois canais de segunda ordem e podem receber afluentes das ordens inferiores; e assim sucessivamente (CHRISTOFOLETTI, 1980). Entre os canais, aqueles de primeira ordem são os mais importantes na análise morfométrica. Eles indicam uma maior instabilidade do ambiente, pois representam os setores de desenvolvimento das bacias hidrográficas onde os processos morfodinâmicos e a dissecação são mais intensos. Portanto, quanto maior for a quantidade de canais de primeira ordem, maior será a fragilidade potencial do relevo em determinada área.

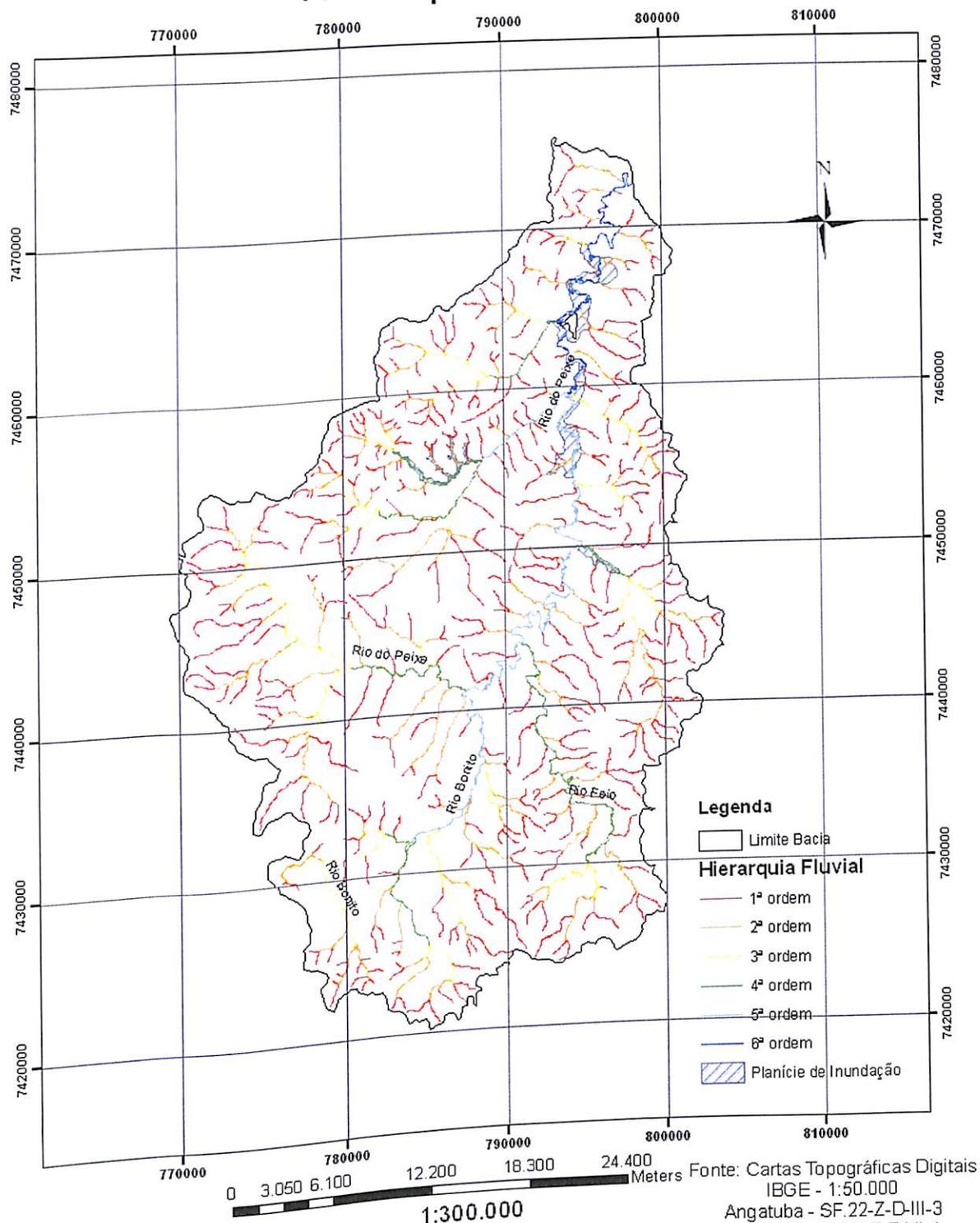
No total, há 559 canais na bacia do rio do Peixe, de primeira até sexta ordem, com predominância daqueles de primeira ordem (409 canais), conforme se observa na tabela abaixo:

Hierarquia dos canais	Nº de canais	%
1ª ordem	409	73,2
2ª ordem	114	20,4
3ª ordem	24	4,3
4ª ordem	8	1,4
5ª ordem	3	0,5
6ª ordem	1	0,2
<b>Total</b>	<b>559</b>	

Tabela 3: Hierarquia fluvial da Bacia do rio do Peixe-Bonito.

De acordo com Centamore *et al.* (1996 *apud* Ferreira, 2001: 218) “a importância de se analisar esta ordem (1ª) de canais para estudos neotectônicos deve-se ao fato de que os mesmos revelam traços mais jovens da rede de drenagem, cuja orientação pode corresponder a direções relacionadas às fases tectônicas mais recentes”.

# Hierarquia Fluvial



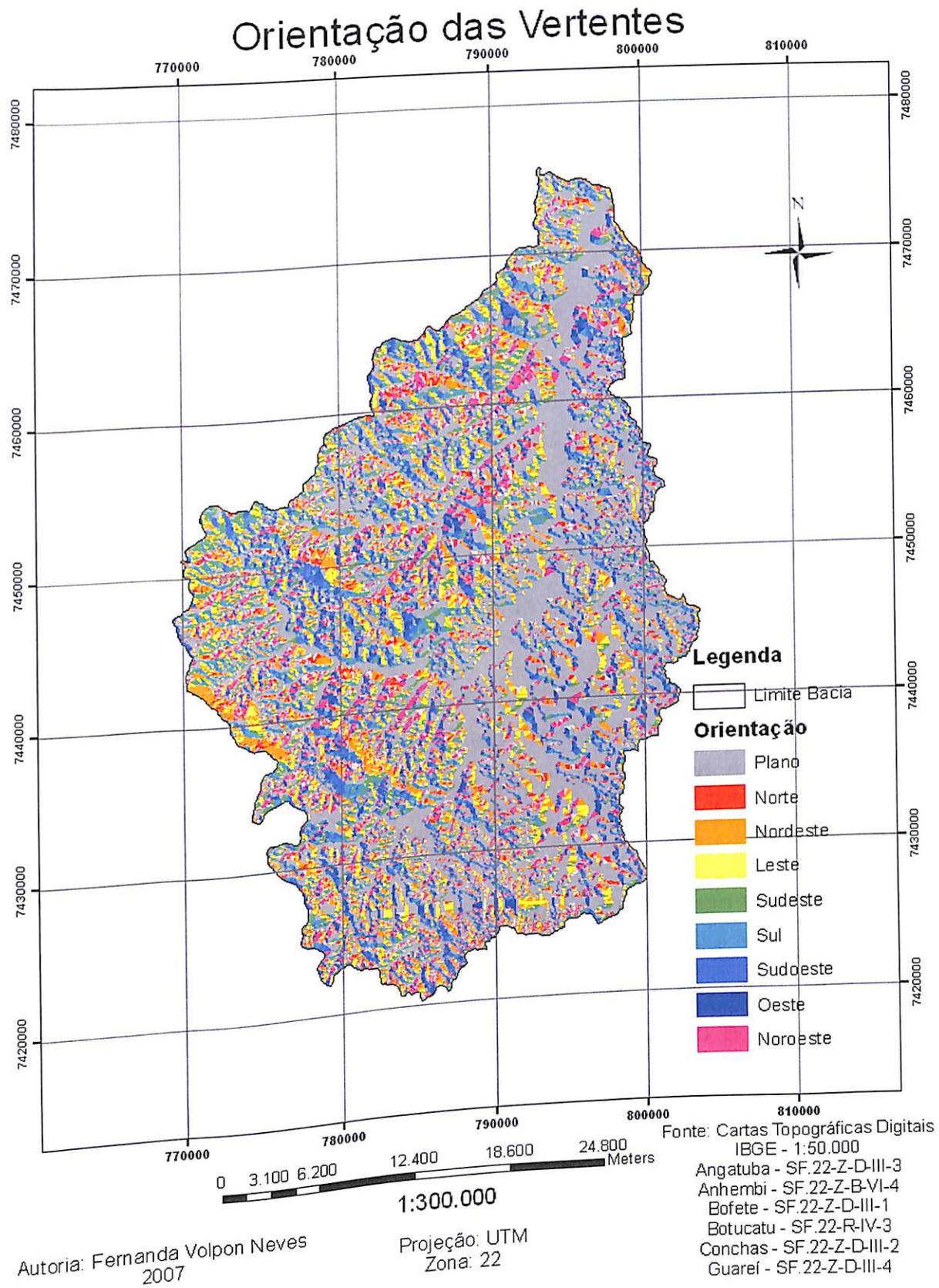
Autoria: Maria Angélica Petrini  
Composição Cartográfica:  
Fernanda Volpon Neves  
2007

Projeção: UTM  
Zona: 22

**Figura 17:** Mapa de hierarquia fluvial da Bacia do rio do Peixe-Bonito.

#### 4.4. Mapa de Orientação das Vertentes

O mapa de orientação das vertentes (Figura 18) possibilita a identificação de dois importantes eixos: NW (Noroeste, em pink), que corresponde à reativação Wealdeniana, durante o Juro-cretácio, acarretando a abertura do Atlântico-Sul, o basculamento da Serra do Mar e a formação da cuesta; e o eixo E (Leste, em amarelo), que se refere à neotectônica, coincidindo com a direção de algumas falhas encontradas na bacia em estudo.



**Figura 18:** Mapa de orientação das vertentes da Bacia do rio do Peixe-Bonito.

#### 4.5. Mapa de Densidade de Drenagem

O índice morfométrico da densidade de drenagem (Dd) relaciona o comprimento total dos canais de escoamento com a área da bacia hidrográfica, sendo calculado através da equação abaixo, definida por Horton (1945):

$$Dd = \frac{L_t}{A}$$

onde, Dd = densidade de drenagem;

Lt = comprimento total dos canais;

A = área da bacia.

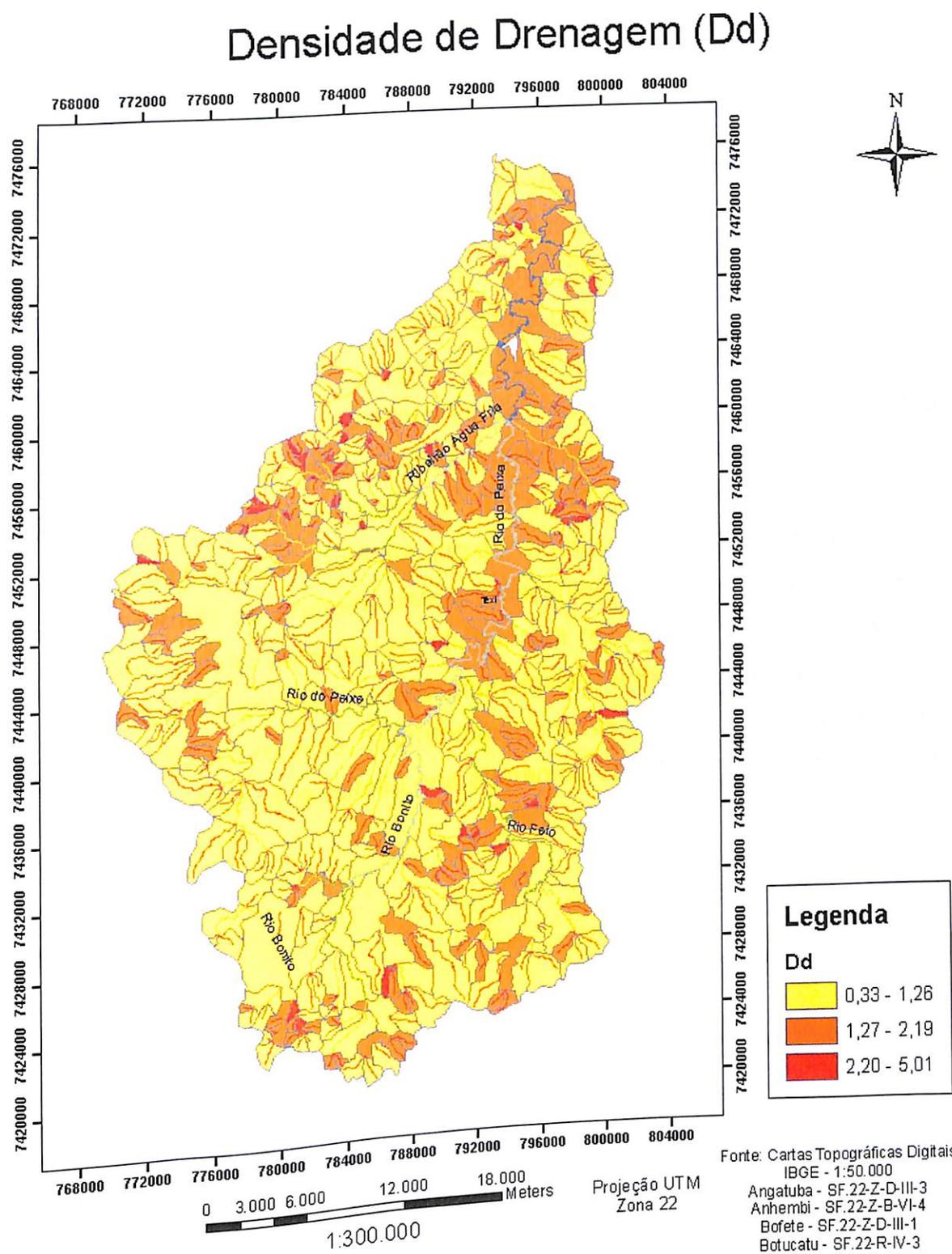
Para o cálculo da densidade de drenagem, a bacia hidrográfica principal foi dividida em sub-bacias, a fim de se calcular o comprimento do canal fluvial presente em cada uma delas, para depois ser dividido pela respectiva área e se obter o índice.

A importância da densidade de drenagem no estudo das bacias hidrográficas reside no fato de que ela apresenta relação inversa com o comprimento dos rios, ou seja, à medida que o valor numérico da densidade de drenagem aumenta, ocorre a diminuição do tamanho dos canais da bacia. (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Segundo Christofolletti (1981), a densidade de drenagem representa o grau de dissecação topográfica em paisagens elaboradas pela atuação fluvial e expressa também a quantidade disponível de canais, podendo ser resposta aos controles exercidos por diversos fatores, como clima, solo e litologia da área drenada. Nas rochas de granulação fina, por exemplo, onde a infiltração é menor, o escoamento superficial é maior, o que permite uma melhor esculturação dos canais e, como consequência, a densidade de drenagem é mais elevada. O contrário acontece em áreas com rochas de granulometria grossa.

A densidade de drenagem (em km/km<sup>2</sup>) da bacia do rio do Peixe-Bonito foi dividida em três classes, segundo divisão automática do software ArcGis 9.2: 0,33

a 1,26 (baixa densidade); 1,27 a 2,19 (média densidade); e 2,20 a 5,01 (alta densidade). O mapa (Figura 19) mostra que a bacia em geral apresenta baixa densidade de drenagem, sendo que a alta densidade se encontra justamente nas sub-bacias onde os comprimentos dos canais de primeira ordem são menores. Se for considerada a bacia como um todo, o comprimento total de todos os canais é igual a 1172,02 km, que dividido pela área total da bacia, 1116,51 km<sup>2</sup>, resulta em uma densidade de drenagem igual a 1,05 km/km<sup>2</sup>.



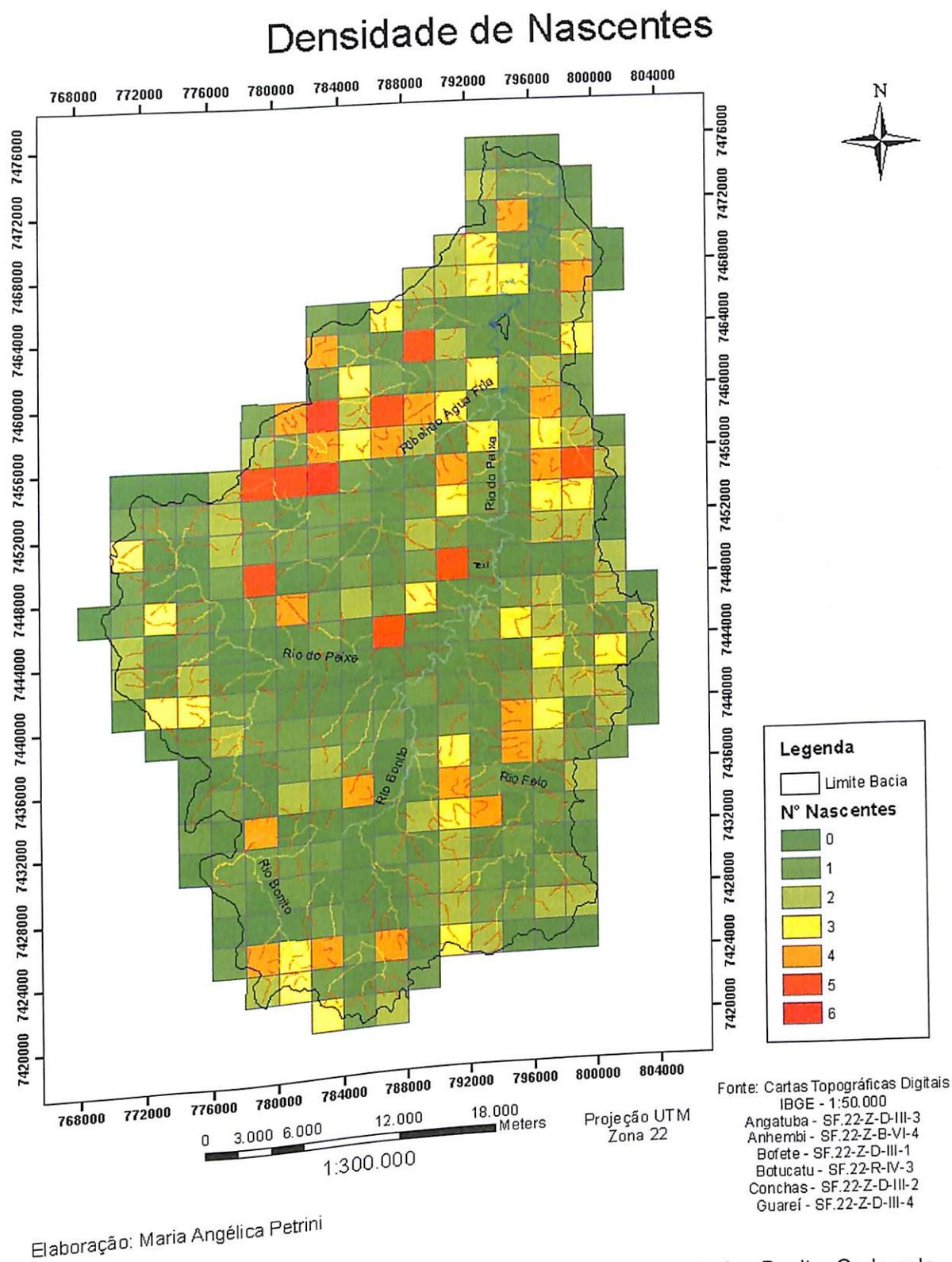
Elaboração: Maria Angélica Petrini

**Figura 19:** Mapa da densidade de drenagem (em  $\text{km}/\text{km}^2$ ) da bacia do rio do Peixe-Bonito.

#### 4.6. Mapa de Densidade de Nascentes

Por fim, foi calculada a densidade de nascentes, um índice morfométrico importante para o estudo do comportamento hidrogeológico relacionado principalmente com as características das camadas rochosas superficiais de determinada área e sua capacidade de gerar novos cursos d'água. (CHRISTOFOLETTI e OKA-FIORI, 1980). Seguindo o método dos autores citados, foram utilizadas celas quadráticas com  $4 \text{ km}^2$  ( $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ ), gerando um total de 325 celas para recobrir continuamente toda a bacia. Foram contados os números de nascentes dentro de cada cela para se obter a densidade de nascentes.

O mapa de densidade de nascentes da bacia do rio do Peixe-Bonito (Figura 20) aponta que, na maior parte da área, predominam até duas nascentes a cada  $4 \text{ km}^2$ . A área com maior densidade de nascentes (de 4 a 6 nascentes por cela) coincide com aquela que apresenta alta densidade de drenagem, demonstrando a atuação dos canais de primeira ordem (nascentes) na dissecação do relevo. As concentrações dessas densidades refletem um rejuvenescimento do relevo, que pode ser atribuído à geração de descontinuidades e basculamentos provenientes da atividade tectônica recente. Tal retomada erosiva gerou a expansão da rede de drenagem nessa área, que refletiu nos aumentos das densidades de drenagem e de nascentes.



**Figura 20:** Mapa da densidade de nascentes da bacia do rio do Peixe-Bonito. Cada cela possui 4 km<sup>2</sup>.

## **5. Considerações Finais**

O intervalo de tempo compreendido entre as eras Cenozóica e Mesozóica é caracterizado por grandes manifestações e modificações no arcabouço geomorfológico e geológico da plataforma Sul Americana, decorrentes dos movimentos da separação dos continentes e movimentos mais recentes favorecidos pela rotação da placa. A tectônica existente desde então é responsável pela configuração da paisagem, originando formas de relevo próprias desta movimentação e uma morfogênese ativa, sendo esta tanto erosiva quanto deposicional (FERREIRA, 2001).

Em dissertação sobre a bacia do rio do Peixe-Bonito, Dias Ferreira (1979) aponta que sua evolução morfológica pode ser comparada com a própria evolução da Bacia Sedimentar do Paraná, na qual, além de influências paleoclimáticas, também houve um controle estrutural em sua gênese. Para Ross & Moroz (1997), a formação da Bacia do Paraná remonta à epirogenia da Plataforma Sul Americana, descrita acima, quando ocorreu o soerguimento desigual do continente, promovendo novas fases de longos processos erosivos juntamente com alternância climática seca e úmida.

Considerando a escala local, na área de estudo as feições características do condicionamento tectônico são aquelas relacionadas ao escarpamentos e aos desvios e anomalias no padrão de drenagem. Em campo, foram encontradas facetas trapezoidais (Foto 1) e rupturas nas encostas (Foto 2), indicadores de falhas. A análise da rede de drenagem através das cartas topográficas e principalmente do mapa de hierarquia fluvial (Figura 17) revelou algumas anomalias na organização da drenagem, como o padrão radial observado a sudeste da bacia que se diferencia do padrão dendrítico predominante.

Além disso, tendo em vista a Tabela 1, alguns efeitos de controle estrutural ativo e passivo no desenvolvimento da drenagem puderam ser observados na bacia, tais como: vales e canais assimétricos, drenagem de padrões radial e retangular, terraços e quebras na superfície topográfica.

Analisada em seu conjunto, portanto, as formas de relevo da bacia hidrográfica do rio do Peixe-Bonito refletem a interação de um complexo de fatores de origem estrutural, tectônica e morfoclimática.

### **Referências Bibliográficas**

ALMEIDA, F. F. M. de. **Origem e evolução da plataforma brasileira**. Rio de Janeiro: DNPM, Divisão de Geologia e Mineralogia, 1967 (Boletim n° 241).

ARRUDA, E. M. **Contribuição da Dinâmica Morfoestrutural e Morfoescultural na Bacia do Ribeirão Entupido, Complexo Alcalino do Passa Quatro – SP**. Tese de Doutorado. Rio Claro: UNESP-IGCE, 2007.

CASSETI, V. **Elementos de geomorfologia**. Goiânia: Editora da UFG, 1994.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blücher, 2ª edição, 1980.

CHRISTOFOLETTI, A. A variabilidade espacial e temporal da densidade de drenagem. In: **Notícia Geomorfológica**, 21 (42): 3-22. Campinas, 1981.

CHRISTOFOLETTI, A.; OKA-FIORI, C. O uso da densidade de rios como elemento para caracterizar as formações superficiais. In: **Notícia Geomorfológica**, 20 (39-40): 73-85. Campinas, 1980.

DIAS FERREIRA, R. P. **Geomorfologia da região da Serra do Limoeiro (SP)**. Dissertação de Mestrado. São Paulo: USP-FFLCH-Departamento de Geografia, 1979.

FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e Análise Morfotectônica do Alto Vale do Sapucaí – Pouso Alegre (MG)**. Tese de Doutorado. Rio Claro: UNESP-IGCE, 2001.

HIRUMA, S.T. & PONÇANO, W.L. Análise das densidades de drenagem e de nascentes na área do alto rio Pardo, SP e MG. In: **Congresso Brasileiro de**

**Geologia**, 38, Balneário Camboriú, SC. Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Vol. 3, p. 181-182, 1994.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo**. Vol. 1. São Paulo: IPT, 1981.

LANA, C. E.; ALVES, J. M. de P.; CASTRO, P. de T. A. Análise morfométrica da bacia do Rio do Tanque, MG - Brasil. **Rem: Rev. Esc. Minas**, Ouro Preto, v. 54, n. 2, June 2001. Disponível em: <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0370-44672001000200008&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0370-44672001000200008&lng=en&nrm=iso)>. Acesso em: 25 Nov. 2008.

LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. São Paulo: Edgard Blucher, 1980.

MONTEIRO-DA-COSTA, P. S. **Relações entre a neotectônica e o coluvionamento no Município de Atibaia (SP)**. Dissertação de Mestrado. Campinas, SP: UNICAMP-IG, 2005.

NEVES, F. V. **Caracterização Morfopedológica das Rampas de Colúvio na Bacia do Rio Bonito – SP**. (Monografia de Conclusão de Curso). Campinas: Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 2007.

NEVES M. A.; MORALES N.; BORGES, M. S.; EBERT H. D. Compartimentação morfotectônica da região de Jundiaí (SP). In: **Revista Brasileira de Geociências**. 33 (2): 167-176, 2003.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São**

**Paulo e áreas vizinhas.** Tese de Livre-Docência. São Paulo: Instituto de Geociências – USP, 1995.

ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. **Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo.** Escala 1:500.000. Vol. 1. São Paulo: FFLCH-USP, IPT, FAPESP, 1997.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. In: **Geonomos**, 1 (1): 1-15, 1993.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms.** New York: John Wiley & Sons, 1991.