



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO  
PLANALTO SERRANO DO RIO DE JANEIRO:  
O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ)**

**Laura Delgado Mendes**

**Orientadores:**

**Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes**  
**Prof<sup>a</sup>. Dra. Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti**

**Rio de Janeiro**  
**Dezembro / 2004**



**TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO  
PLANALTO SERRANO DO RIO DE JANEIRO:  
O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ)**

**Laura Delgado Mendes**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientadores:

**Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes**

**Prof.<sup>a</sup> Dra. Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti**

Rio de Janeiro  
Dezembro / 2004

T  
1106  
M 538T

**TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO  
PLANALTO SERRANO DO RIO DE JANEIRO:  
O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ)**

**Laura Delgado Mendes**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia. Aprovada pela comissão examinadora abaixo assinada.

---

**Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes**  
Presidente – Orientador  
UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro

---

**Prof<sup>a</sup>. Dra. Ambrosina Helena Ferreira Gontijo**  
Orientador  
UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro

---

**Prof. Dr. Julio César Horta de Almeida**  
UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro

---

**Prof<sup>a</sup>. Dra. Neusa Maria Costa Mafra**  
UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro

---

**Prof<sup>a</sup>. Dra. Telma Mendes da Silva**  
UFRJ – Universidade Federal do Rio de Janeiro

**Rio de Janeiro  
Dezembro/2004**

## Ficha Catalográfica

Mendes, Laura Delgado

Tectônica, rede de drenagem e sedimentação no Planalto Serrano do Estado do Rio de Janeiro: o caso da bacia do rio Bonito (Petrópolis, RJ) – Laura Delgado Mendes; Orientadores: Nelson Ferreira Fernandes (UFRJ) e Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti (UERJ) - Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro / Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2004.

v.1, 130f.:il; 29,7 cm.

1. Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geografia.

Referências bibliográficas

1. Tectônica; 2. Geomorfologia; 3. Morfotectônica; 4. Evolução do relevo; 5. Dinâmica fluvial; 6. Coberturas sedimentares

**Valdelice Campos, "minha irmã"  
Josefa Delgado, minha avó  
Manoel Mendes, meu pai**

**A vocês dedico esse trabalho.**

## AGRADECIMENTOS

Alguém disse um dia que *um rio só atinge o seu objetivo porque aprendeu a superar os obstáculos*. E, assim, como um rio que constrói, reconstrói, modela, muda o curso, além de refletir diretamente as influências dos acontecimentos no seu entorno, busquei alcançar os meus nessa etapa. E também como um rio, que necessita de alguns elementos para atingir a sua meta, eu tive essa necessidade. Dessa forma, expresso aqui a minha gratidão a todos os elementos, nesse caso humanos (antrópicos?), que me apoiaram e que, de alguma maneira, fazem parte desse trabalho.

A minha mãe Jandira Delgado e a madrinha Valdelina por todo amor e pela torcida.

A minha amiga e mãe do coração Amélia Niemeyer pelo apoio e estímulo e por estar presente em todos os momentos, acompanhando a minha caminhada.

A Francisco Alves Melo Junior pelo amor e compreensão.

Agradeço ao meu orientador e amigo Nelson Ferreira Fernandes por todo apoio e incentivo ao longo da orientação e execução do trabalho e por tudo o que me ensinou.

A minha orientadora e amiga Ambrosina Helena Ferreira Gontijo por todo incentivo e apoio e pelas valiosas contribuições para o trabalho. Agradeço também os ensinamentos desde a conclusão da Graduação e o estímulo a ir para a UFRJ e, dessa forma, a oportunidade de encontrar pessoas tão especiais pelo caminho.

Agradeço, com muito carinho, a professora e amiga Ana Luiza Coelho Netto pelas discussões e pelo estímulo ao longo de toda essa jornada, sem hora, sem data marcada, principalmente nos momentos mais difíceis. O valor de sua contribuição é inestimável.

A amiga Andréa Paula de Souza, um ser humano especial, que com sua alegria e generosidade fez com que situações tão difíceis fossem melhor enfrentadas e superadas.

A Roberto Arnaldo Trancoso Gomes, o Beto, pela amizade e pelas importantes contribuições para a execução de resultados cartográficos apresentados.

Ao amigo Marcel Rocha Soares Lopes pela amizade, pelo apoio e incentivo e pelas discussões sempre estimulantes.

A amiga Roberta Costa por todas as contribuições.

A professora Telma Mendes da Silva por todo apoio e sugestões.

A orientadora de graduação e amiga Neusa Maria da Costa Mafra pelos ensinamentos, pelo estímulo e por ser um exemplo de fundamental importância na minha formação.

As amigas Simone Ribeiro, Carla Bilheiro Santi e Aline Santos Lopes por todo incentivo e torcida e pelos ótimos momentos.

Aos professores Telma Mendes da Silva, Cláudio Limeira Mello e Doracy Pessoa Ramos, pelas discussões e contribuições no exame de qualificação.

Ao Grupo de Estudos em Geotectônica (TEKTOS), da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, especialmente ao Ardley, pelo apoio na preparação de dados e aos professores Julio César Horta de Almeida e Cláudio Valeriano pelas importantes contribuições.

Aos professores Paulo Menezes e André Avelar pela disponibilidade e apoio para a resolução de problemas operacionais.

A todos os amigos do LABNELSON-NEMPHES pelos momentos juntos, que de alguma maneira contribuíram para o trabalho, com um café, um sorriso e o pensamento de que tudo daria certo: Alessandra, Aline, Ana Valéria, Andréa Paula, Beto, Bianca, Carla Diogo, Eberval, Felipe, Geórgia, Helder, Hugo, Ivanilson, João Paulo, Maria, Monique, Ricardo, Roberta e Tatiane.

A Secretaria de Planejamento da Prefeitura Municipal de Petrópolis, em nome do engenheiro cartógrafo Valdir e ao Departamento de Cartografia do IBGE, em nome de Cláudio João, pela disponibilização de bases cartográficas para a execução de etapas da pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Geografia e as suas secretárias, Nildete e Ildione, pela colaboração.

A CAPES pelo auxílio financeiro para a realização da pesquisa.

**SUMÁRIO**

<b>INDICE</b>	<b>vi</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b>	<b>viii</b>
<b>RESUMO</b>	<b>xiv</b>
<b>ABSTRACT</b>	<b>xv</b>
<b>1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2 – OBJETIVOS</b>	<b>4</b>
<b>3 – ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>5</b>
<b>4 – ASPECTOS GEOLÓGICOS</b>	<b>7</b>
<b>5 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA</b>	<b>10</b>
<b>6 – ASPECTOS DA GEOMORFOLOGIA</b>	<b>15</b>
<b>7 – BASE TEÓRICA</b>	<b>25</b>
<b>8 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b>	<b>35</b>
<b>9 – GEOLOGIA DA ÁREA</b>	<b>48</b>
<b>10 – GEOMORFOLOGIA E TECTÔNICA</b>	<b>83</b>
<b>11 – CONCLUSÕES</b>	<b>116</b>
<b>12 – PROPOSTAS DE TRABALHOS FUTUROS</b>	<b>119</b>
<b>13 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>120</b>

## ÍNDICE

<b>1 – INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2 – OBJETIVOS</b>	<b>4</b>
<b>3 – ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>5</b>
<b>4 – ASPECTOS GEOLÓGICOS</b>	<b>7</b>
<b>5 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA</b>	<b>10</b>
<b>6 – ASPECTOS DA GEOMORFOLOGIA</b>	<b>15</b>
<b>6.1 – Compartimentação do relevo</b>	<b>15</b>
<b>6.2 – Condições climáticas e de cobertura vegetal</b>	<b>20</b>
<b>6.3 – Solos</b>	<b>21</b>
<b>7 – BASE TEÓRICA</b>	<b>25</b>
<b>7.1 – Tectônica (neotectônica)</b>	<b>25</b>
<b>7.2 – Morfotectônica e Morfoestruturas</b>	<b>28</b>
<b>7.3 – Relação entre drenagem e tectônica</b>	<b>29</b>
<b>7.4 – Processos de sedimentação</b>	<b>32</b>
<b>8 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b>	<b>35</b>
<b>8.1 – Embasamento teórico-metodológico</b>	<b>37</b>
<b>8.2 – Aquisição e análise de dados pré-existentes</b>	<b>38</b>
<b>8.3 – Investigações de campo</b>	<b>40</b>
<b>8.4 – Análise geológica e estrutural</b>	<b>41</b>
<b>8.5 – Análise geomorfológica</b>	<b>42</b>
<b>8.6 – Análise morfotectônica</b>	<b>45</b>
<b>9 – GEOLOGIA DA ÁREA</b>	<b>48</b>
<b>9.1 – Características litológicas</b>	<b>49</b>
<b>9.1.1 – O embasamento pré-cambriano</b>	<b>49</b>
<b>9.1.2 – Diques mesozóicos</b>	<b>50</b>
<b>9.1.3 – Coberturas sedimentares cenozóicas</b>	<b>52</b>
<b>9.1.3.1 – Depósitos por fluxos de massa rápidos</b>	<b>54</b>
<b>9.1.3.2 – Depósitos por fluxos de massa lentos/colúvios</b>	<b>61</b>
<b>9.1.3.3 – Depósitos aluviais</b>	<b>62</b>

<b>9.2 – Características estruturais</b>	<b>64</b>
<b>9.2.1 – Falhas</b>	<b>66</b>
<b>9.2.2 – Juntas</b>	<b>79</b>
<b>10 – GEOMORFOLOGIA E TECTÔNICA</b>	<b>83</b>
<b>10.1 – Rede de drenagem e tectônica</b>	<b>84</b>
<b>10.1.1 – Padrões de drenagem</b>	<b>84</b>
<b>10.1.2 – Análise dos lineamentos de drenagem</b>	<b>86</b>
<b>10.1.3 – Fator de Simetria Topográfica Transversa</b>	<b>89</b>
<b>10.1.4 – Anomalias da rede de drenagem</b>	<b>91</b>
<b>10.1.5 – Análise dos perfis longitudinais dos canais de drenagem</b>	<b>94</b>
<b>10.2 – Relevo e tectônica</b>	<b>102</b>
<b>10.2.1 – Lineamentos do relevo</b>	<b>102</b>
<b>10.2.2 – Desnivelamentos topográficos</b>	<b>106</b>
<b>10.2.3 – Dissecação atual do relevo</b>	<b>111</b>
<b>10.3 - Compartimentação morfotectônica</b>	<b>113</b>
<b>11 – CONCLUSÕES</b>	<b>116</b>
<b>12 – PROPOSTAS DE TRABALHOS FUTUROS</b>	<b>119</b>
<b>13 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>120</b>

## INDICE DE FIGURAS

### CAPÍTULO 3

---

**Figura 3.1** – A) Localização da área de estudo, com destaque para a bacia do rio Bonito no extremo norte do município de Petrópolis, Estado do Rio de Janeiro. B) Imagem de satélite abrangendo o estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes. A linha contínua demarca a localização da bacia em estudo. C) Articulação das cartas topográficas com destaque para a área que engloba a bacia..... 6

### CAPÍTULO 4

---

**Figura 4.1** – Trecho do Mapa Tectônico da Faixa Ribeira Central com a localização da bacia do rio Bonito (modificado de FGEL-UERJ-TEKTOS, inédito)..... 8

### CAPÍTULO 5

---

**Figura 5.1** – Perfil geológico, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado das estruturas e a formação da Serra do Mar e da Mantiqueira, e do Maciço Carioca, e, entre estas, depressões em forma de semi-grábens (gráben do Paraíba; Baixada Fluminense). O K indica os sedimentos cretácicos da bacia de Santos e T, os sedimentos terciários (modificado de ASMUS e FERRARI, 1978)..... 12

**Figura 5.2** – Visualização da delimitação das formas rômbricas escalonadas migrando de SW para NE, principais depocentros com forma rômbrica, associadas às estruturas mesozóico-cenozóicas. Fonte: MACEDO *et al.* (1991), modificado por SILVA (2002).....13

### CAPÍTULO 6

---

**Figura 6.1.1** – Observação da morfologia e orientação do vale do rio Piabanha e do nítido controle estrutural na orientação norte-sul do vale (visada para sul)..... 16

**Figura 6.1.2** – Perfil esquemático transversal às estruturas geológicas da região entre o Oceano Atlântico e o Vale do Paraíba, no Estado do Rio de Janeiro. Escala vertical logarítmica. (modificado de RUELLAN, 1944 por ALMEIDA & CARNEIRO, 1998).....17

**Figura 6.1.3** – (A) Carta Morfoestrutural do Estado do Rio de Janeiro (SILVA, 2002) e (B) Área de localização da bacia do rio Bonito na Carta Morfoestrutural do Estado do Rio de Janeiro (modificado de SILVA, 2002).....19

**Figura 6.3.1** – Levantamento de Reconhecimento Detalhado de Solos (GISP-UERJ).....22

## CAPÍTULO 8

---

<b>Figura 8.1</b> – Fluxograma de procedimentos metodológicos adotados na pesquisa.....	<b>36</b>
<b>Figura 8.2.1</b> – Esquema da articulação das cartas topográficas, na escala de 1: 50 000, utilizadas na pesquisa e localização da área de estudo.....	<b>38</b>
<b>Figura 8.5.1</b> – Visualização da localização do traçado dos perfis em varredura na bacia do rio Bonito. Em A-A`, perfil longitudinal do rio Bonito e, em B-B`, C-C`, D-D` e E-E`, perfis transversais ao rio Bonito.....	<b>43</b>
<b>Figura 8.6.1</b> – Modelo de cálculo para o Fator de Simetria Topográfica Transversa (T) modificado de COX (1994) e KELLER & PINTER (1996).....	<b>46</b>

## CAPÍTULO 9

---

<b>Figura 9.1.1.1</b> – Detalhe de afloramento na área de estudo, constituído por granodiorito, associado ao Batólito Serra dos Órgãos.....	<b>49</b>
<b>Figura 9.1.2.1</b> – Observação de bloco com esfoliação esferoidal em segmento de dique reconhecido.....	<b>50</b>
<b>Figura 9.1.2.2</b> – Em (A), dique de diabásio com orientação NW, localizado no ponto 5 (Figura 9.2.1), apresentando-se brechado como pode ser observado no detalhe (B).....	<b>51</b>
<b>Figura 9.1.3.1</b> – Mapa de coberturas sedimentares.....	<b>53</b>
<b>Figura 9.1.3.1.1</b> – Visualização do depósito associado à fluxo de massa rápido localizado no Ponto 20 (Figura 9.2.1).....	<b>55</b>
<b>Figura 9.1.3.1.2</b> – Detalhe do depósito observado associado à fluxo de massa rápido.....	<b>55</b>
<b>Figura 9.1.3.1.3</b> – Depósito de fluxo gravitacional rápido, com presença de grandes blocos rochosos (Depósito de tálus).....	<b>57</b>
<b>Figura 9.1.3.1.4</b> – Observação da área de localização de depósitos de fluxo gravitacional e paleocanais em bacia afluyente com orientação SE-NW.....	<b>57</b>
<b>Figura 9.1.3.1.5</b> – Observação de paleocanal localizado em bacia afluyente com orientação SE-NW, encaixado em depósitos de fluxos gravitacionais rápidos.....	<b>57</b>
<b>Figura 9.1.3.1.6</b> – Observação de um dos depósitos de paleocanal.....	<b>57</b>
<b>Figura 9.1.3.1.7</b> – Detalhe do depósito, com observação de estratificação plano-paralela.....	<b>57</b>
<b>Figura 9.1.3.1.8</b> – Em (A), depósito de fluxo gravitacional (2) sobreposto ao embasamento (1) e recoberto por depósito coluvial (3), como visualizado no esquema (B) e detalhe do depósito (C), onde observa-se a presença de fragmentos de rocha e de quartzo.....	<b>58</b>
<b>Figura 9.1.3.1.9</b> – Depósitos de fluxos de massa rápido do tipo tálus ao longo das vertentes íngremes dos vales.....	<b>59</b>

<b>Figura 9.1.3.1.10</b> – Observação de intenso ravinamento em encosta localizada nas proximidades da bacia do rio Bonito.....	<b>60</b>
<b>Figura 9.1.3.1.11</b> – Visualização de encosta nas proximidades da área de estudo onde observa-se o contato abrupto solo-rocha e a ocupação inadequada na base da encosta, constituindo uma área de risco de ocorrência de escorregamento translacional, de acordo com FERNANDES & AMARAL (1996).....	<b>60</b>
<b>Figura 9.1.3.2.1</b> – Dique de diabásio alterado (2) com orientação NE, localizado no Ponto 13 (Figura 9.2.1), em contato com granodiorito (1), sobrepostos por colúvio amarelado (3).....	<b>61</b>
<b>Figura 9.1.3.3.1</b> – Visualização de vale suspenso, com expressiva sedimentação fluvial.....	<b>63</b>
<b>Figura 9.2.1</b> – Mapa de pontos amostrados.....	<b>65</b>
<b>Figura 9.2.1.1</b> – Observação de plano de falha com preenchimento por óxido de manganês (Ponto 14 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano em (B).....	<b>66</b>
<b>Figura 9.2.1.2</b> – Em A e B, diagramas com projeções estereográficas para 13 medidas de falhas normais (hemisfério inferior). Em A, os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento e, em B, os pontos indicam somente as estrias de movimento.....	<b>68</b>
<b>Figura 9.2.1.3</b> – Diagrama de contorno para os pólos de 13 falhas medidas no embasamento (C); Em D, diagrama de rosetas com direção do strike dos planos.....	<b>68</b>
<b>Figura 9.2.1.4</b> – Em E, Eixo Pt para falhas normais medidas no embasamento. P-Axes (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em F, diagrama obtido pela técnica dos Diedros Retos para as falhas nomais (hemisfério inferior).....	<b>68</b>
<b>Figura 9.2.1.5</b> – Observação do plano de falha (A) (Ponto 4 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano medido, com a orientação do estriamento (B).....	<b>69</b>
<b>Figura 9.2.1.6</b> – Planos de falha com orientação SW-NE (Ponto 6 – Figura 9.2.1) nas proximidades do divisor da bacia do rio Bonito e detalhe do plano de falha medido.....	<b>69</b>
<b>Figura 9.2.1.7</b> – Diagramas com projeções estereográficas para 4 medidas de falhas transcorrentes sinistrais (hemisfério inferior) (A e B). em A os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento e, em B, os pontos indicam apenas as estrias.....	<b>70</b>
<b>Figura 9.2.1.8</b> – Diagrama de rosetas com direção do <i>strike</i> dos planos.....	<b>70</b>
<b>Figura 9.2.1.9</b> – Em D, eixo Pt para falhas sinistrais medidas no embasamento. P-Axes (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em (E), diagramas obtido pela técnica dos Diedros Retos para falhas transcorrentes sinistrais no embasamento; (hemisfério inferior).....	<b>70</b>
<b>Figura 9.2.1.10</b> – Observação do afloramento (A) onde foram identificadas falhas com movimentação sinistral e normal. No detalhe (B), observação do afloramento onde foi identificada a falha sinistral, além de falhas no plano da foliação (A), deslocando falhas (B) e veio de pegmatito (C).....	<b>71</b>
<b>Figura 9.2.1.11</b> – Plano de falha sinistral com orientação N-S (Ponto 18 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano. Observa-se o preenchimento da falha com óxido de manganês.....	<b>71</b>

- Figura 9.2.1.12** – Observação de planos de falha normal com orientação NW-SE (Ponto 18 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano.....71
- Figura 9.2.1.13** – Diagramas com projeções estereográficas para 2 medidas de falhas transcorrentes dextrais. (Hemisfério inferior); em A os pontos brancos indicam as estrias e as setas o sentido do movimento e, em B os pontos vermelhos indicam somente as estrias.....72
- Figura 9.2.1.14** – Diagrama de rosetas com direção do *strike* dos planos (C).....72
- Figura 9.2.1.15** – Em D, eixo Pt para falhas transcorrentes dextrais medidas no embasamento. P-Axes (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em E, diagramas obtido pela técnica dos Diedros Retos para falhas transcorrentes dextrais no embasamento (hemisfério inferior).....72
- Figura 9.2.1.16** – Observação de planos de falhas (Ponto 8) identificados no piso de estrada (A). Em detalhe (B), plano estriado associado a estrutura com orientação E-W.....73
- Figura 9.2.1.17** – Esquema do deslocamento de estruturas SE-NW por falhas orientadas E-W, com movimentação dextral, com destaque para o rejeito gerado.....73
- Figura 9.2.1.18** – Em A e B, diagramas com projeções estereográficas para 5 medidas de falhas indiscriminadas no embasamento (hemisfério inferior). Em A os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento; em B os pontos indicam somente as estrias.....74
- Figura 9.2.1.19** – Em C, diagrama de rosetas com direção do *strike* dos planos.....74
- Figura 9.2.1.20** – Afloramento (Ponto 13 – Figura 9.2.1) (A) com presença de planos de falhas indiscriminadas no embasamento. Em (B), detalhe de um dos planos de falha.....74
- Figura 9.2.1.21** – Em A e B, diagramas de Angelier com projeções estereográficas para 24 medidas de falhas com indicadores cinemáticos (hemisfério inferior); Em A, os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento e, em B, os pontos coloridos indicam as estrias de movimento: falha normal em vermelho, falha sinistral em azul, falha dextral em verde e falha indeterminada em azul claro.....75
- Figura 9.2.1.22** – Em C, estereogramas de contorno para os pólos de 24 falhas medidas no embasamento – n; Em D, diagrama de rosetas com direção do *strike* dos planos.....75
- Figura 9.2.1.23** – Em E, eixo Pt para falhas gerais medidas no embasamento. P-Axes (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em F, diagrama obtido pela técnica dos Diedros Retos para as falhas gerais (hemisfério inferior).....75
- Figura 9.2.1.24** – Em (A) estereogramas para o total de falhas medidas no embasamento e, em (B) estereogramas de contorno para os pólos de falhas medidas no embasamento (hemisfério inferior).....76
- Figura 9.2.1.25** – Mapa com os principais orientações de planos de falhas identificados e medidos na área.....78
- Figura 9.2.2.1** – Diagramas com projeções estereográficas para 276 medidas de fraturas no embasamento (hemisfério inferior). Em B, projeção estereográfica dos pólos de fraturas medidas no embasamento hemisfério inferior).....79
- Figura 9.2.2.2** – Observação de fraturas no eixo de um dos canais da bacia.....80

- Figura 9.2.2.3** – Fraturas de alívio de tensão localizadas nas adjacências da área de estudo (A e B), no vale do rio Piabanha, e na área de estudo (C). .....80
- Figura 9.2.2.4** – Diagramas com projeções estereográficas para 27 medidas de fraturas em diques mesozóicos. Em B, projeção estereográfica dos pólos de fraturas medidas em diques mesozóicos hemisfério inferior). .....81
- Figura 9.2.2.5** – Visualização do Modelo Digital de Terreno e da localização dos pontos com os diagramas com projeções estereográficas das fraturas medidas no embasamento.....82

## CAPÍTULO 10

---

- Figura 10.1** – Visualização da área de estudo a partir do Modelo Digital de Elevação em 3D.....83
- Figura 10.1.1.1** – Mapa de drenagem.....85
- Figura 10.1.2.1** – Orientação dos lineamentos da rede de drenagem. Em (A), visualização de todos os lineamentos, modificado de MENDES (2001); em B, C, D e E, observação de cada orientação de lineamento separadamente, com orientações E-W, N-S, SW-NE e SE-NW, respectivamente..88
- Figura 10.1.3.1** – Análise do basculamento da bacia a partir do fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT), segundo COX (1994), KELLER & PINTER (1996) e Modificado de MENDES (2001).....90
- Figura 10.1.4.1** – Mapa de drenagem com anomalias.....93
- Figura 10.1.5.1** – Visualização do nível de base local (*Knickpoint*), associado a um dos principais desnivelamentos topográficos da bacia do rio Bonito, promovido por falhamento normal com orientação NE-SW, que desloca um dos canais afluentes das cabeceiras da bacia do rio Bonito, gerando vales suspensos. No detalhe, medidas de estruturas nos eixos dos principais canais.....94
- Figura 10.1.5.2** – Perfis longitudinais PL1, PL2, PL3, PL4, PL5, PL6 e PL7 e seus respectivos traçados.....95
- Figura 10.1.5.3** – Visualização de um vale suspenso e sua expressiva área de sedimentação em bacia afluenta, à montante do *knickpoint*, localizado nas proximidades do Ponto 8 (Figura 9.2.1).....97
- Figura 10.1.5.4** – Visualização do alvéolo desenvolvido à jusante do vale observado na Figura 10.1.4.4.....98
- Figura 10.1.5.5** – Observação do vale principal do rio Bonito (visada SW). Nota-se o expressivo estrangulamento do vale nesse trecho da bacia. Ao fundo, observa-se o pico Maria Antônia (1869 metros), nas cabeceiras da bacia.....99
- Figura 10.1.5.6** – Visualização da morfologia na área da soleira, que representa uma barreira para a sedimentação do canal principal (Visada para jusante).....99
- Figura 10.1.5.7** – Deslocamento da rede de drenagem na área da soleira. Nesse trecho a drenagem segue orientação NE-SW e inflete abruptamente para NW.....100

**Figura 10.1.5.8** – Desnívelamento topográfico observado no reverso da soleira, representada pela principal ruptura do perfil longitudinal do canal principal da bacia do rio Bonito. Observação da extensa planície formada quando o rio atinge as proximidades do nível de base do rio Preto.....100

**Figura 10.2.1.1** – Lineamentos de relevo identificados na bacia do rio Bonito e adjacências.....103

**Figura 10.2.1.2** – Visualização de um vale da bacia que apresenta uma configuração de romboedro, associada aos lineamentos observados (Visada NE).....104

**Foto 10.2.2.1** – Utilização dos vales suspensos para o desenvolvimento de práticas agrícolas...106

**Figura 10.2.2.2** – Visualização dos perfis em varredura elaborados para as áreas traçadas no mapa hipsométrico, em conjunto com os perfis em 3D das mesmas áreas.....108

**Foto 10.2.2.3** – Vale suspenso localizado na área do perfil em varredura PV5 (E-E').....110

**Foto 10.2.2.4** – Vale suspenso localizado na área do perfil em varredura PV5 (E-E').....110

**Foto 10.2.2.5** – Vale suspenso localizado na área do perfil em varredura PV4 (D-D').....110

**Figura 10.2.3.1** – Mapa Orientação dos canais de 1ª ordem com aplicação de rosetas.....112

**Figura 10.3.1** – Compartimentação morfotectônica da área com projeções estereográficas para os planos de falhas dos compartimentos CI, CII e CIII e CIV e para as juntas do compartimento CV. Nos diagramas, estão exibidas as falhas normais (pontos em vermelho), sinistrais (pontos em verde), dextrais (pontos em azul claro) e indefinidas (pontos em azul). As linhas ciclográficas em azul correspondem aos planos de falhas medidos sem indicadores cinemáticos.....115

## Resumo

A bacia do rio Bonito, localizada no extremo norte do município de Petrópolis, Planalto Serrano do Estado do Rio de Janeiro, foi estudada com ênfase no entendimento acerca do papel das estruturas ativas e/ou passivas do embasamento, marcadas pela evolução geológica-geomorfológica regional, na caracterização da rede de drenagem e da dinâmica erosiva e deposicional e na sua compartimentação morfotectônica. A partir de uma abordagem multidisciplinar a pesquisa envolveu procedimentos e técnicas da Geologia Estrutural e Tectônica, como a identificação e análise de dados de famílias de juntas e falhas e da Geomorfologia, destacando a identificação de anomalias e lineamentos na drenagem e no relevo, e a distribuição espacial dos sedimentos cenozóicos.

As estruturas identificadas na área correspondem a falhas e famílias de juntas que correspondem a descontinuidades de caráter regional. Tais estruturas estão diretamente associadas ao contexto geológico regional ao qual se inserem, que exibem condições significativamente marcadas pelos processos vinculados à ruptura continental e abertura do Oceano Atlântico, iniciados a partir do Jurássico Superior, especialmente pela reativação de descontinuidades pré-existentes.

O controle tectônico-estrutural se reflete: na configuração da rede de drenagem que define *trends* de lineamentos que correspondem a estruturas identificadas e medidas, assim como na exibição de anomalias na rede de drenagem associadas ao controle das estruturas na dinâmica hidrográfica; no relevo, a partir da geração de em escalonamento e do desenvolvimento de vales suspensos que apresentam um significativo recobrimento sedimentar; e na compartimentação morfotectônica, integrando os dados estruturais, dos lineamentos da rede de drenagem e do relevo, assim como da distribuição espacial da cobertura sedimentar que reproduz a complexidade de feições observadas tanto no contexto local quanto regional. Dessa maneira, tendo como princípio que a tectônica influencia diretamente a evolução da paisagem, os dados obtidos mostram uma interferência direta das estruturas, passivas e ativas, na dinâmica e evolução da paisagem da área em estudo.

## Palavras-Chave:

Tectônica – Geomorfologia – Morfotectônica – Evolução do Relevo  
Dinâmica Fluvial – Coberturas Sedimentares

## Abstract

The rio Bonito river basin, located in the extremity north of the city of Petropolis, Serrano Plateaus of the State of Rio de Janeiro, was studied with emphasis agreement concerning the paper of the active and/or passive structures of the basement, marked for the regional geologic-geomorphologic evolution, in the characterization of the net of draining and the erosive and depositional dynamics and in its morphotectonic compartments. From a boarding to multidiscipline the research involved procedures and techniques of Geology Structural and Tectonic, as the identification and analysis of data of families of meetings and imperfections and the Geomorphology, detaching the identification of anomalies and alignments in the draining and the relief, and the space distribution of the cenozoics sediments.

The structures identified in the area correspond the faults and families of meetings that correspond the discontinuities of regional character. Such structures are directly associates to the regional geologic context to which if they insert, that they significantly show conditions marked by the entailed processes to the continental rupture and opening of the Atlantic Ocean, initiated from the Upper Jurassic, especially for the reactivation of preexisting discontinuities.

The tectonic-structural control if reflects: in the configuration of the draining net that defines trends of lineaments that correspond the identified structures and measures, as well as in the exhibition of anomalies in the net of draining associates to the control of the structures in the fluvial dynamics; in the relief, from the generation of in scheduling and of the development of suspended valleys that present a significant covering sedimentary; and in the morphotectonic compartments, integrating the structural data, of the lineaments of the net of draining and the relief, as well as of the space distribution of the covering sedimentary that in such a way reproduces the complexity of the features observed in how much regional the local context. In this way, having as principle that the tectônica directly influences the evolution of the landscape, the gotten data show a direct interference of the structures, passive and active, in the dynamics and evolution of the landscape of the area in study.

## Keywords

Tectonic – Geomorphology – Morphotectonic – Landscape Evolution –  
Fluvial dynamic – Sedimentary Coverings

## TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ)

## 1 – INTRODUÇÃO

## Problemática e Justificativa

A compreensão da relação entre evolução do relevo e o condicionamento tectônico, tanto em domínios de bordas de placa ativas como em domínios intraplaca, tem estimulado o desenvolvimento de estudos, que buscam, a partir da análise da rede de drenagem, das feições de relevo e da distribuição espacial e caracterização estratigráfica da cobertura sedimentar cenozóica, um entendimento a respeito da influência dos movimentos tectônicos na evolução do relevo (OLLIER, 1981; WALLACE, 1986; HASUI, 1990a; SUMMERFIELD, 1987; STEWART & HANCOCK, 1994; MERRITS & ELLIS, 1994; KELLER & PINTER, 1996; BURBANK & ANDERSON, 2001 e outros).

Modelos clássicos de evolução do relevo que antecederam, em muitos anos, a formulação da teoria da Tectônica de Placas, já consideravam a atuação dos movimentos tectônicos na evolução do relevo, ou seja, processos geodinâmicos endógenos que, em interação com os processos exógenos, modelam a superfície terrestre, a partir de uma atuação mais efetiva dos fatores climáticos, associados aos processos exógenos. Segundo os modelos propostos, isso se processava através de: (a) um impulso endogenético rápido e uniforme seguido de um longo período de estabilidade e rebaixamento do nível de base (DAVIS, 1899); (b) por lento soerguimento, interagindo continuamente com os processos denudacionais (PENK, 1953); (c) por soerguimentos que ocorreriam em curtos períodos e que são seguidos por longos períodos de quiescência (KING, 1953) ou mesmo; (d) como resultado de um equilíbrio entre soerguimentos e denudação (AHNERT, 1954; JAHN, 1968; HACK, 1960).

No território brasileiro, os estudos que procuram reconstituir a história evolutiva do relevo, associada à evolução mesozóico-cenozóica, têm mostrado o envolvimento de movimentos tectônicos associados à abertura do Atlântico Sul e a outros, mais modernos, ligados à rotação da placa Sul-Americana para oeste, relacionados à reativação neotectônica de falhas (HASUI, 1990a). Esta reativação, definida como Tectônica Ressurgente por este autor, deu-se preferencialmente ao longo das estruturas brasileiras, com orientação ENE, e foi responsável por soerguimentos, abatimentos e basculamentos de blocos e, pela reorganização da rede drenagem e interferência direta na dinâmica dos processos morfogenéticos.

É importante destacar aqui que os esforços tectônicos a que as regiões intraplaca estão submetidas, como é o caso do território brasileiro, ocorrem de maneira diferenciada quando comparados com o comportamento de áreas próximas às margens tectonicamente ativas, onde os reflexos dos pulsos tectônicos relacionados ao contato entre as placas são observados de maneira mais direta (SALVADOR & RICCOMINI, 1995). Com o afastamento dessas zonas ativas, os esforços na crosta são influenciados por fatores locais, como a proximidade com a margem continental e a carga de sedimentos acumulada, além de descontinuidades pré-existentes que são reativadas (*op.cit.*).

FREITAS (1951ab), FREITAS (1956), RUELLAN (1944), ALMEIDA (1967) e outros, já se referiam a movimentos recentes na Plataforma Brasileira desde meados do século passado. Porém, somente a partir da década de 80 é que surgiram os primeiros trabalhos abordando efetivamente a evolução da plataforma ao longo do mesozóico-cenozóica, com destaque para a atividade neotectônica, sobretudo na região Sudeste. Dentre vários trabalhos, ressaltam-se: MELO *et al.* (1985a, 1985b), RICCOMINI (1989), RICCOMINI *et al.* (1989), MELLO *et al.* (1989) HASUI (1990a), HASUI (1990b); SAADI, 1990; SAADI & VALADÃO, 1990, SAADI (1991), MACEDO *et al.* (1991), MELLO (1992), SAADI (1993), SALVADOR & RICCOMINI (1995), HASUI & COSTA (1996), RIBEIRO (1996), HASUI *et al.* (1998), ALMEIDA & CARNEIRO (1998), GONTIJO *et al.* (1998ab), SANTOS (1999), GONTIJO (1999), FERRARI (2001) e HIRUMA *et al.* (2001), NEVES *et al.* (2003). Neste contexto, destacam-se ainda os estudos relacionados à sismicidade (MIOTO & HASUI, 1982; HASUI *et al.*, 1982; ASSUMPÇÃO, 1989) e, à traços de fissão (GALLAGHER *et al.*, 1995; RIBEIRO, 1996; RIBEIRO, 2003; HACKSPACHER *et al.*, 1999; TELLO *et al.*, 2003; HACKSPACHER *et al.*, 2004) que indicam soerguimentos e erosão gradual a partir do Cretáceo.

A tectônica mesozóica-cenozóica assume papel fundamental na configuração da morfologia da região Sudeste, em especial no Estado do Rio de Janeiro, que, desde então, foi e continua sendo remodelada por processos morfogenéticos, exibindo o seu aspecto atual. Dessa forma, o presente trabalho representa uma contribuição ao entendimento acerca do papel das estruturas ativas e/ou passivas do embasamento, marcadas pela evolução geológica-geomorfológica regional, na compartimentação morfotectônica, na caracterização e na dinâmica erosiva e deposicional de uma bacia de drenagem. Embora a escala seja mais limitada, não é menos significativa no que se refere à exibição de feições extremamente vinculadas com a evolução geológica e geomorfológica da área ao qual está inserida.

A rede de drenagem, por ser altamente sensível à transmissão dos *inputs* desencadeadores de mudanças ambientais (THOMAS & ALLISON, 1993), torna-se o segmento da paisagem mais vulnerável a qualquer tipo de deformação, em escala temporal que pode variar entre alguns milhões a milhares de anos e séculos a décadas. Assim, seu entendimento é de extrema importância para todos os estudos que envolvem a análise do meio físico. Especificamente para as abordagens morfotectônicas e neotectônicas, constitui uma das mais importantes ferramentas devido às suas respostas imediatas às reativações tectônicas, quer em domínios de bordas de placas como intraplaca.

Inserida nesse contexto, a pesquisa relaciona-se a uma área, representada por uma bacia hidrográfica, a do rio Bonito, localizada no extremo norte do município de Petrópolis, onde são desenvolvidas as pesquisas do Grupo de Investigação Solos-Paisagem (GISP) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro e as atividades relacionadas ao trabalho de final de curso da graduação que, de acordo com os resultados obtidos, incentivaram o desenvolvimento da dissertação de Mestrado aqui apresentada.

As características estruturais da bacia, estritamente associadas à evolução geológico-geomorfológica regional, refletem-se numa compartimentação do relevo marcada por deslocamento de blocos, promovendo áreas soerguidas e deprimidas, que atuam na dinâmica da rede de drenagem e na distribuição e evolução da cobertura sedimentar. Na região serrana adjacente, a oeste, alguns trabalhos (GONTIJO *et al.*, 2000; GONTIJO *et al.*, 2002; CRAVINHO *et al.*, 2002; CRAVINHO *et al.*, 2003; COSTA *et al.*, 2003; GONTIJO *et al.*, 2003ab; MELO *et al.*, 2003) têm mostrado estas mesmas relações entre a reologia do embasamento, o condicionamento da rede de drenagem e as características e dinâmicas dos processos morfogenéticos.

Embora este tipo de estudo ainda seja pouco abrangente, no âmbito do território brasileiro, é de fundamental importância tanto no que se refere ao conhecimento acerca da evolução do relevo, especialmente em ambiente intraplaca, quanto à contribuição aos estudos relacionados ao planejamento ambiental e urbano, sobretudo no sudeste brasileiro onde, aliado à complexidade geológico-geomorfológica, há o maior contingente urbano-industrial do país com crescentes preocupações com relação ao uso e ocupação do solo.

## 2 - OBJETIVOS

O presente trabalho tem como objetivo o entendimento da dinâmica geológico-geomorfológica da bacia de drenagem do Rio Bonito, Petrópolis (RJ), a partir de sua compartimentação morfotectônica, da configuração da rede de drenagem e da distribuição espacial e da caracterização da cobertura sedimentar e, das relações frente às estruturas geológicas passivas e ativas, sendo que, as últimas são aqui entendidas como reativações tectônicas ao longo do mesozóico-cenozóico.

Para tanto, objetiva-se especificamente:

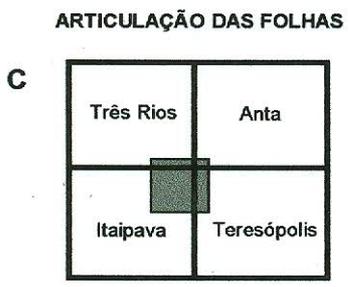
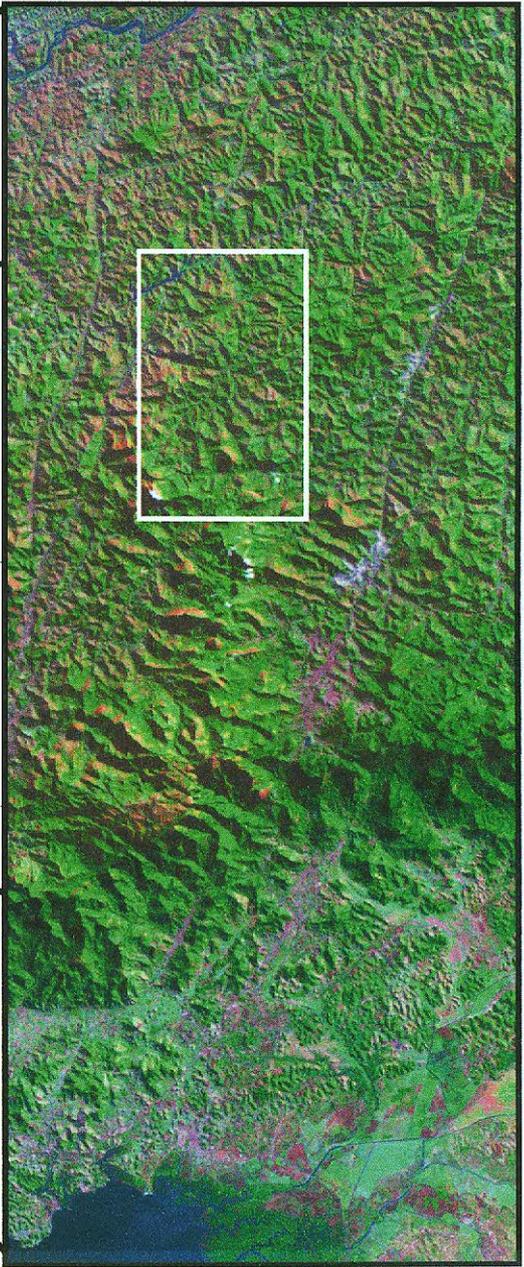
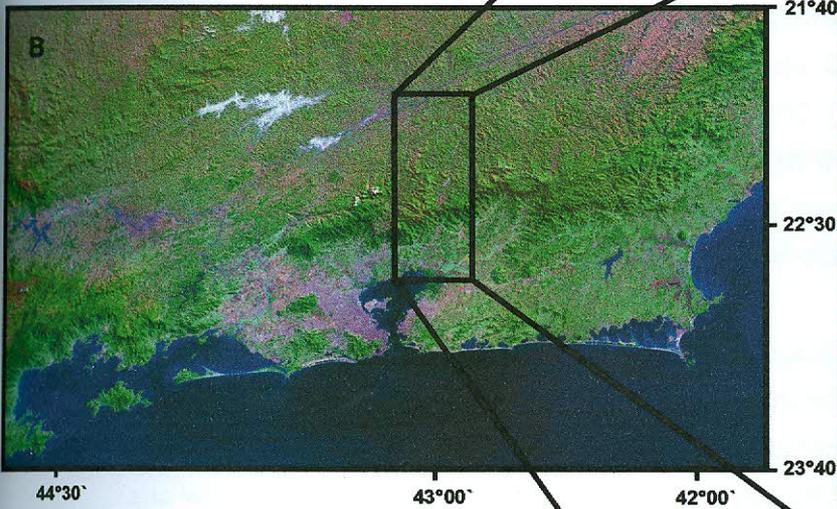
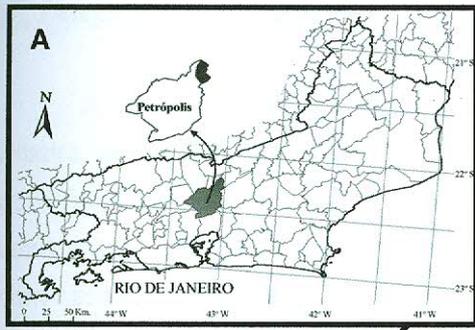
- Caracterização estrutural e tectônica das rochas e dos sedimentos subjacentes;
- Caracterização da influência das estruturas subjacentes no comportamento e evolução da rede de drenagem;
- Caracterização das condições geomorfológicas e geológicas que controlam a formação de desníveis topográficos e alvéolos na bacia;
- Investigação do papel da compartimentação morfotectônica na dinâmica da rede de drenagem, bem como na distribuição espacial e nas características da cobertura sedimentar, sobretudo para os diferentes depósitos de fluxos gravitacionais e fluviais;
- Elaboração da compartimentação morfotectônica da área e a análise da relação da mesma com as estruturas reativadas ao longo do mesozóico-cenozóico, como subsídios à investigação neotectônica.

### 3 – ÁREA DE ESTUDO

O trabalho foi desenvolvido na bacia do rio Bonito, que é uma sub-bacia da margem direita do rio Piabanha, que se localiza, em sua maior parte, no extremo norte do município de Petrópolis (RJ), distrito de Posse (Figura 3.1a), sendo que um segmento a nordeste localiza-se no município de São José do Vale do rio Preto e um outro segmento da bacia, a sudeste, no município de Teresópolis. A área de estudo corresponde a uma área de aproximadamente 60 Km<sup>2</sup>, situada no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico, na unidade morfoestrutural Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos (SILVA, 2002) (Figura 3.1b).

O município de Petrópolis está situado ao norte do Estado do Rio de Janeiro, entre os paralelos de 22° e 23° S e os meridianos de 43° e 44° W, limitando-se ao norte com São José do Vale do rio Preto, a leste com Teresópolis e Magé, ao sul com Duque de Caxias e Miguel Pereira e a oeste com Paty do Alferes, Paraíba do Sul e Areal (Figura 3.1a). A área que corresponde a da bacia do rio Bonito está inserida nas folhas Três Rios (IBGE, 1966), Anta (IBGE, 1974), Teresópolis (IBGE, 1983) e Itaipava (IBGE, 1986), na escala 1:50 000 (Figura 3.1c).

O acesso à área, partindo da cidade do Rio de Janeiro, é feito pelas rodovias BR 040 até o distrito de Posse e por estrada vicinal que liga a área central do distrito de Posse à área de estudo. O acesso também pode ser feito ao norte da área, seguindo pela BR 040 até o município de Areal e, a partir daí, pela BR 492, rumo ao município de São José do vale do Rio Preto e por estrada vicinal que liga a rodovia à área de estudo.



**Figura 3.1** – A) Localização da área de estudo, com destaque para a bacia do rio Bonito no extremo norte do município de Petrópolis, estado do Rio de Janeiro. B) Imagem de satélite abrangendo o estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes. A linha contínua demarca a localização da bacia em estudo. C) Articulação das cartas topográficas com destaque para a área que engloba a bacia.

#### 4 - ASPECTOS GEOLÓGICOS

A área de estudo, geologicamente, localiza-se no Terreno Oriental da Faixa Ribeira, que é um complexo cinturão de dobramentos e empurrões, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco, resultante de uma colisão oblíqua entre dois blocos continentais entre o Neoproterozóico e o Ordoviciano (Brasiliano), que empilhou terrenos com características estruturais distintas (ALMEIDA, 2000). Ocupou uma posição central no Gondwana Ocidental e é considerada como uma das principais unidades na reconstrução da história deste supercontinente (HEILBRON & MACHADO, 2003).

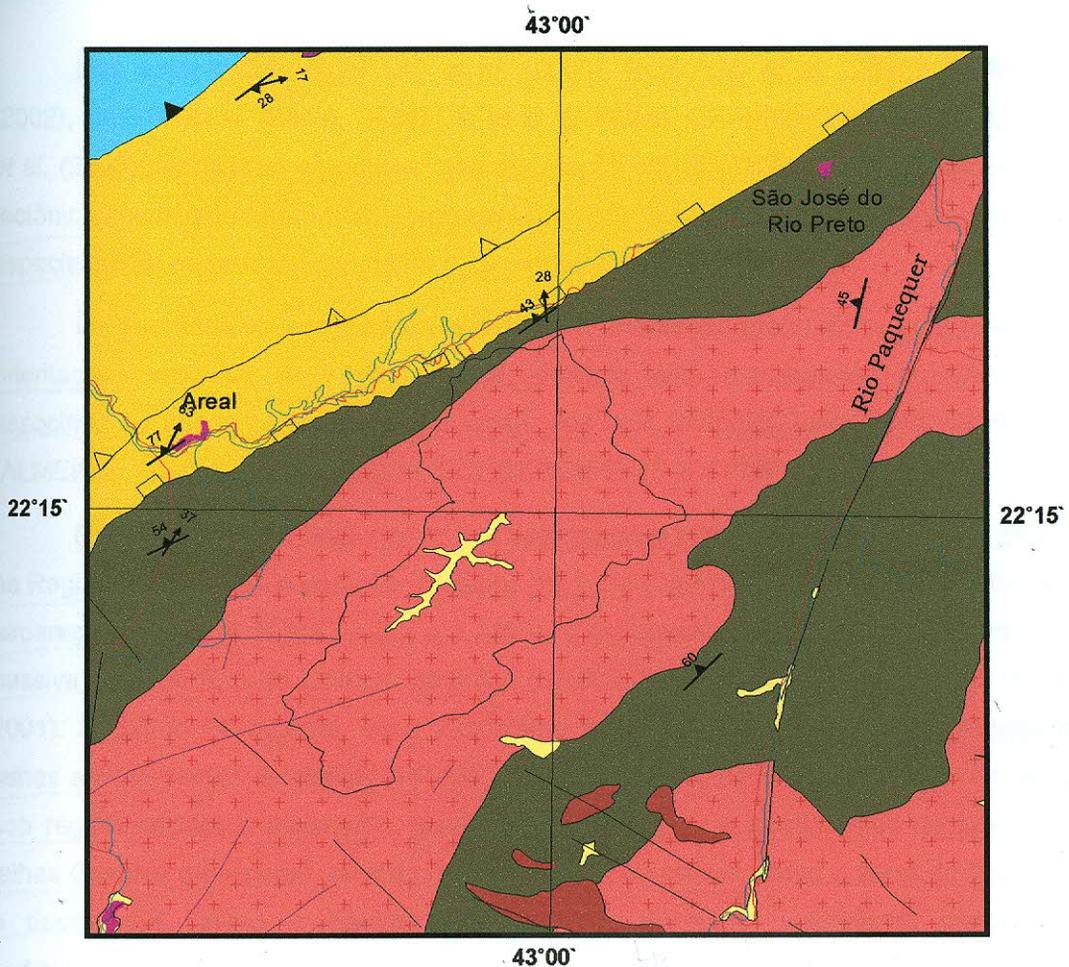
O Terreno Oriental é definido pela Zona de Cisalhamento Arcádia-Areal, que representa a zona de sutura, denominada de CTB (*Central Tectonic Boundary*) por ALMEIDA (2000) ou Contato Tectônico Central (TUPINAMBÁ, 1999), que determina a separação dos dois grandes terrenos, Ocidental e Oriental (Figura 4.1), correspondendo a uma zona de cisalhamento com mergulho NW desenvolvida no estágio tardio da colagem do Brasiliano.

As estruturas são definidas por zonas de cisalhamentos, que limitam domínios litoestruturais que, especificamente no caso do Terreno Oriental é representado por um único domínio, o Domínio Rio Negro, já citado anteriormente. O Terreno Ocidental, por sua vez, foi dividido em oito domínios lito-estruturais (ALMEIDA, 2000).

O Terreno Oriental, porção de outra placa onde se desenvolveu o arco magmático cordilheirano da Orogênese Brasileira (HEILBRON et al., 2000; TUPINAMBÁ, 1999), representado pelo Domínio Rio Negro (ALMEIDA, 2000), engloba os ortognaisses do Complexo Rio Negro e granitóide Serra dos Órgãos, diques mesozóicos e sedimentos quaternários(*op.cit.*). O autor situa o seu limite NW ao longo de uma faixa de direção N50-55E, que passa ao norte do município de Japeri até logo a sul da cidade de Areal.

Toda a área da bacia do rio Bonito está associada ao granitóide Serra dos Órgãos, sendo constatada a ocorrência do Complexo Rio Negro apenas na zona de confluência entre a bacia e o rio Preto, o qual é encaixado na Zona de Cisalhamento Rio Preto (ZCRP) (ALMEIDA, 2000), como pode ser observado no Mapa Tectônico da Faixa Ribeira Central (FGEL-UERJ-TEKTOS, inédito) (Figura 4.1).

Os lineamentos são definidos por falhas de direções NE-SW, NW-SE e E-W, sendo que as primeiras deslocam litologias do embasamento e a foliação apresenta mergulho com orientação NW.



## LEGENDA

	Empurrões basais dos domínios tectônicos Triângulo aberto – empurrão invertido		Sedimentos quaternários
	Contato tectônico Central Quadrado cheio – empurrão Quadrado aberto – empurrão invertido		Klippe Paraíba do Sul (Leucogranitos) Terreno Ocidental da Faixa Ribeira
	Falhas indiscriminadas		Complexo Rio Negro Terreno Oriental da Faixa Ribeira
	Diques de rochas básicas		Granitóide Serra dos Órgãos Terreno Oriental da Faixa Ribeira
	Foliação principal e lineação de estiramento		Klippe Paraíba do Sul – Bi-gnaise bandado / xisto / mármore
			Bi granito porfirítico - leucogranito
	Rede de drenagem		Limite da bacia
	Estradas		Cidades

**Figura 4.1** – Trecho do Mapa Tectônico da Faixa Ribeira Central com a localização da bacia do rio Bonito (modificado de FGEL-UERJ-TEKTOS, inédito).

Nas adjacências, GONTIJO *et al.* (2000), GONTIJO *et al.* (2002), CRAVINHO (2002), COSTA *et al.* (2003), GONTIJO *et al.* (2003ab), CRAVINHO *et al.* (2003), MELO *et al.* (2003), identificam estruturas com orientação NE-SW, NW-SE, E-W, associadas à tectônica mesozóico-cenozóica, e apresentam o seu controle sobre as feições do relevo, especialmente na rede de drenagem e na morfologia do relevo.

Os lineamentos identificados apresentam orientação preferencial para NNE, com orientações variando de NNW à NNE, definida pela estruturação pré-Cambriana, associada às zonas de cisalhamento reativadas pela tectônica extensional Waldeniana (ALMEIDA, 1967) ou Sul-Atlântica (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984).

Essa tectônica foi responsável por deformações continentais rúpteis que incidiram na Região Sul-Sudeste a partir do Triássico até o Paleogeno, culminando com a ruptura e separação entre a América do Sul e a África, o desenvolvimento de margem continental passiva e a abertura do Oceano Atlântico (HASUI, 1990a,1990b; MORALES & HASUI, 2001). Segundo os autores, esse tectonismo foi ainda, responsável pela geração de falhas e lineamentos de direção NE-SW, E-W, NW e N-S, com movimentação de blocos sob regime tectônico distensivo, gerando soerguimentos e abatimentos de blocos por falhas (horstes e grábens), criando grandes traços do relevo, como a serra do Mar, altos e depressões (arcos e bacias) e possibilitou derrames vulcânicos, intrusões e sedimentação.

Além dessa tectônica, é identificado na região Sudeste por vários autores (MELO *et al.*, 1985ab; RICCOMINI, 1989; RICCOMINI *et al.*, 1989; MELLO *et al.*, 1989; HASUI, 1990ab; SAADI, 1990ab; SAADI & VALADÃO, 1990; MACEDO *et al.*, 1991; SAADI, 1991; MELLO, 1992; SAADI, 1993; SALVADOR & RICCOMINI, 1995; HASUI & COSTA, 1996; HASUI *et al.*, 1998; ALMEIDA & CARNEIRO, 1998; GONTIJO *et al.*, 1998ab; SANTOS, 1999; GONTIJO, 1999; FERRARI, 2001; HIRUMA *et al.*, 2001; entre outros) uma mais nova, correspondente à neotectônica, responsável pela geração de falhamentos cenozóicos e pelo condicionamento da evolução morfodinâmica da paisagem do sudeste. Alguns desses autores serão abordados no item seguinte, com destaque para a evolução tectônica e seu reflexo no relevo.

## 5 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA-GEOMORFOLÓGICA

Os processos relacionados à evolução geológico-geomorfológica da região sudeste têm sido discutidos por diversos autores desde meados do século passado até os dias atuais, especialmente no que se refere à origem e evolução da serra do Mar. Segundo FERRARI (2001), os modelos que surgiram para explicar a gênese da serra do Mar, assim como também da serra da Mantiqueira e bacias tafrogênicas associadas, se basearam, sobretudo, em trabalhos clássicos que, embora possam ter abordagens diferenciadas, sempre se complementam. Destacam-se, portanto, trabalhos com uma gênese tectônica, como DE MARTONNE (1943), RUELLAN (1944), FREITAS (1956), BIROT (1959) e ASMUS & FERRARI (1978); uma gênese erosiva, discutida inicialmente por KING (1956); e uma gênese de modelos de deslizamento gravitacional e de compensação isostática, proposta por ALMEIDA (1976).

Em trabalho relacionado à evolução da Baía da Guanabara e adjacências, RUELLAN (1944) descreve a sua origem como uma depressão de ângulo de falha entre dois blocos falhados, a serra dos Órgãos, parte da serra do Mar, e os maciços costeiros.

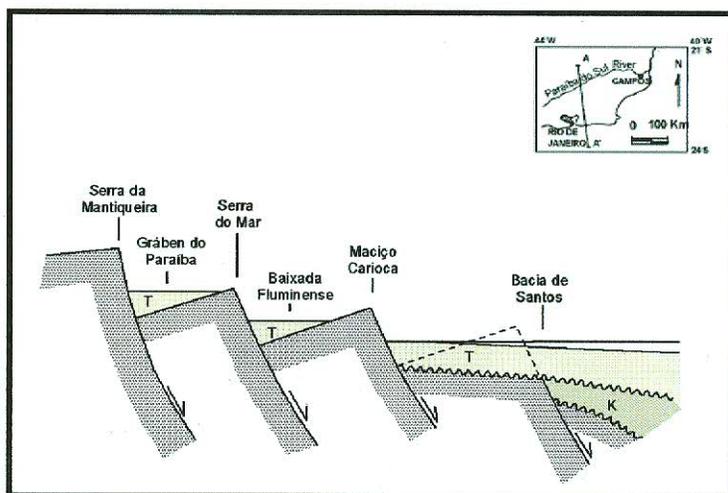
Para o autor (*op.cit.*) a origem do escarpamento representado pela serra dos Órgãos é resultado de uma flexura ou uma falha, não podendo ser devida à erosão, pois nesse caso a dissecação da vertente estaria mais avançada, já que é favorecida pelo declive e pela pluviosidade. A vertente meridional da serra dos Órgãos representa uma "frente dissecada de bloco falhado" e não o plano de falha, pois aí a dissecação já é forte (RUELLAN, 1944). Outra importante consideração feita pelo autor se refere ao "período de juventude" atribuído à erosão da frente de bloco falhado, já que é muito ativa, permitindo considerar que o próprio acidente tectônico seja relativamente recente.

Tais considerações, ou "ensinamentos", como se refere o autor, foram obtidas pela observação de uma ausência quase total de capturas realizadas pelos rios, apesar das facilidades associadas à desagregação e decomposição das rochas. O escarpamento foi trabalhado pela erosão que resultou na formação da Superfície de Campos e, posteriormente sofreu outras erosões que modelaram as colinas intermediárias, conduzindo ao nível atual dos vales com cerca de 750 a 900 metros. E, ainda hoje, para montante das rupturas de declividade, esses níveis de erosão continuam a sua evolução (RUELLAN, 1944).

Para KING (1956), grande parte do relevo da serra dos Órgãos, região serrana do estado do Rio de Janeiro, deve ser atribuído ao ciclo Pós-Gondwana que formou nessa área um divisor de idade cenozóica. Segundo o autor, o alto da serra foi modelado no Terciário inferior (ciclo Sul-Americano) e os seus vales desenvolvidos no Terciário superior. Os ciclos de erosão que se sucederam ao ciclo Sul-Americano, que atuaram durante o Terciário superior e o Quaternário, após os soerguimentos epirogênicos do Terciário médio, são marcados pelo entalhamento e a abertura dos vales atuais, que destruíram a maior parte do planalto Sul-Americano (KING, 1956).

Segundo AB` SABER & BERNARDES (1958), o Brasil Sudeste compreende a porção mais acidentada do território brasileiro e constitui uma unidade a parte no bloco continental oriental da América do Sul, caracterizado por um complexo de fatos fisiográficos complementares. Os autores ressaltam ainda, que a ocorrência no Brasil Sudeste do soerguimento dos velhos peneplanos (mesozóicos eo-terciários) foi acompanhada de uma movimentação de blocos numa tectônica complexa com a associação de arqueamento e falhamentos.

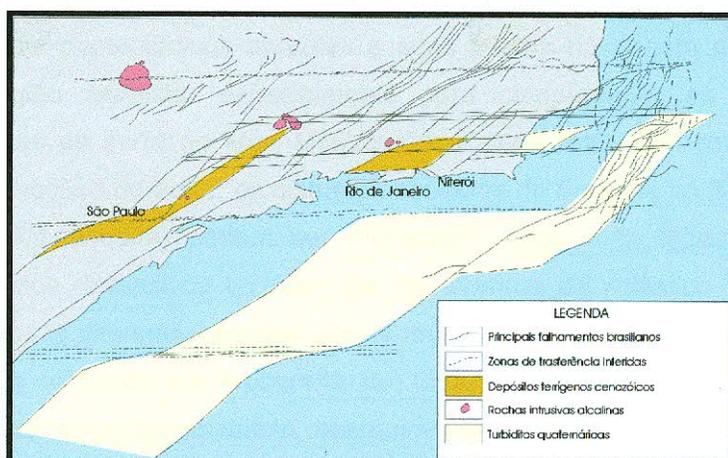
É reconhecida a importância do tectonismo cenozóico na evolução da região Sudeste do Brasil, sendo destacada por ASMUS & FERRARI (1978) a ocorrência relativamente restrita em área das estruturas associadas, que só aparecem numa estreita faixa emersa, com 50 a 100 Km de largura, entre a borda leste da bacia do Paraná e o oceano, estendendo-se linearmente por cerca de 1000 Km entre os paralelos de 22° e 28° S, desde o médio vale do rio Paraíba do Sul e a cidade de Florianópolis. Referindo-se aos trabalhos de Braun (1975) e de Almeida (1976), os autores afirmam que tais estruturas consistem em falhamentos normais, com rejeitos verticais em torno de 2000 a 3000 metros, que se desenvolveram ao longo de antigas linhas de fraqueza do Pré-Cambriano. Os deslocamentos pela ação gravitacional, entre o Paleoceno e o Plioceno, ao longo dessas linhas de fraqueza, promoveram o basculamento de blocos crustais, hoje já intensamente modificados pelos processos erosivos e deposicionais e expressos pelas atuais escarpas de linha de falha serra do Mar, serra da Mantiqueira e o Maciço Carioca e pelos semigrábens do Paraíba do Sul e Baixada Fluminense (Figura 5.1).



**Figura 5.1** – Perfil geológico, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado das estruturas e a formação da Serra do Mar e da Mantiqueira, e do Maciço Carioca, e, entre estas, depressões em forma de semi-grábens (gráben do Paraíba; Baixada Fluminense). O K indica os sedimentos cretácicos da bacia de Santos e T, os sedimentos terciários (modificado de ASMUS e FERRARI, 1978).

De acordo com os autores (*op.cit.*) com o soerguimento crustal ocorrido no Permiano-Triássico, ocorreu o adelgaçamento da litosfera, possivelmente associado a uma anomalia tectono-térmica. O desequilíbrio isostático resultante de processos de erosão, entre a atual Bacia de Santos, com excesso de massa e, por isso, tendendo a subsidir, e a região continental adjacente, mas leve, tendendo a elevar-se submetem a crosta a esforços que causaram a ruptura da crosta devido aos movimentos verticais opostos.

MACEDO *et al.* (1991) discutem que a região Sudeste foi, e talvez ainda seja, palco de intensas atividades tectônicas durante o cenozóico. A disposição de falhas reativadas profundas, bacias, montanhas, vulcanismo e sismos recentes, sugere um complexo de falhas normais/transcorrentes, delimitando formas rômbricas escalonadas, migrando de SW para NE, seguindo subparalelamente à linha de costa do Estado do Rio de Janeiro, como pode ser observado na Figura 5.2. As formas rômbricas limitam-se a leste e a oeste por lineamentos predominantemente NE, típicos do Pré-Cambriano e, a norte e a sul, por zonas de transferência com direção E-W, instaladas durante a abertura do oceano Atlântico (fase *rift*) e reativadas durante a trajetória das placas (fase *drift*).



**Figura 5.2** – Visualização da delimitação das formas rômbricas escalonadas migrando de SW para NE, principais depocentros com forma rômbrica, associadas às estruturas mesozóico-cenozóicas. Fonte: MACEDO *et al.* (1991), modificado por SILVA (2002).

AZEVEDO Jr. (1991), destaca as contribuições tectônicas para a topografia da margem passiva da Placa Sul Americana, formada após a ruptura entre a América do Sul e a África, evento de fundamental importância na evolução regional. Tais contribuições estão associadas a um soerguimento de caráter mais regional, gerado por um espessamento crustal devido à presença do *hot spot* de Tristão da Cunha sob o Rifte Sul Atlântico, tendo abrangido uma extensa região, onde hoje se situa o Planalto Atlântico, e a um outro de caráter mais local, devido ao descarregamento mecânico e o consequente retorno flexural da litosfera distendida durante o rifteamento, ao longo de toda a margem.

O autor ainda ressalta a necessidade de compreensão da atuação do componente erosional (exógeno) da topografia, já tendo sido definido o papel do componente tectônico (endógeno). A atuação dos processos erosivos devem ter sido não-lineares, condicionados por uma relação exponencial entre a declividade da topografia local e o fluxo de água superficial, o que os tornou regionalmente diferenciados, sendo mais intensa onde havia uma maior convergência do fluxo de água superficial em detrimento de outras, onde esta convergência era menor ou inexistente e também com maior efetividade em regiões que apresentassem litologias menos resistentes.

Integrando dados topográficos, gravimétricos, de fluxos de calor, batimetria e traços de fissão em apatita, DIAS (1997) busca uma estimativa da inter-relação entre os principais processos geotectônicos atuantes e seus efeitos na origem e evolução da topografia da região Sudeste, especialmente para compreender os sistemas de elevações litotâneas da serra do Mar, Mantiqueira e parte leste da bacia do Paraná. Segundo as observações do autor, os cinturões costeiros do Sudeste do Brasil (serra do Mar e serra da Mantiqueira) podem ser modelados como uma topografia relíquia, vinculada aos efeitos distensivos da fase rifte de abertura do Atlântico Sul e que foi controlada pela erosão diferencial e conseqüente regressão da escarpa marginal.

A evolução tectônica da topografia do Sudeste envolveu a inter-relação de diferentes processos como magmatismo, soerguimento e subsidência térmica da crosta continental, devido à anomalia térmica associada à pluma (*hot spot*) de Tristão da Cunha, no Jurássico Superior (137 M.a), que controlaram a componente de grande comprimento de onda da topografia (1000-2000 Km), que compõe o Planalto Atlântico; processos de distensão e rifteamento no Cretáceo inferior (115-120 M.a), originando uma topografia marginal do tipo flanco de rifte da ordem de 4 Km; e processos erosivos, associado a erosão diferencial e regressão da escarpa, exibindo as feições representadas pela serra da Mantiqueira e serra do Mar, esta última abandonada durante os processos de regressão devido a maior resistência imposta pela litologia.

Contribuindo para o entendimento da origem dos sistemas de montanhas subparalelas representado pelas serras da Mantiqueira e do Mar, *a mais destacada feição orográfica da borda atlântica do continente sul-americano*, ALMEIDA & CARNEIRO (1998), atestam que o seu desenvolvimento ocorreu numa posição mais a leste que a posição geográfica atual, que resulta do recuo erosivo diferencial condicionado pelas estruturas e unidades litológicas pré-cambrianas. A serra do Mar teria surgido a partir de um importante evento tectônico iniciado no Paleoceno que causou a deformação por flexuras e falhamentos da superfície de aplainamento Japi, originando as bacias tafrogênicas do Sudeste e a serra da Mantiqueira, na área da atual plataforma continental, por soerguimento do bloco ocidental da Falha de Santos e abatimento do oriental, que se cobriu de sedimentos marinhos cenozóicos. A erosão diferencial regressiva é que seria responsável pelo recuo das encostas da serra do Mar até a posição atual.

## 6 – ASPECTOS DA GEOMORFOLOGIA

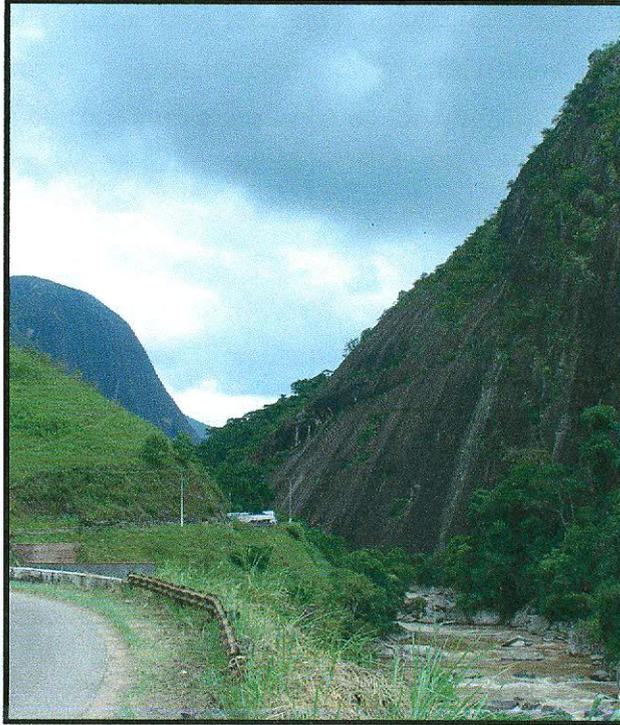
### 6.1 – Compartimentação do relevo

O município de Petrópolis insere-se na unidade geomorfológica serra dos Órgãos, posicionada entre as unidades geomorfológicas Colinas e Maciços Costeiros e Alinhamentos e Cristas do Paraíba do Sul, numa distribuição contínua que segue desde Itaguaí-RJ até o município de Campos-RJ, englobando uma área de 12904 Km<sup>2</sup> (PROJETO RADAM BRASIL, 1983).

A serra dos Órgãos é o mais importante divisor de águas da região. Seguindo a direção nordeste para sudoeste (NE-SW), como já comentado anteriormente, é coroado ao norte e ao sul por vales conseqüentes. A rede de drenagem está adaptada à estrutura, particularmente ao fraturamento nessa mesma direção, observado por toda a região, onde se desenvolvem padrões paralelos, subparalelos e subordinadamente dendríticos (DRM/UFRJ, 1981).

Ocorre um predomínio de montanhas assimétricas com escarpas abruptas, apresentando uma série de pontas em forma de "pães-de-açúcar" que se orientam obliquamente à direção geral do escarpamento nordeste-sudoeste, além de linhas de fratura que seguem principalmente a mesma direção do escarpamento, atacadas por talwegues que geram cristas e vales retilíneos, de entalhes profundos ou decaptados pela erosão regressiva (DRM/UFRJ, 1981). A erosão normal, o escoamento superficial e a erosão acelerada são muito ativos nessa linha de cristas e a erosão fluvial não se processa sem adaptações à estrutura (RUELLAN, 1944).

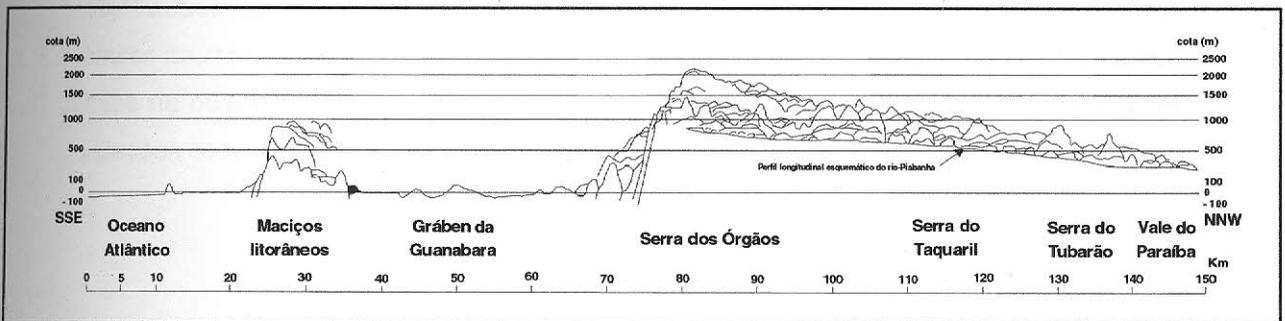
O bloco falhado da serra dos Órgãos, de acordo com o autor (op.cit.), parece estar dividido em pelo menos dois grupos distintos, a oeste, representado por uma mesa alta, bastante regular, sub-horizontal, correspondendo aos mais altos cumes da Pedra-do-Açu, com 2 230 metros, e da Pedra-do-Sino, com 2 263 metros, fragmento da Superfície de Campos, de idade paleogênea e neogênea, e provavelmente associada ao Ciclo Sul-Americano, como indicada por DE MARTTONE (1944). E mais a oeste o relevo se abaixa exibindo as antigas superfícies dissecadas em "morros de formas ousadas". Por outro lado, o bloco apresenta um basculamento para oeste, ocorrendo flexuras e falhas transversais, orientadas sul-norte que delimitam blocos e explicam a depressão e a dissimetria do relevo do vale do rio Piabanha (Figura 6.1.1) e, sobretudo, o brusco abaixamento observado a oeste da serra da Estrela.



**Figura 6.1.1** – Observação da morfologia e orientação do vale do rio Piabanha e do nítido controle estrutural na orientação norte-sul do vale (visada para sul).

As áreas que correspondem a remanescentes da "Superfície de Campos" (DE MARTONNE, 1944) apresentam uma topografia regular, sub-horizontal, ravinamentos e vales de encostas suaves, suspensos acima de grandes vales próximos; observa-se, também, campos de matações com a presença de "bouders" gigantescos de granito que caracterizam essa paisagem de forma peculiar (DRM-UFRJ, 1981).

Situada no Domínio Serrano, a bacia do Rio Bonito localiza-se nas proximidades de um importante acidente orográfico, que constitui um de seus divisores de água: a serra do Taquaril, que pode ser observada na Figura 6.1.2, a qual segundo RUELLAN (1944) é formada por cristas irregulares testemunhas das altas superfícies profundamente dissecadas.



**Figura 6.1.2** – Perfil esquemático transversal às estruturas geológicas da região entre o Oceano Atlântico e o Vale do Paraíba, no Estado do Rio de Janeiro. Escala vertical logarítmica. (modificado de RUELLAN, 1944 por ALMEIDA & CARNEIRO, 1998).

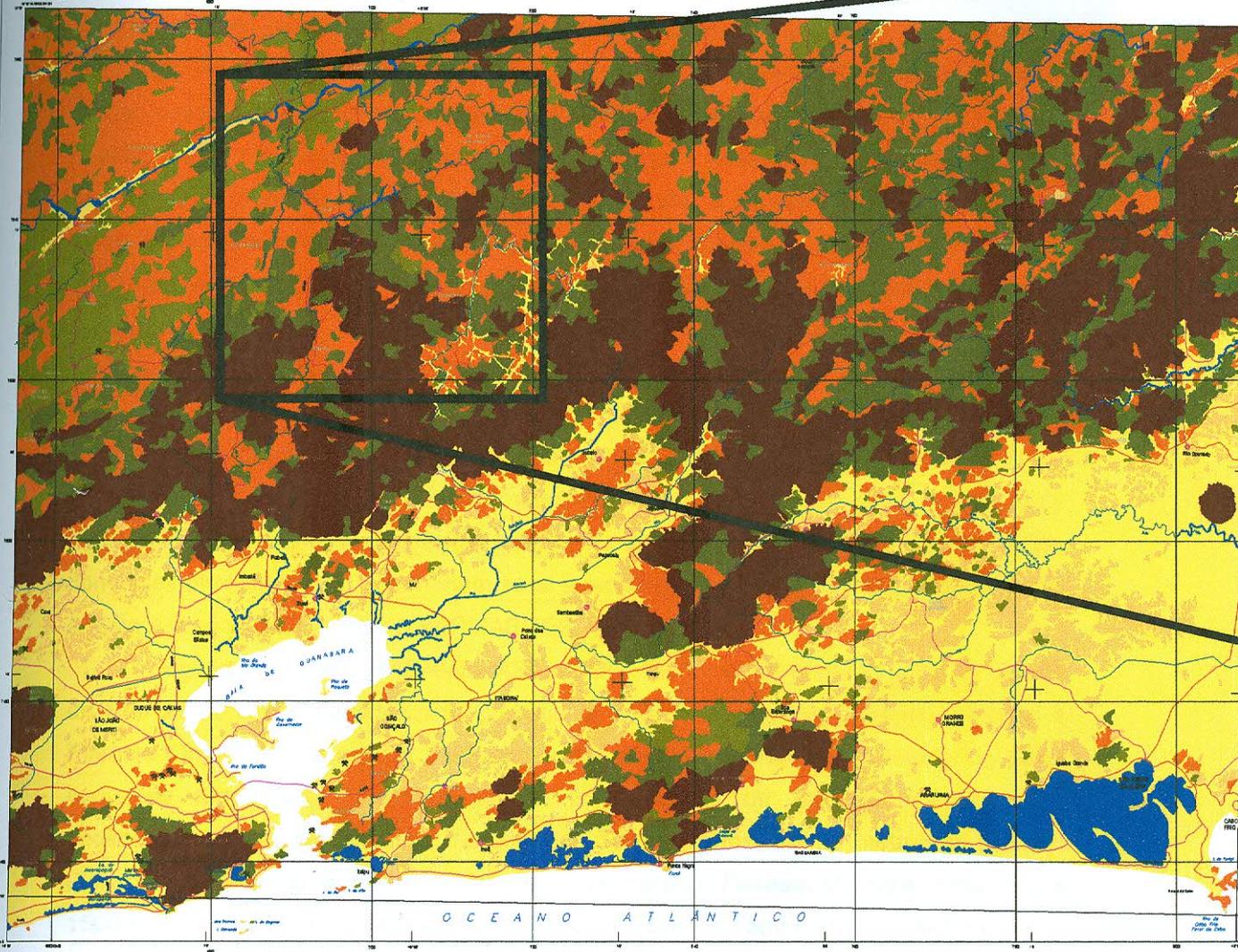
De acordo com DRM/UFRJ (1981) situa-se no Domínio Serrano, importante província fisiográfica de expressão regional. Nesse domínio é identificado esse importante acidente orográfico da Região Sudeste, a serra dos Órgãos.

Baseado em SILVA (2002) a área de estudos localiza-se no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico, na Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos, posicionada entre as Unidades Geomorfológicas de colinas/morros e maciços costeiros e Alinhamento de cristas Paraíba do Sul, distribuindo-se continuamente de Itaguaí, a sul do Estado, até o município de Campos dos Goitacazes, a norte (Figura 6.1.3a).

A área da bacia do rio Bonito, no distrito de Posse, município de Petrópolis, de acordo com SILVA (*op.cit.*) situa-se no compartimento de Degraus e/ou serras elevadas e/ou escarpadas, como destacado na figura 6.1.3b, de acordo com a metodologia desenvolvida por MEIS *et al.* (1982), e utilizada por SILVA (2002) que baseia-se no desnivelamento da altitude, utilizado como parâmetro para a compartimentação do relevo e determinado pelo grau de encaixamento da drenagem e pelo entalhe erosivo (índice de dissecação). Segundo SILVA (2002), esta abordagem está intimamente associada a variações lito-estruturais e/ou tectônicas, representando um avanço sobre o caráter descritivo dos mapas geomorfológicos clássicos, contribuindo, assim, para um maior conhecimento sobre a evolução geodinâmica do relevo. A aplicação da técnica de desnivelamento altimétrico, segundo a autora (*op.cit.*), possibilita uma maior precisão e objetividade na delimitação dos compartimentos geomorfológicos por apoiar-se nos limites das bacias de drenagem responsáveis pela dissecação diferencial do relevo e com base na possibilidade de um grande nível de detalhe, permite-se o estabelecimento de relações com a estruturação geológica pretérita e atual.



**RIO DE JANEIRO**  
CARTA MORFOESTRUTURAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO  
ESCALA 1:250.000 FOLHA SF-28-Z-5



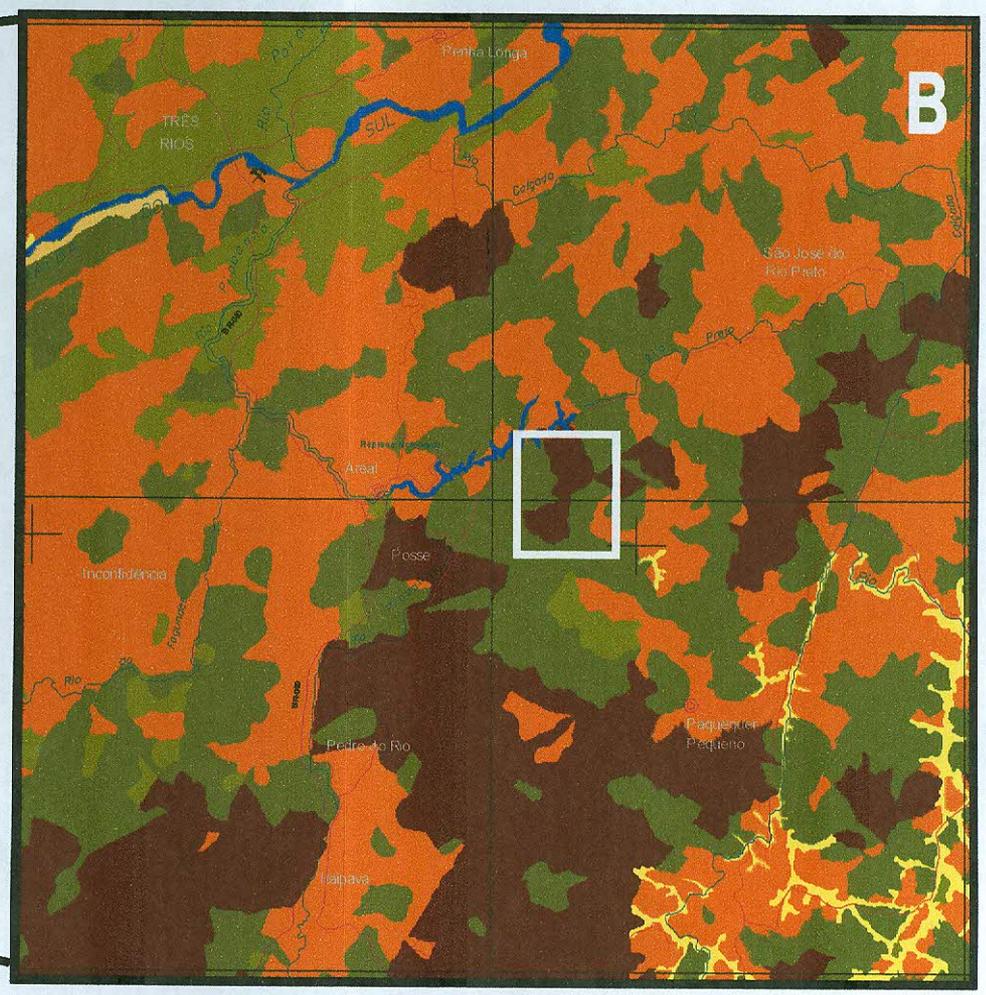
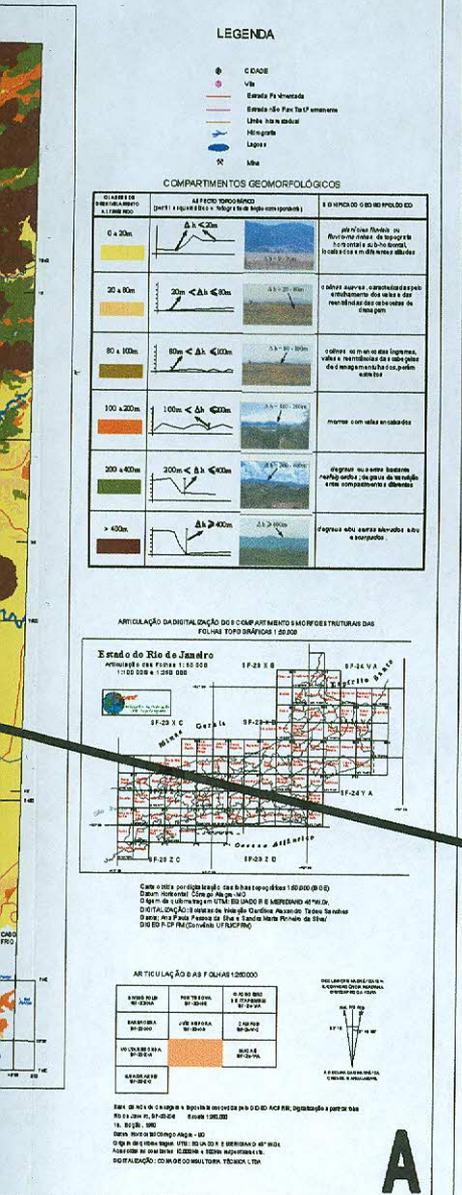
AUTORA: TELMA MENDES DA SILVA  
2002

Escala 1:250.000  
ESCALA GRÁFICA  
PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

FUNDACIONDES:  
FUNDAÇÃO UNIVERSITÁRIA JACQUES BORGES  
FUNDAÇÃO DE APOIO À PESQUISA E À INOVAÇÃO (FAPERJ)  
FUNDAÇÃO DE APOIO À PESQUISA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (FAPERJ)

AFILIADO:  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (UFRJ)

Figura 6.1.3 – (A) Carta Morfoestrutural do Estado do Rio de Janeiro (SILVA, 2002) e (B) Área de localização Morfoestrutural do Estado do Rio de Janeiro (Modificado de SILVA, 2002).



**COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS**

CLASSES DE DESNIVELAMENTO A LTIMÉTRICO	ASPECTO TOPOGRÁFICO (perfil esquemático e fotografia de campo correspondente)	SIGNIFICADO GEOMORFOLÓGICO
0 a 20m	$\Delta h < 20m$	planícies fluviais ou flúvio-marinhas de topografia horizontal a sub-horizontal, localizadas em diferentes altitudes
20 a 80m	$20m < \Delta h \leq 80m$	colinas suaves, caracteriza da s pelo entufamento dos vales e das reentrâncias das cabeceiras de drenagem
80 a 100m	$80m < \Delta h \leq 100m$	colinas com encostas íngremes, vales e reentrâncias das cabeceiras de drenagem entalhados, porém estreitos
100 a 200m	$100m < \Delta h \leq 200m$	morros com vales encaixados
200 a 400m	$200m < \Delta h \leq 400m$	degraus ou serras bastante reafetados; degraus de transição entre compartimentos diferentes
> 400m	$\Delta h \geq 400m$	degraus e ou serras elevadas e/ou escarpadas.

ão da bacia do rio Bonito na Carta

**A**

## 6.2 – Condições climáticas e de cobertura vegetal

Os caracteres gerais do clima do Brasil Sudeste refletem diretamente as condições do relevo dessa região cristalina soerguida, arqueada e fraturada, na qual está modelada a orla mais assimétrica do Planalto Brasileiro (AB`SABER & BERNARDES, 1958). De acordo com as considerações desses autores, na região ocorre um clima fresco e úmido que guarda seu caráter tropical constituindo, por excelência, a área tropical úmida do nosso território, condicionado pela presença de alinhamentos de escarpas e de planaltos acidentados das serras do Mar e da Mantiqueira, dispostos em bloco, e pela proximidade do oceano, que permite a influência nessa região dos alíseos ou outros ventos frios da Frente Polar. Assim, a região serrana do Sudeste pode ser enquadrada como de intensa pluviosidade, com uma distribuição espacial variável e irregularidade no tempo (NIMER, 1972; 1979).

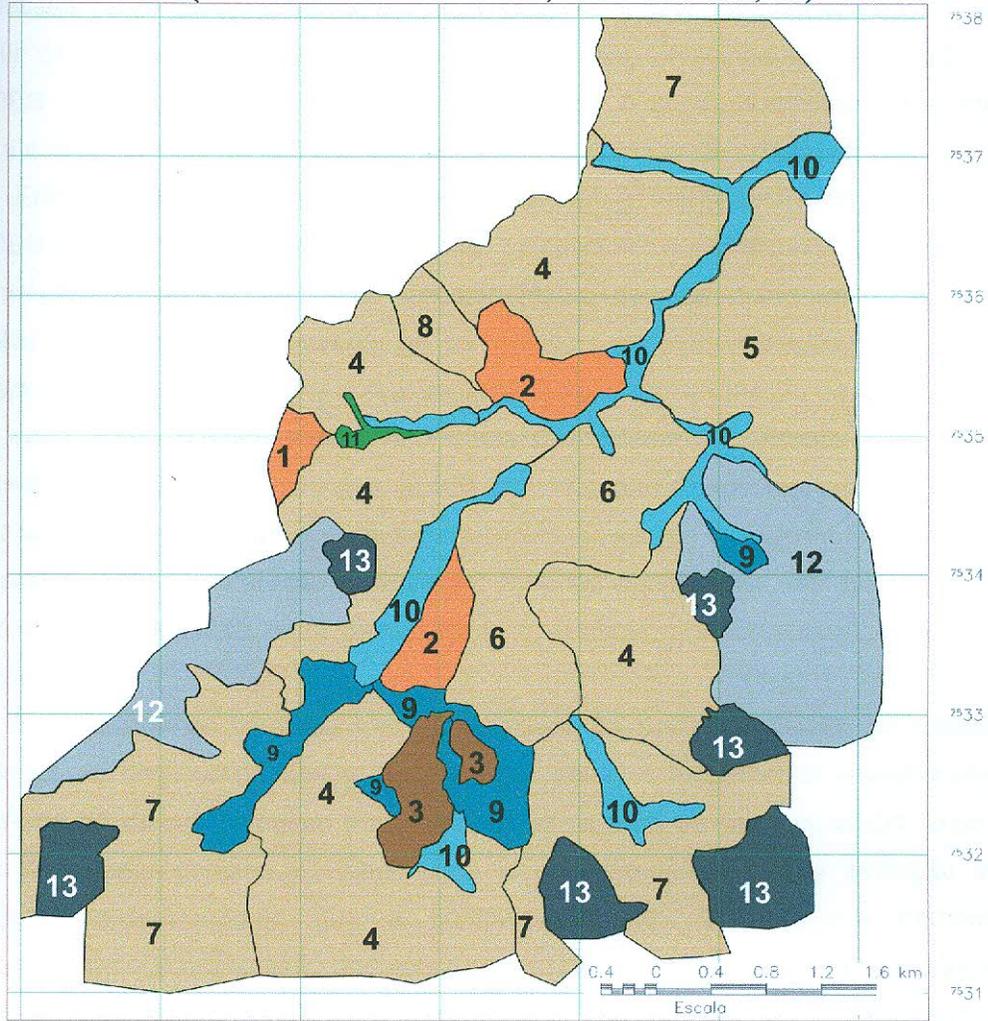
Na Serra do Mar, o paralelismo da escarpa opõe-se frontalmente à direção dos ventos e das correntes de circulação atmosférica perturbadas, representadas pelas massas de ar polar, levando a índices pluviométricos que alcançam níveis elevados de 2000 a 4500 mm, com a ocorrência de apenas um mês seco (NIMER, 1979). Em tais condições pluviométricas, determinam-se aí a presença de uma exuberante mata tropical, a Mata Atlântica (AB`SABER & BERNARDES, 1958).

Segundo o Projeto RADAMBRASIL (MME, 1983), a cobertura vegetal do Estado do Rio de Janeiro é caracterizada por ocupar a área tropical mais úmida, constitui a Floresta Ombrófila Densa. Os seus ambientes são originalmente representados pelas seguintes formações: Formação Aluvial independente da altitude, relacionada a sedimentos fluviais quaternários; Floresta das Terras Baixas, até 50 metros de altitude; Floresta Submontana, entre 50 e 500 metros de altitude; Floresta Montana, entre 500 e 1500 metros de altitude; e Floresta Alto-Montana, acima de 1500 metros de altitude.

### 6.3 – Solos

O mapeamento dos solos da bacia do rio Bonito (LOPES *et al.*, 2001) foi realizado pelo GISP (Grupo de Investigação Solos-Paisagem) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, no projeto intitulado "Avaliação do potencial do meio físico do território para fins de planificação de uso do solo: aplicação às bacias hidrográficas nos distritos de Posse e Pedro do Rio, Petrópolis, RJ. Avaliação da capacidade de uso do solo com base fundamentalmente nas características pedológicas e geológico-geomorfológicas do território". Esse levantamento (*op.cit.*), realizado na escala 1:25 000, permitiu a identificação e classificação, segundo o atual Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (EMBRAPA, 1999), de 12 unidades de mapeamento de solos (Figura 6.3.1). As unidades identificadas foram: LATOSSOLO VERMELHO AMARELO Distrófico húmico, CHERNOSSOLO ÓRTICO típico, CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico & CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico típico, CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico latossólico & CAMBISSOLO HÁPLICO Tb distrófico Latossólico, CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico & NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico, CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico & Afloramento de Rocha, Colúvio Edafizado, NEOSSOLO FLÚVICO Tb Distrófico gleico, GLEISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico, Afloramento de Rocha, NEOSSOLO LITÓLICO Distrófico típico & Afloramento de Rocha.

**LEVANTAMENTO DE RECONHECIMENTO DETALHADO DE SOLOS  
( BACIA DO RIO BONITO, PETRÓPOLIS, RJ)**



- |   |   |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> <li>1.LAd LATOSSOLO AMARELO DISTRÓFICO HÚMICO A IDEM TEXTURA ARGILOSA FASE FLORESTA TROPICAL SUBPERENIFÓLIA RELEVO FORTE ONDULADO.</li> <li>2.LVad LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO DISTRÓFICO HÚMICO A IDEM TEXTURA ARGILOSA FASE FLORESTA TROPICAL SUBPERENIFÓLIA RELEVO FORTE ONDULADO.</li> <li>3.MXo CHERNOSSOLO HÁPLICO ÓRTICO TÍPICO A MODERADO TEXTURA ARGILOSA, IDEM FLORESTA RELEVO ONDULADO.</li> <li>4.CXd+ ASSOCIAÇÃO DE CAMBISSOLO HÚMICO DISTRÓFICO TÍPICO + CAMBISSOLO HÁPLICO T3 DISTRÓFICO TÍPICO A HÚMICO E MODERADO TEXTURA MÉDIA E ARGILOSA, IDEM FLORESTA, RELEVO FORTE ONDULADO E MONTANHOSO</li> <li>5.CHd CAMBISSOLO HÚMICO DISTRÓFICO TÍPICO A MODERADO TEXTURA MÉDIA E ARGILOSA, IDEM FLORESTA, RELEVO FORTE ONDULADO E MONTANHOSO.</li> <li>6.CHd+ ASSOCIAÇÃO DE CAMBISSOLO HÚMICO LATOSSÓLICO - CAMBISSOLO HÁPLICO T3 DISTRÓFICO LATOSSÓLICO A PROMINENTE TEXTURA MÉDIA E ARGILOSA, IDEM FLORESTA, RELEVO FORTE ONDULADO E MONTANHOSO.</li> </ul> | <ul style="list-style-type: none"> <li>7.CXd - ASSOCIAÇÃO DE CAMBISSOLO HÁPLICO T3 DISTRÓFICO TÍPICO - NEOSSOLO LÍTOLICO DISTRÓFICO TÍPICO A MODERADO E A FRACO TEXTURA MÉDIA, IDEM FLORESTA, RELEVO MONTANHOSO.</li> <li>8.CXd+ CAMBISSOLO HÁPLICO T3 DISTRÓFICO TÍPICO A MODERADO TEXTURA MÉDIA, IDEM FLORESTA, RELEVO MONTANHOSO - AFLORAMENTO DE ROCHA</li> <li>9. Cl. COLÚVIO FEAISADO A FRACO E MODERADO TEXTURA MÉDIA, IDEM FLORESTA, RELEVO ONDULADO.</li> <li>10.RVbd NEOSSOLO FLÚVICO T3 DISTRÓFICO GLEICO A HÚMICO E MODERADO TEXTURA MÉDIA E ARENOSA FASE FLORESTA DE VÁRZEA RELEVO SUAVE ONDULADO (TERRAÇOS) E PLANO.</li> <li>11.GXd GLEISSOLO HÁPLICO T3 DISTRÓFICO TÍPICO A MODERADO TEXTURA MÉDIA FASE CAMPO DE VÁRZEA RELEVO PLANO.</li> <li>12.RLd ASSOCIAÇÃO DE NEOSSOLO LÍTOLICO DISTRÓFICO TÍPICO A FRACO TEXTURA MÉDIA FLORESTA TROPICAL SUBPERENIFÓLIA RELEVO MONTANHOSO - AFLORAMENTO DE ROCHA.</li> <li>13.AR AFLORAMENTO DE ROCHA</li> </ul> |
|---|---|
- (\*) Esta "unidade de mapeamento" foi idealizada por MAFRA (1997) na tentativa de delimitar cartograficamente a área de ocorrência destes materiais pré-efraizados, encontrados na seqüência de meia encosta e sôco, caracterizados como depósitos colúvies sem pedogênese definida, para os quais não existe uma correspondência no Sistema Brasileiro de Classificação (1999 e anterior)

Figura 6.3.1 – Levantamento de Reconhecimento Detalhado de Solos (GISP-UERJ)

Estudos realizados por MAFRA *et al.* (1999), MENDES (2001), MENDES *et al.* (2002a) para essas unidades de mapeamento, baseadas em características físicas, mineralógicas e químicas, evidenciaram uma diferenciação na pedogênese desenvolvida a partir de um mesmo material de formação (aluvial), incluindo-se, de acordo com MENDES (2001), a possível relação existente entre o condicionamento estrutural da bacia e a diferenciação na pedogênese associada ao material de origem aluvial.

Entre os elementos que melhor expressam a identificação da pedogênese, MENDES (2001) destaca o desenvolvimento expressivo de seções verticais localizadas em unidade de compartimentação geomorfológica definida como vales suspensos (alvéolos), apresentando-se superior ao constatado para perfis situados nos fundos de vale, em situações de terraços e zonas de depressão; a transformação de uma cobertura inicial em outra cobertura, com a ocorrência de solos com horizonte B câmbico; o desenvolvimento de horizontes glei a 100 cm de profundidade em situação de vale suspenso, sendo um indicativo de que o ambiente aluvial em que foram formados estes solos estaria sujeito à saturação de água por períodos significativos, fato que promoveria uma drenagem deficiente; além de um aumento gradual nos percentuais de argila em profundidade.

Embora não se constitua um dos objetivos da pesquisa discutir os processos associados ao desenvolvimento e evolução dos solos, é fundamental ressaltar aqui a importância do desenvolvimento dessa discussão na área de estudos, assim como em outras áreas que possam contribuir para o entendimento sobre a evolução solo-paisagem, considerando-se que a compreensão da dinâmica que envolve o comportamento e a distribuição dos solos na paisagem tem levado pesquisadores a se dedicarem, nas últimas décadas, a estudos que integram diferentes áreas, como a geologia, a geomorfologia, a pedologia e a hidrologia. De acordo com BIGARELLA *et al.* (1996), a integração de informações geológicas, geomorfológicas e pedológicas permite a melhor compreensão da evolução dos solos no espaço e no tempo, bem como relacionar os processos pedogenéticos com suas variáveis ambientais.

O crescimento rápido na utilização de solos no estudo da evolução da paisagem levou McFADDEN & KNUEPFER (1990) a reconhecer que os solos formam uma parte essencial entre todos os elementos da paisagem e todas as superfícies geomórficas. Dessa forma, "*a história da evolução da paisagem está intimamente vinculada com a história de desenvolvimento do solo*" (*op.cit.*). A união entre a pedologia e os estudos de processos superficiais, promoveu uma decisiva estruturação não apenas para os estudos ligados à gênese de solos, mas também para os estudos associados à evolução e/ou estabilidade dos elementos da paisagem (*op.cit.*).

Transformações relacionadas a mudanças do clima, movimentos tectônicos, diferenciação dos solos e utilização dos solos pelo homem, influenciam todos os elementos do meio, resultando numa modificação importante na orientação e no desenvolvimento de mecanismos pedológicos (RUELLAN, 1985). Com a alteração dos solos e dos caracteres pedológicos ocorre uma transformação progressiva das condições de sua pedogênese e das condições da pedogênese dos solos adjacentes, o que pode resultar, no decorrer de seu desenvolvimento, numa modificação no corpo do solo com significativa alteração dos regimes hidrológicos e biológicos (*op.cit.*).

Analisando a influência da tectônica ressurgente nas formas do relevo e na distribuição dos solos, SILVA *et al.* (1999) observam que nas últimas décadas têm sido demonstrado que muitas regiões foram submetidas a manifestações tectônicas recentes, o que sugere a necessidade de uma revisão dos modelos de evolução dessas paisagens, com base na incorporação do fator tectônico, que apresenta forte influência na distribuição dos solos. Evidências da participação da neotectônica na dinâmica da paisagem, associadas a atributos do relevo e dos solos, possibilitaram o estabelecimento de um modelo de evolução na qual a neotectônica assume papel fundamental.

MARQUES JÚNIOR & LEPSCH (2000), relacionam o desenvolvimento de solos sobre depósitos neocenozóicos na região de Monte Alto (SP) a eventos neotectônicos, com a geração de blocos rebaixados (grábens) e soerguidos (horstes). A caracterização física, química e mineralógica, assim como micromorfológica de materiais de solos relativos a depósitos superficiais, em conjunto com a compreensão de eventos relacionados a neotectônica e aos episódios associados a fases de morfogênese, teve a sua importância atestada pelos autores para a compreensão das superfícies geomórficas e seus respectivos solos.

Dessa maneira, observa-se a importância de uma abordagem multidisciplinar para a compreensão da evolução dos solos e de sua relação com a evolução do relevo. A pesquisa aqui apresentada representa uma base para o aprofundamento dessa investigação já que discute, a partir dos pressupostos teóricos apresentados a seguir, a relação existente entre as estruturas geológicas e a dinâmica geomorfológica da área, que exercem fundamental influência nos processos de formação e evolução das coberturas superficiais.

## 7 – BASE TEÓRICA

### 7.1 – Tectônica (neotectônica)

O termo Neotectônica foi utilizado pela primeira vez, em 1948, pelo geólogo soviético V.A. Obruchev, que o relacionou aos movimentos da crosta terrestre que ocorreram no Terciário Superior (Mioceno e Plioceno) e no Quaternário e que desempenharam um papel decisivo na configuração da topografia atual (SAADI, 1993). Para ANGELIER (1976), a Neotectônica trataria do período no qual as observações geofísicas poderiam ser extrapoladas à luz dos dados geológicos. Já para VITA FINZI (1986), a Neotectônica deveria tratar das deformações do Cenozóico tardio.

MÖRNER (*apud* SUGUIO, 1999) não encontra motivos para o estabelecimento de um limite inferior de idade na maior parte das definições sobre a Neotectônica. Porém, esse autor admite a intensa atividade tectônica que caracterizou os últimos 3 a 2,5 Ma (Plioceno Médio), o que causou soerguimentos e subsidências e que poderia ter impulsionado mudanças nas circulações atmosféricas e oceanográficas que teriam se somado a outros fatores para deflagrar as glaciações.

Em 1978, a Associação Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA) adotou a definição que considera os movimentos neotectônicos como qualquer movimento ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, independentemente de sua idade, implicações práticas e extrapolações futuras. Considera-se a partir de então todas as deformações de caráter rúptil e/ou dúctil, que ocorram no período neotectônico (SAADI, 1993; HASUI & COSTA, 1996). De acordo com HASUI & COSTA (*op.cit.*), essa conceituação definida pela INQUA generaliza o objeto de estudo, estabelece objetivos amplos, exclui a questão cronológica e aplicações, incorporando as diversas concepções existentes.

SAADI (1993), comentando a respeito da dificuldade de delimitação deste período, justifica a inexistência de uma fixação de um período neotectônico universal pela diferenciação de tensões relacionadas a diferentes estágios de evolução tectônica a que estão submetidas às várias partes do globo, além de serem localizadas em áreas distintas no que se refere ao arranjo das placas litosféricas. Dessa forma, o início do período neotectônico depende das características individuais de cada ambiente geológico (PAVLIDES, 1989).

O consenso existente entre os autores a respeito da Neotectônica considera que o objeto de estudo são os movimentos tectônicos mais novos da história geológica, isto é, os movimentos relacionados ao campo tensional ou regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das

placas atuais (MESCHERIKOV, 1968; MERCIER, 1976 e 1978; WALLACE, 1986; HANCOCK & WILLIAMS, 1986; STEWART & HANCOCK, 1994 *apud* HASUI & COSTA, 1996, SUMMERFIELD, 1991).

No caso brasileiro, HASUI (1990a) considera que a Neotectônica abrangeria o intervalo de tempo geológico a partir da intensificação dos processos de deriva continental, após meados do Terciário até hoje, como manifestações geológicas que estariam restritas ao ambiente intraplaca. Mesmo considerando a dificuldade de se efetuar uma datação exata para o início deste regime, marca o advento da Neotectônica no Brasil a partir do início da deposição da Formação Barreiras, do fechamento da sedimentação nas bacias marginais e da conclusão das manifestações magmáticas no território, em torno do Mioceno Médio (12 Ma), Terciário Inferior.

FREITAS (1951ab;1956), RUELLAN (1944), ALMEIDA (1967) e outros, já se referiam a movimentos recentes desde meados do século passado, mas somente a partir da década de 80 surgiram os primeiros trabalhos sobre a atividade neotectônica na Plataforma Brasileira e, em especial, na Região Sudeste (SAADI, 1990, 1993; RICCOMINI, 1989; HASUI, 1990ab; HASUI & COSTA, 1996; HASUI *et al.*, 1998; SANTOS, 1999; GONTIJO *et al.*, 1998, 2002; GONTIJO, 1999; FERRARI, 2001 e HIRUMA *et al.*, 2001), impulsionados especialmente pela crescente preocupação quanto à estabilidade geológica das áreas na medida em que é observado um crescimento urbano-industrial significativo e, dessa forma, a necessidade de implantação de obras de engenharia de grande porte. Ressalta-se, inclusive, a execução de estudos de sismicidade (HASUI *et al.*, 1982; ASSUMPTÃO, 1989) e da análise de traços de fissão (GALLAGHER *et al.*, 1995; RIBEIRO, 1996; RIBEIRO, 2003; HACKSPACHER *et al.*, 1999; TELLO *et al.*, 2003; HACKSPACHER *et al.*, 2004) que indicam soerguimentos e erosão gradual a partir do cretáceo, fornecendo fundamental apoio aos estudos.

Os esforços a que as regiões intraplaca estão submetidas ocorrem de maneira diferenciada quando comparados com o comportamento de áreas próximas às margens tectonicamente ativas, onde os reflexos dos pulsos tectônicos relacionados ao contato entre as placas são observados de maneira mais direta (SALVADOR & RICCOMINI, 1995). Com o afastamento dessas zonas ativas, os esforços na crosta são influenciados por fatores locais, como proximidade com a margem continental e a carga de sedimentos acumulada, além de descontinuidades pré-existentes que são reativadas (*op.cit.*). Essas estruturas do embasamento reativadas associam-se a zonas de cisalhamento brasileiras, com orientação ENE, geradas por um evento tectônico pós-colisional (HEILBRON *et al.*, 2000) e que se comportam como zonas de fraqueza preferencial (FERRARI, 2001).

A identificação dos movimentos tectônicos no tempo e no espaço envolve um amplo leque de métodos e técnicas, o que evidencia o seu caráter multidisciplinar. De acordo com HASUI & COSTA (1996), esses métodos classificam-se em geológicos (históricos, arqueológicos, geomorfológicos, tectônicos, estratigráficos, eustáticos, paleossísmicos etc), geofísicos (geodésicos, sismológicos, gravimétricos, geotermiais, determinação de tensões, sísmica de reflexão, imageamento por fotos aéreas e sensores remotos etc) e geoquímicos (pedogênese, comportamento de elementos, emanações de radônio, etc).

Segundo DEFFONTAINES (*apud* SUGUIO, 1999), em escala regional, a utilização de índices morfométricos, tais como, a densidade da drenagem ou gradiente hidráulico, pode auxiliar na detecção de descontinuidades da crosta terrestre relacionadas à deformação neotectônica.

As falhas geológicas constituem um dos principais elementos nos estudos neotectônicos, originando anomalias no relevo, sendo a feição representada pela escarpa de falha uma de suas manifestações superficiais (SUGUIO, 1999). Após a movimentação da falha, a superfície do terreno é submetida ao intemperismo e erosão, de modo que a escarpa de falha perde a forma original. Essas escarpas de falha podem definir lineamentos, embora nem todas as feições deste tipo tenham sido originadas por tectonismo (*op.cit.*).

Tais lineamentos são definidos por O'LEARY *et al.* (1976) como uma "feição linear simples ou composta, mapeável, cujas partes são alinhadas de forma retilínea ou levemente curvilínea que diferem do padrão de feições adjacentes e que presumivelmente refletem um fenômeno de subsuperfície". OLLIER (1981), por sua vez, destaca que o seu estudo envolve dois estágios: o primeiro, associado ao reconhecimento e definição do lineamento e, o segundo, que se refere a sua interpretação.

## 7.2 – Morfotectônica e Morfoestruturas

Para que os objetivos do estudo fossem alcançados, mostrou-se necessário o conhecimento da *morfotectônica* associada à área de estudos, ou seja, o entendimento a respeito da interação entre a paisagem e os movimentos tectônicos (PANIZZA, 1982) ou entre a estrutura geológica e paisagem (OLLIER, 1991), e que, segundo RAMÍREZ-HERRERA *et al.* (1994) não se associa apenas com as feições de macro escala, mas também de efeitos dos processos tectônicos em escala de maior detalhe, em tempos geológicos recentes ou mesmo atuais, que envolve movimentos verticais e horizontais, processos erosivos e deposicionais, assim como com as formas do relevo (BULL & WALLACE, 1985).

Existem várias linhas de interesse envolvidas na pesquisa morfotectônica e, de acordo com EMBLETON (1987), se insere o estudo do relevo como indicador sensitivo dos movimentos tectônicos, sendo destacado o estudo de linhas de costa e terraços de rios no fornecimento de evidências de falhamentos ou basculamentos, da deformação das superfícies de aplainamento, de efeitos morfológicos de terremotos recentes e contemporâneos com formas tectônicas diretas (escarpas de falha) e formas indiretas (movimentos de massa) e a utilização de evidências geomorfológicas para prognosticar terremotos. GOY *et al.* (1991) apresentaram um modelo de mapa morfotectônico onde dividiram as anomalias geomorfológicas indicadoras de atividades neotectônicas em cinco grupos, relacionadas a escarpas de falha e lineamentos; depósitos superficiais deformados; interflúvios e vertentes; rede de drenagem; e à disposição geométrica-espacial dos depósitos superficiais.

As Morfoestruturas são unidades do relevo geradas pela combinação de atividade tectônica e clima, arranjadas de forma hierárquica e que se referem desde a megamorfoestruturas, como uma cadeia meso-oceânica, por exemplo, a micromorfoestruturas, como um vale controlado por falha (EVERETT *et al.*; GERASIMOV *apud* SANTOS, 1999). Entre as morfoestruturas geradas, diversas são produzidas por períodos alternados entre soerguimento, com atuação de dissecação, e estabilização, resultando em superfícies de aplainamento regionais (*op.cit.*).

Para SAADI (1991) morfoestrutura corresponde a uma unidade morfológica com características que indicam um nítido controle exercido pelo arcabouço litoestrutural, que atua passivamente, sendo a erosão responsável pela elaboração da paisagem. Associa-se, dessa forma, a uma combinação entre um elemento relativamente estável, a estrutura, e um elemento dinâmico, como as formas de relevo associadas à dinâmica erosiva (BIROT *apud* SAADI, 1991).

### 7.3 - Relação entre drenagem e tectônica

É reconhecida a influência do clima e da litologia nos padrões de drenagem, mas deve ser destacado o controle estrutural e tectônico no desenvolvimento e configuração da rede de drenagem, muitas vezes expresso por anomalias, que são discordâncias locais da drenagem regional e/ou dos padrões de canais, que sugerem desvios topográficos ou estruturais (HOWARD, 1967). São anomalias: retilinidade, ocorrência localizada e abrupta de meandros, meandros comprimidos, trancamento abrupto e localizado, estreitamento ou alargamento de vales, represamento de pântanos, preenchimento aluvial e curvas e voltas abruptas na drenagem (*op.cit.*).

Diversos trabalhos abordam a influência do controle estrutural e tectônico no desenvolvimento e configuração da rede de drenagem, destacando-se os trabalhos de: HOWARD (1967), BANNISTER (1980), SCHEIDEGGER (1980), OLLIER (1981), OUCHI (1985), MORISAWA (1985), MORISAWA & HACK (1985), COX (1994), BISHOP (1995), BISHOP & BOUSQUET (1989), SUMMERFIELD (1991), DEFFONTAINES & CHOROWI (1991), DEFFONTAINES (1992), JACKSON & LEEDER (1994), DEROIN & DEFFONTAINES (1995), KELLER & PINTER (1996), SCHUMM (1981, 1985, 1986), SCHUMM et al. (2000), entre outros.

PANIZZA (1982), apresentando as bases da pesquisa morfotectônica, destaca feições típicas associadas aos efeitos indiretos de movimentações tectônicas na rede de drenagem, como retilinidade e assimetria de vales, deflexões de canais, confluências contrárias de canais, assim como capturas de canais.

A tectônica de placas e a evolução associada de margens passivas, segundo BISHOP (1995), forneceram novas bases para a evolução da paisagem de longo termo e para a reconstituição da história da drenagem, atuando no rearranjo da drenagem em macroescala. Para o autor, o rearranjo da rede de drenagem pode ser evidenciado de três formas: por captura (*piracy*), que envolve a captura de uma drenagem por um sistema de drenagem adjacente pós erosão regressiva; por desvio (*diversion*), associado a um redirecionamento da drenagem que resulta da migração do canal devido a tectonismo (basculamento, domeamento, soerguimento, etc) ou fluxos de alta magnitude; e decaptação (*beheading*), relacionada à apropriação ou subtração da área de uma bacia para outra bacia adjacente, sem a preservação das linhas de drenagem da área subtraída.

O desenvolvimento de várias feições de significado morfológico está associado a processos de rearranjo de drenagem, tais como: cotovelo (*elbow of capture*) (BISHOP, 1995), níveis de base locais (*knickpoint*), *barded drainage*, vales secos (*wind gap*) (BISHOP, 1995), terraços rochosos (*strath terrace*) (KELLER & PINTER, 1996), deslocamento de drenagem (*offset*) (SUMMERFIELD, 1991).

Segundo SUMMERFIELD (1991), o controle tectônico pode atuar no desenvolvimento da drenagem de maneira ativa ou passiva, permitindo também a sua utilização como uma base de reconhecimento e classificação de estruturas geológicas na análise de fotos aéreas e satélites.

Ainda de acordo com o autor (*op.cit.*), o controle estrutural ativo se reflete em falhamento ativo e dobramento ativo e basculamento. O falhamento ativo apresenta como efeito feições como vales lineares, vales suspensos, canais deslocados, terraços e quebras na superfície topográfica. Já as feições resultantes de dobramento ativo se refletem em drenagem antecedente, incisão do canal e agradação. O controle estrutural passivo é observado em traços de falha, basculamento, domos, anticlinais e sinclinais, lineação e juntas. Como efeitos, os traços de falha exibem feições como vales lineares, vales suspensos, canais deslocados, terraços e quebras na superfície topográfica. As feições associadas ao basculamento são a ocorrência de drenagem treliça, drenagem paralela e canais assimétricos. O domeamento resulta em geração de drenagem radial e anelar rios superimpostos. Já o controle associado aos anticlinais e sinclinais geram drenagem treliça e rios superimpostos. A lineação é observada em vales assimétricos e canais lineares. E, finalmente, a ocorrência de juntas resulta na geração de drenagem retangular.

SANTOS (1999) discute o papel da atividade tectônica cenozóica e do controle tectono-estrutural a ela associado na modificação da paisagem em área que incorpora parte da serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande (bacia de Aiuruoca), destacando o rearranjo da rede de drenagem através de processos de captura, desvio, decaptação de cabeceiras ou de linhas de drenagem, como já observados por BISHOP (1995), e que são evidenciados por feições como deslocamento de drenagens, vales secos, *knickpoints*, cotovelos, migração de rios, cinturões de meandros abandonados, aumentos bruscos de sinuosidade, assimetria, incisão em planícies aluviais, *canyons* e rejuvenescimento de cabeceiras.

As anomalias observadas por SANTOS (1999) concentram-se ao longo dos feixes transcorrentes dextrais E-W e, subordinadamente ao longo de zonas de falha NE, NNW e NNE, que não apenas atuam no controle da rede de drenagem, mas também dos principais desnivelamentos altimétricos do relevo.

Ao propor um quadro das relações entre os condicionantes neotectônicos do relevo e a distribuição de formas erosivas e deposicionais, FERREIRA (2001) apresenta a manifestação da atividade tectônica na área na distribuição de compartimentos morfoestruturais, também condicionados por reativação de descontinuidades pré-existentes, que configuram blocos soerguidos e abatidos, na preservação de sedimentos terciários e quaternários, na reorganização da rede de drenagem, com identificação de feições de anomalias de drenagem como as encontradas por SANTOS (1999) também na Superfície do Alto Rio Grande. O autor ainda chama a atenção para a ocorrência de vales suspensos alinhados, orientação de cinturões meândricos abandonados, retenção de sedimentos, além do desenvolvimento de degraus no perfil longitudinal dos rios, que registram momentos episódicos de atividade tectônica.

A análise do perfil longitudinal de rios pode fornecer importantes informações quanto ao estado de equilíbrio da paisagem a qual está associado. O perfil longitudinal de um rio, segundo CHRISTOFOLETI (1980), apresenta a sua declividade, ou gradiente, sendo a representação visual da relação entre a altimetria e o comprimento do curso de água. A designação do perfil longitudinal está associada ao equilíbrio do curso de água e os cursos que apresentam um perfil característico côncavo para o céu, com declividades maiores em direção da nascente e valores cada vez menores em direção ao nível de base são considerados como rios equilibrados, sendo GILBERT, em 1887, quem empregou inicialmente o termo *rio equilibrado (graded stream)*, assinalando o ajustamento entre os setores de um mesmo rio e entre os elementos da rede de drenagem.

A concavidade do perfil longitudinal e, por sua vez, a concepção de equilíbrio fluvial, de acordo com a discussão proposta por CHRISTOFOLETTI (1980) vincula-se a variáveis como débito, carga detrítica fornecida ao rio, granulometria dos detritos, resistência ao fluxo, velocidade da água, largura, profundidade e declividade do canal.

Estudos associados à dinâmica fluvial apontam a relação entre condições de instabilidade tectônica, sejam elas pretéritas ou recentes, a alterações no nível de base e no traçado do perfil longitudinal dos rios (WELLS *et al.*, 1988; MILLER, 1991; SCHUMM, 1993; MERRITTS *et al.*, 1994; SEIDL *et al.*, 1994; KELLER & PINTER, 1996; MAGALHÃES Jr. & TRINDADE, 1996; FORMENTO-TRIGILIO & PAZZAGLIA, 1998; GONTIJO, 1999) e que podem ser identificadas por rupturas bruscas no perfil (MAGALHÃES Jr. & TRINDADE, 1996). As feições que podem ser encontradas em tais rupturas no perfil longitudinal associadas ao desnivelamento são *knickpoints*, com a sua gênese atribuída a variações litológicas ou a presença de estruturas resultantes de movimentações tectônicas.

#### 7.4 – Processos de sedimentação

O avanço no reconhecimento e interpretação dos materiais friáveis que recobrem o modelado levou a Geomorfologia a incorporar o estudo desses materiais ao de geometria das formas de relevo (QUEIROZ NETO, 1997). Esses materiais friáveis, meteorizados, foram denominados como formações superficiais, relacionadas às alterações das rochas (alteritas, solos, materiais retrabalhados) e que, por erosão e sedimentação, constituirão as formações sedimentares clássicas de construção (*op. cit.*).

As formações superficiais foram reconhecidas como autóctones e alóctones. Formações superficiais autóctones constituem perfis de solo desenvolvidos diretamente no substrato geológico, nos climas tropicais úmidos. Já as formações superficiais alóctones correspondem a materiais que recobrem o substrato geológico, não resultando diretamente de sua alteração, mas de remanejamentos, retrabalhamentos, transporte e deposição ao longo das encostas de materiais de natureza e constituição estranhas a esse substrato (QUEIROZ NETO, 1997).

Diversos trabalhos procuram discutir a atuação de processos deposicionais e erosivos na evolução geomorfológica, associados tanto aos domínios fluviais (SCHUMM, 1973; LEOPOLD & BULL, 1979; LEOPOLD *et al.*, 1964; BIGARELLA & MOUSINHO, 1965, entre outros) quanto aos domínios de encosta (FRYE & WILLMAN, 1962; MEIS & MONTEIRO, 1979; MEIS & MOURA, 1984; MOURA & MEIS, 1986; MOURA, 1990; MOURA & MELLO, 1991; MELLO *et al.*, 1991; MELLO, 1992; COELHO NETO *et al.*, 1994; MELLO *et al.*, 1995ab, entre outros), no âmbito nacional e internacional.

Especialmente no âmbito nacional, destacam-se os trabalhos que foram desenvolvidos na região do Médio Vale do rio Paraíba do Sul que a partir de análises geomorfológicas e estratigráficas buscam o entendimento das condições associadas à elaboração dos “complexos de rampas de colúvio” e terraços fluviais e, sobretudo, da evolução do Planalto Sudeste do Brasil, durante o Quaternário. Os processos de sedimentação nessa área são foco de atenção nos estudos, que reconhecem várias fases de erosão e sedimentação relativas aos depósitos quaternários, associadas às várias fases de “instabilidade” e “estabilidade” na paisagem.

Segundo LEOPOLD *et al.* (1964), o conjunto alúvio e colúvio são formadores de um complexo de preenchimento do fundo dos vales. A responsabilidade pelas feições morfológicas apresentadas seriam atribuídas às variações na intensidade e recenticidade de cada um dos processos de deposição. Em condições de equilíbrio, a entrada e saída de sedimentos deslocados ao longo do vale são equivalentes, mas com a ocorrência de um rompimento das condições de equilíbrio por mudanças tectônicas (ou do nível de

base) ou do regime hidrológico, incluindo-se alterações no suprimento de água e sedimentos, ocorre a agradiação ou degradação nos fundos de vale.

DANTAS & COELHO NETTO (1991), SILVA *et al.* (1993), DANTAS (1995) DANTAS *et al.* (1994), DANTAS *et al.* (1995), discutindo o papel do controle lito-estrutural no desenvolvimento do modelado do relevo identificam uma sucessão de alvéolos e estrangulamentos nos fundos dos vales principais da bacia do rio bananal, no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, que se refletem no controle da sedimentação na área, pois estão vinculadas a ocorrência de níveis de base locais que produzem extensos alvéolos à montante. Os vales apresentam-se estreitos e encaixados e com pouca sedimentação à jusante do nível de base local e, à montante, amplos e entulhados de sedimentos fluviais, geralmente interdigitados com feições de leques aluviais e colúvios.

As seções estranguladas nos fundos de vale estão associadas a dois fatores principais, um primeiro, ligado ao ângulo formado entre o bandamento/foliação principal ( $S_n$ ) e a direção do segmento do canal, ou seja, quando a direção do canal é discordante em relação ao *strike* da foliação e, um segundo fator, associado à ocorrência de litologia diferencial, litologias mais resistentes que cruzam o eixo dos vales, sendo que o controle estrutural mais expressivo consiste na orientação do fraturamento em relação à foliação (SILVA *et al.*, 1993).

GONTIJO (1999), em estudo desenvolvido no Médio Vale do rio Paraíba do Sul, atesta que a sedimentação aluvial, associada a terraços e planícies na área é fortemente controlada por lineamentos estruturais e falhas, com orientação predominante NE-SW, ao longo das quais ocorre o encaixamento dos canais. A presença de soleiras, associadas aos lineamentos de direção E-W a NW-SE interrompe a sedimentação, causando o estrangulamento da drenagem e desenvolvimento de alvéolos alongados na direção NE-SW. Já a sedimentação coluvial na área caracteriza-se por rampas de fluxos de detritos, associadas a processos erosivos lentos e rápidos, relacionados a várias fases de retrabalhamento das encostas e que pode ser encontrada em interdigitação com a sedimentação aluvial ou recobrando a paisagem atual (*op.cit.*).

Para o autor a tectônica do Mesozóico-Cenozóico foi responsável pelo controle tectônico e estrutural na região, cujas características da espessa seqüência sedimentar, associada aos sucessivos eventos coluviais e aluviais, testemunham as variações ambientais que ocorreram desde então, no que se refere a atividades neotectônicas e climáticas.

Os processos de sedimentação de depósitos coluviais e aluviais resultaram, de acordo com RICCOMINI (1989), da estabilidade tectônica atribuída ao Pleistoceno Superior, como consequência da erosão dos altos estruturais formados na passagem Oligoceno-Mioceno, período de compressão NE e extensão NW. Ainda de acordo com o autor, outras soleiras foram geradas após essa sedimentação, mas por um regime transcorrente E-W, definindo a atual distribuição dos sedimentos.

Cabe aqui destacar que importantes influências tectônicas e paleoclimáticas na sedimentação e evolução de bacias podem ser identificadas a partir de estudos desenvolvidos em depósitos sedimentares, que são os principais indicadores da existência de relevo resultante de soerguimento litosférico em margens continentais e de falhamentos intra-cratônico (RUST & KOSTER, 1984). A forma da bacia, a orientação e mergulho dos paleo-declives, a elevação da área fonte e a taxa relativa de subsidência controla a arquitetura dos depósitos (RUST & KOSTER, 1984; MIALL, 1990).

A gênese dos sedimentos aluviais está ligada ao soerguimento de uma área fonte, que é erodida e fornecedora de detritos (geralmente de granulação grossa, como cascalhos e areias) que se acumulam sob a forma de leques aluviais na zona rebaixada adjacente. Os fluxos canalizados ou fluxos de massa escoam de uma garganta ou vale confinado para uma bacia e são depositados pela falta de confinamento, que permite a expansão horizontal e a desaceleração do fluxo (COLLINSON, 1986).

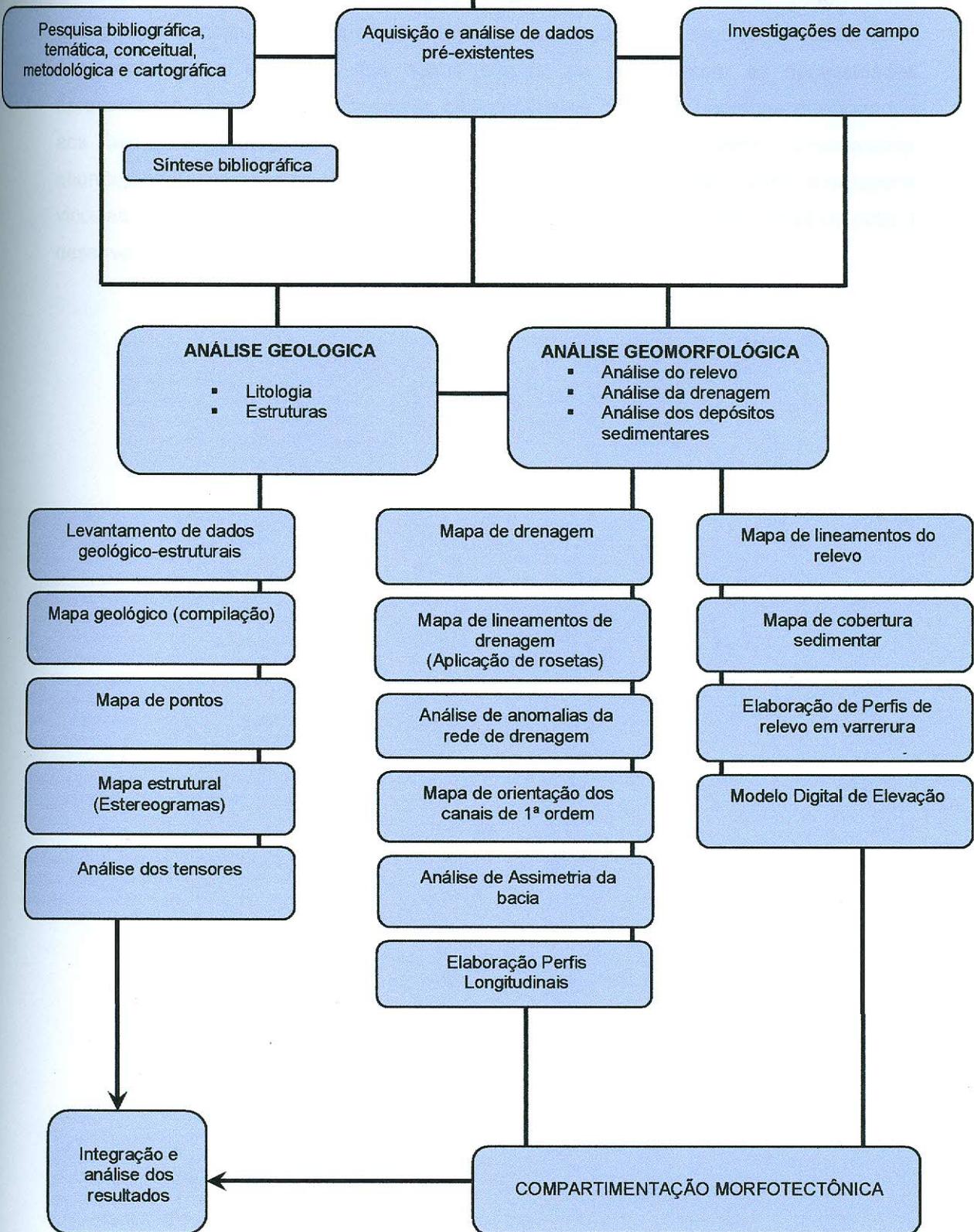
RUST & KOSTER (1984) distinguem os depósitos aluviais em dois diferentes tipos de ambientes deposicionais: os rios *braided* e *braidplains*, que são depósitos esparsos que se formam em resposta a soerguimentos tectônicos maiores, e os leques aluviais, que são acumulações localizadas, formadas em posição adjacente a escarpas de falhas.

## 8 – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Considerando a abordagem multidisciplinar da pesquisa, as atividades realizadas para o desenvolvimento da pesquisa foram executadas em etapas que permitissem alcançar os objetivos aqui propostos e, dessa forma, envolveram procedimentos e técnicas da Geologia Estrutural e Tectônica e Geomorfologia.

Os procedimentos metodológicos são apresentados de maneira resumida no fluxograma a seguir (Figura 8.1) e posteriormente descritos sucintamente. O fluxograma permite uma visualização em conjunto das etapas associadas ao desenvolvimento da pesquisa e que culminaram com a integração e análise dos resultados obtidos em cada etapa.

**TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ)**



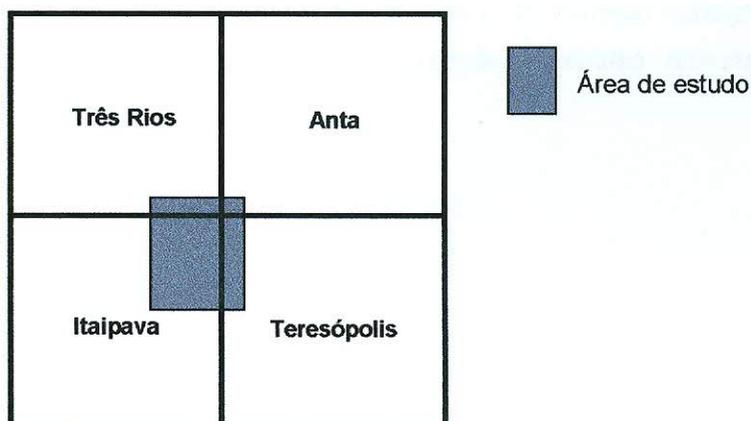
**Figura 8.1** – Fluxograma de procedimentos metodológicos adotados na pesquisa e produtos gerados.

## 8.1 – Embasamento teórico-metodológico

A pesquisa bibliográfica temática, conceitual e metodológica, assim como cartográfica constituiu uma fase da etapa de execução da pesquisa, precedendo e acompanhando a execução das outras etapas, de acordo com as necessidades apresentadas. O enfoque da pesquisa bibliográfica se referiu a trabalhos relacionados aos aspectos geológicos e geomorfológicos a serem discutidos, considerando abordagens associadas ao contexto tanto local como regional, assim como abordagens vinculadas a contextos internacionais, mas que, certamente, poderiam contribuir para o desenvolvimento da pesquisa.

## 8.2 – Aquisição e análise de dados pré-existentes

O material cartográfico que serviu de apoio para a pesquisa constitui-se por cartas topográficas na escala de 1:50 000, folhas Três Rios (IBGE, 1966), Anta (IBGE, 1974), Teresópolis (IBGE, 1983) e Itaipava (IBGE, 1986), cedidas pelo Departamento de Cartografia (DECART) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) em formato digital e na escala de 1:10 000 (PREFEITURA MUNICIPAL DE PETRÓPOLIS, 1994), nomenclatura: SF.23-Z-B-I-4-NE-B, SF.23-Z-B-I-2-SE-F, SF.23-Z-B-I-2-SE-D e SF.23-Z-B-I-4-NE-D; e bases geológicas bases geológicas correspondentes às folhas Três Rios, Anta, Teresópolis e Itaipava do IBGE, cedidas pelo TEKTOS-UERJ (Grupo de Pesquisa em Geotectônica da faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro), vinculadas ao Mapa Tectônico da Faixa Ribeira Central (FGEL-UERJ-TEKTOS, inédito).



**Figura 8.2.1** – Esquema da articulação das cartas topográficas, na escala de 1: 50 000, utilizadas na pesquisa e localização da área de estudo.

A possibilidade de utilização de bases cartográficas em formato digital do IBGE está vinculada ao projeto de constituição de uma base de dados cartográficos digitais de abrangência nacional, denominada Mapoteca Topográfica Digital (MTD), atuando no apoio ao mapeamento e aos sistemas de informações geográficas (DELOU *et al.*, 1993). Este projeto baseia-se na transformação do mapeamento existente para o meio digital a partir da digitalização das bases cartográficas originais através de scanner, gerando um arquivo raster e, posteriormente, execução da conversão de tal arquivo para o formato vetorial. O formato raster associa-se a um quadro ou matriz com células (pixel), baseadas em linhas e colunas, às quais associam-se valores, que permitem reconhecer os objetos sob a forma de imagem digital. O formato vetorial refere-se a pontos, linhas e áreas formadas pela ligação de dois eixos de coordenadas x,y (AGLIO *et al.*, 1999; ROCHA, 2000).

Os dados cartográficos, de acordo com a metodologia utilizada pelo IBGE, estão estruturados na base de dados em 8 categorias ou níveis de informação, como hipsografia, hidrografia, sistema viário, limites, obras e edificações, localidade, pontos de referência e vegetação (DELOU *et al.*, 1993; ROCHA, 2000).

A partir dos dados e informações obtidos em campo e do material cartográfico disponível foi efetuada uma sistematização das informações, exibidas através de mapeamentos para posterior interpretação.

### 8.3 – Investigações de campo

As atividades em campo tiveram como objetivo observar as condições associadas ao quadro geológico-estrutural, geomorfológico, especialmente em relação à caracterização da cobertura sedimentar e ao condicionamento da rede de drenagem e do relevo.

Com o suporte de material cartográfico pré-existente e de procedimentos e técnicas da Geologia Estrutural e Tectônica foram observados afloramentos e reconhecidas estruturas como foliação, planos de falhas, inclusive com estrias e indicadores cinemáticos, fraturas e diques, sendo de fundamental importância em campo a observação de aspectos referentes a relação entre as estruturas identificadas e mapeadas e os aspectos geomorfológicos locais.

#### 8.4 – Análise geológica e estrutural

- **Reconhecimento das unidades litológicas mapeadas** – Apoiada em material cartográfico disponível, referente a bases geológicas correspondentes às folhas Três Rios, Anta, Teresópolis e Itaipava do IBGE, cedidas pelo TEKTOS-UERJ (Grupo de Pesquisa em Geotectônica da faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro), vinculadas ao Mapa Tectônico da Faixa Ribeira Central (FGEL-UERJ-TEKTOS (Inédito).
- **Caracterização estrutural** – Foi realizada em campo a partir de 25 pontos amostrados, totalizando 309 estruturas medidas, identificadas como falhas, estrias, juntas, no embasamento e em diques e indicadores cinemáticos que serviram de base para a elaboração dos diagramas estruturais e para a caracterização do comportamento tectônico de tais estruturas na área. Os dados foram tratados segundo os conceitos de Geologia Estrutural, de acordo com as técnicas de ARTHAUD (1969), para definição dos planos de movimentos e a distribuição dos pólos dos planos, e dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER, 1977), para reconhecimento dos eixos de compressão e de distensão, buscando compreender a geometria e cinemática das falhas identificadas. Foram utilizados para a aplicação das técnicas os programas STERONET e TECTONICS FP (Versão DEMO). Tais dados permitem entender o condicionamento das estruturas com a geomorfologia da área, assim como com o quadro geomorfológico regional.
- **Mapa de Pontos** (Figura 9.2.1) – Foi gerado com o intuito de apresentar a visualização dos pontos de obtenção de dados estruturais em campo, a partir das coordenadas em UTM dos pontos obtidos em campo pelo GPS (*Global Position System*). O mapa foi gerado no Programa *Arc View*, sendo adicionadas numa tabela as coordenadas em UTM e os respectivos pontos a elas associados.
- **Estereogramas (diagramas de contornos e projeções ciclográficas)** – A partir da inserção dos dados estruturais (planos de falhas, estrias, indicadores cinemáticos, fraturas e diques) medidos em campo foram gerados no programa *STERONET* e *TECTONICS FP* (VERSÃO demo).

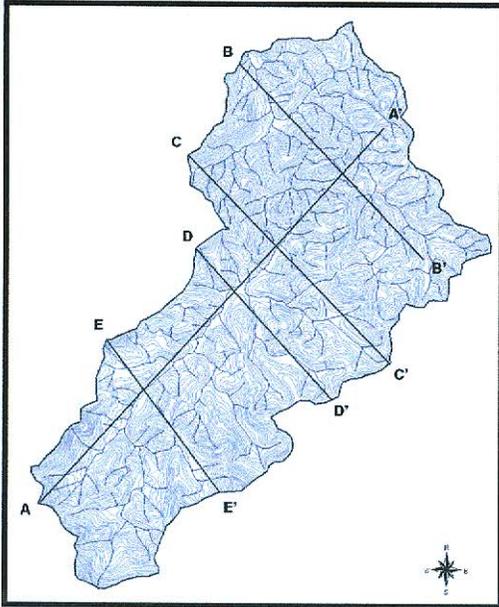
## 8.5 – Análise geomorfológica

- **Mapa de drenagem** (Figura 10.1.1.1) – destacando a importância da rede de drenagem nos estudos tectônicos, foi elaborado a partir das cartas topográficas na escala de 1:50 000 (IBGE, 1966,1974, 1983, 1986), com o apoio das cartas na escala de 1: 10 000 (PREFEITURA MUNICIPAL DE PETRÓPOLIS, 1994) para a realização do adensamento da rede de drenagem, ou seja, o traçado de canais de drenagem não exibidos na escala 1:50 000.
- **Mapa de coberturas sedimentares** (Figura 9.1.3.1) – a partir das cartas topográficas na escala de 1:50 000 (IBGE, 1966,1974, 1983, 1986) e baseado em estudos de MEIS & MOURA (1984), MOURA & MEIS (1986), foram mapeados os depósitos associados às dinâmicas fluviais e de encostas.
- **Perfis topográficos em varredura** (Figura 10.2.2.2) – Baseados na metodologia de MEIS *et al.* (1982) a partir das cartas topográficas na escala 1:10 000 (PREFEITURA MUNICIPAL DE PETRÓPOLIS, 1994), buscando investigar as relações entre a topografia da área e a condições estruturais.

O perfil topográfico em varredura difere do perfil topográfico linear por fornecer uma visão generalizada do compartimento altimétrico das elevações do relevo, além da detecção das inclinações das grandes feições topográficas das regiões planálticas, isto é, o comportamento areal dos níveis altimétricos (SILVA, 2002).

Foram traçados cinco (05) perfis topográficos em varredura (Figura 8.5.1), sendo um deles longitudinal ao rio principal e outros três perfis transversais ao mesmo, utilizando-se faixas com 30 cm de largura de papel milimetrado, correspondendo a uma área de 3 Km de largura na área e de comprimento variável. Esse procedimento permitiu observar o comportamento do relevo na área quase em sua totalidade. Os dados obtidos, correspondentes às coordenadas X e Y, além dos valores associados aos pontos cotados (Z), foram plotados em gráfico no programa *KaleidaGraph*.

- **Perfis topográficos em varredura em 3D** (Figura 10.2.2.2) – a partir dos procedimentos descritos no item anterior, os dados obtidos, coordenadas X e Y e valores associados aos pontos cotados (Z) foram inseridos no Programa *Surfer* e gerados os perfis em varredura em visualização 3D.



**Figura 8.5.1** – Visualização da localização do traçado dos perfis em varredura na bacia do rio Bonito. Em A-A', perfil longitudinal do rio Bonito e, em B-B', C-C', D-D' e E-E', perfis transversais ao rio Bonito.

- **Modelo Digital de Elevação** (Figura 10.1 e Figura 10.3.1) – Gerado a partir de cartas topográficas na escala de 1:50 000, folhas Três Rios (IBGE, 1966), Anta (IBGE, 1974), Teresópolis (IBGE, 1983) e Itaipava (IBGE, 1986), cedidas em formato digital pelo Departamento de Cartografia (DECART) do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Somente as categorias ou níveis de informação hipsografia e hidrografia foram utilizadas para a geração do Modelo Digital de Elevação.

Os programas computacionais utilizados para a preparação do Modelo Digital de Elevação, em diferentes etapas, foram: *Micro Station*, *Auto Cad Map*, *Arc Info* e *Arc View*. Os dois primeiros apenas numa primeira etapa de seleção (agrupamento) e preparação inicial da área a ser trabalhada nos programas *Arc Info* e *Arc View*.

Foram consideradas todas as curvas de nível, com equidistância de 20 metros, já que associa-se a cartas topográficas na escala de 1:50000, baseando-se num GRID com espaçamento de 10 m X 10 m, correspondendo a uma malha regular de 1601 linhas X 1201 colunas, resultando em 1.922.801 pontos, interpolados através da utilização do modo TOPOGRID do programa *Arc Info*.

O método utilizado para o desenvolvimento do modelo baseia-se na amostragem por isolinhas (curvas de nível), consistindo na atribuição do valor Z,

correspondente a hipsometria. Para a modelagem digital de terreno a aquisição dos dados pode ser feita por pontos amostrados com espaçamento irregular e regular ou por mapa de isolinhas (INPE). A escolha da amostragem por isolinhas não impede a utilização de cotas avulsas, especialmente em vales e planícies, cristas e cumes, entre outros, que permitem uma melhor reprodução da topografia. A qualidade do produto final vai estar diretamente relacionada com o cuidado na escolha dos pontos e com a quantidade de dados amostrados (INPE).

Apoiadas nos avanços técnicos ocorridos, ligados à utilização de computadores e de novas tecnologias desenvolvidas com o seu apoio, as possibilidades de apresentação da informação cartográfica se diversificaram. Como um dos resultados de tal diversificação pode ser citada a representação do relevo em formato digital, definida como uma representação matemática computacional que tem como objetivo representar a distribuição espacial de características vinculadas à uma superfície real (GOMES *et al.*, 2002; ROCHA, 2000), baseada em um conjunto de dados que explicitam as coordenadas (X, Y, Z) do terreno e a forma como estão relacionados (BARBOSA & SILVA, 1999).

Segundo MENEZES (2002), existem duas formas de representação do relevo: a qualitativa, preocupada com a representação visual, e a quantitativa. A representação do relevo através de traçado perspectivo, que é a forma utilizada para a visualização de Modelos Digitais de Terreno, está associada a uma forma quantitativa de representação do relevo, preocupada com a precisão, na medida em que se faz absolutamente necessária para a utilização da carta como um instrumento científico.

O objetivo da sua utilização no desenvolvimento do trabalho foi apresentar a utilização de informações extraídas de cartas topográficas, constituindo-se ferramenta para a visualização da morfologia (do relevo) a partir da construção de um Modelo Digital de Elevação e sua relação com a influência de condições morfoestruturais, ligadas a processos geológicos.

A visualização de informações geológicas a partir dos modelos de visualização representados por Modelos Digitais de Elevação, foi objeto de estudo em alguns trabalhos que procuraram, sobretudo, apresentar as metodologias existentes e utilizadas para a geração de tais modelos (ONORATI *et al.*, 1992; BORGES *et al.*, 1997; GONTIJO *et al.*, 1998; EBERT & BUENO, 1998; EBERT *et al.*, 1999; BUENO *et al.*, 2000).

## 8.6 – Análise morfotectônica

- **Mapa de Lineamentos de drenagem** (Figura 10.1.2.1) – baseado nas metodologias de LIU (1987) e na metodologia desenvolvida pelo grupo de estudos neotectônicos da UNESP - Universidade Estadual Paulista, no projeto temático: “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna do Estado de São Paulo e Adjacências” (FAPESP) destacando HASUI *et al.* (1996 e 1998), BORGES *et al.* (1998), GONTIJO (1999) e MORALES & HASUI (2001). Foi obtido a partir do Mapa de drenagem, da determinação de feições lineares associadas aos eixos de drenagem. No programa AUTO CAD, cada direção foi digitalizada em *layer* distinto, permitindo observar seu padrão, distribuição espacial das orientações, de forma a facilitar a análise qualitativa e quantitativa dos lineamentos. Posteriormente foram gerados diagramas de rosetas na rotina *roseta.lisp*. Foram gerados quatro mapas de lineamentos, um deles exibindo o conjunto de orientações (SW-NE, SE-NW, N-S e E-W), cada uma delas traçadas com cores distintas e três outros mapas que com cada orientação separadamente, de forma a melhor permitir a visualização do comportamento de tais lineamentos na área.
- **Mapa de anomalias de drenagem** (Figura 10.1.4.1)– de forma a investigar a relação entre a rede de drenagem e o contexto tectônico e estrutural ao qual está inserida, foram destacadas no mapa as principais anomalias identificadas na área a partir das cartas na escala de 1:50 000 (IBGE, 1966,1974, 1983, 1986) e com base em trabalhos de LEEDER & JACKSON (1993), GONTIJO (1999), SOUSA(2002) e BURBANK & ANDERSON (2001).
- **Mapa de Lineamentos de relevo** (Figura 10.2.1.1) – baseado nas metodologias de LIU (1987) e na metodologia desenvolvida pelo grupo de estudos neotectônicos da UNESP - Universidade Estadual Paulista, no projeto temático: “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna do Estado de São Paulo e Adjacências” (FAPESP) destacando HASUI *et al.* (1996 e 1998), BORGES *et al.* (1998), GONTIJO (1999) e MORALES & HASUI (2001) a partir do Modelo Digital de Elevação foi gerado um mapa de lineamentos, a partir do traçado dos segmentos retilíneos do relevo, exibindo o conjunto de orientações (SW-NE, SE-NW, N-S e E-W), cada uma delas traçadas com cores distintas.

- **Mapa de orientação dos canais de 1ª ordem** (Figura 10.2.3.1) – conforme a metodologia proposta por CENTAMORE *et al.* (1996), a partir da hierarquização da rede de drenagem, seleção dos canais de 1ª ordem e determinação da sua distribuição. Segundo CENTAMORE *et al.* (1996), os canais de primeira ordem revelam traços mais jovens da rede de drenagem, podendo a sua orientação corresponder a direções relacionadas às fases tectônicas mais recentes.
- **Mapa de análise de assimetria da bacia do rio Bonito (por basculamento de blocos)** (Figura 10.1.3.1) – baseado no FSTT - Fator de Simetria Topográfica Transversa, baseado em COX (1994) e KELLER & PINTER (1996), de forma a investigar o a influência da atividade tectônica sobre a rede de drenagem (Figura 8.6.1).

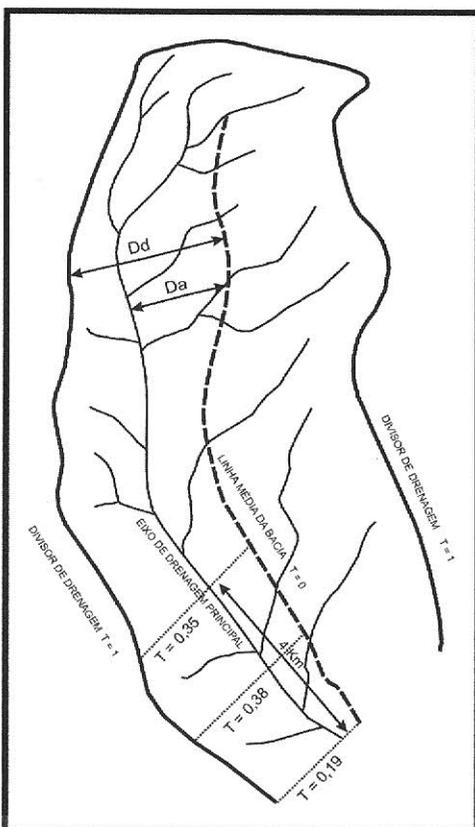
A análise é feita em diferentes segmentos do vale e indica a migração preferencial do canal associada a basculamentos e considera os seguintes índices:

$$T = D_a / D_d, \text{ onde :}$$

**T** = Fator de Simetria Topográfica Transversa

**D<sub>a</sub>** = distância entre a linha média da bacia de drenagem e a linha média do cinturão do meandro ativo

**D<sub>d</sub>** = distância entre a linha média da bacia e o divisor da bacia de drenagem



Segundo KELLER & PINTER (1996), uma bacia perfeitamente simétrica apresenta valores  $T = 0$ . Com o aumento da assimetria ocorre um acréscimo e valores próximos a 1.

**Figura 8.6.1** – Modelo de cálculo para o Fator de Simetria Topográfica Transversa (T) modificado de COX (1994) e KELLER & PINTER (1996).

- **Mapa de compartimentação morfotectônica da bacia do rio Bonito** (Figura 10.3.1) – também baseado na metodologia desenvolvida pelo grupo de estudos neotectônicos da UNESP - Universidade Estadual Paulista, no projeto temático: “Neotectônica, Morfogênese e Sedimentação Moderna do Estado de São Paulo e Adjacências” (FAPESP) destacando HASUI *et al.* (1996 e 1998), BORGES *et al.* (1998), GONTIJO (1999) e MORALES & HASUI (2001). A partir da identificação dos *trends* de orientações da drenagem e do relevo, do mapeamento das áreas de deposição e erosão permitiu a identificação de cinco compartimentos morfotectônicos. O entendimento a respeito do comportamento morfotectônico da área teve como importante suporte a análise dos dados estruturais obtidos em campo, refletindo o controle das estruturas na dinâmica da rede de drenagem e na evolução do relevo.

## 9 – GEOLOGIA DA ÁREA

A análise dos aspectos geológicos da área, já inicialmente abordados no capítulo 4, teve como suporte o mapeamento geológico (1:250 000) realizado pelo TEKTOS-Grupo de Pesquisa em Geotectônica da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (FGEL-UERJ-TEKTOS, inédito) em cooperação com pesquisadores da UFRJ e UFRRJ. Assim, tendo como base os dados do referido mapa geológico (Figura 4.1) bem como em dados obtidos em campo, a geologia da área é caracterizada por litologias de rochas pré-cambrianas, diques mesozóicos e coberturas sedimentares cenozóicas, além das estruturas como foliações, falhas e juntas. Nesta ordem, as características geológicas destacadas serão apresentadas a seguir.

## 9.1 – Características litológicas

### 9.1.1 – O embasamento pré-cambriano

O quadro geológico da área, no que se refere à litologia, está associado ao contexto do Domínio Rio Negro que, segundo ALMEIDA (2000), engloba os ortognaisses do Complexo Rio Negro e granitóide Serra dos Órgãos, este último constituindo uma imensa massa plutônica alongada segundo a direção nordeste, de composição granodiorítica a granítica, de idade brasileira (560 Ma), intrusiva nos ortognaisses do Complexo Rio Negro (TUPINAMBÁ, 1999).

A área da bacia do rio Bonito está localizada numa área constituída por rochas *granodioríticas* e *graníticas* fracamente foliadas, pertencentes ao Granitóide Serra dos Órgãos, do Domínio Rio Negro (Figura 9.1.1.1). Apenas uma pequena parte a noroeste da bacia é constituída por rochas *granodioríticas / tonalíticas* e *dioritos foliados*, associadas ao Arco Magmático Rio Negro. Os mergulhos da foliação são de médio a baixo ângulo, com vergências predominantemente para noroeste. Destaca-se que o Arco Magmático Rio Negro compreende a Zona de Cisalhamento Rio Preto, onde se encaixa o rio homônimo. Esta zona, que corresponde a um dos principais contatos basais da Faixa Ribeira (HEILBRON *et al.*, 1994), pertence ao sistema de zonas de cisalhamento dúctil do vale do Rio Paraíba do Sul, marcado por rochas miloníticas com foliação definida por bandamento composicional, xistosidade, gnaissosidade e foliação milonítica, de direção preferencial para NE e caimentos ora para NW e ora para SE.



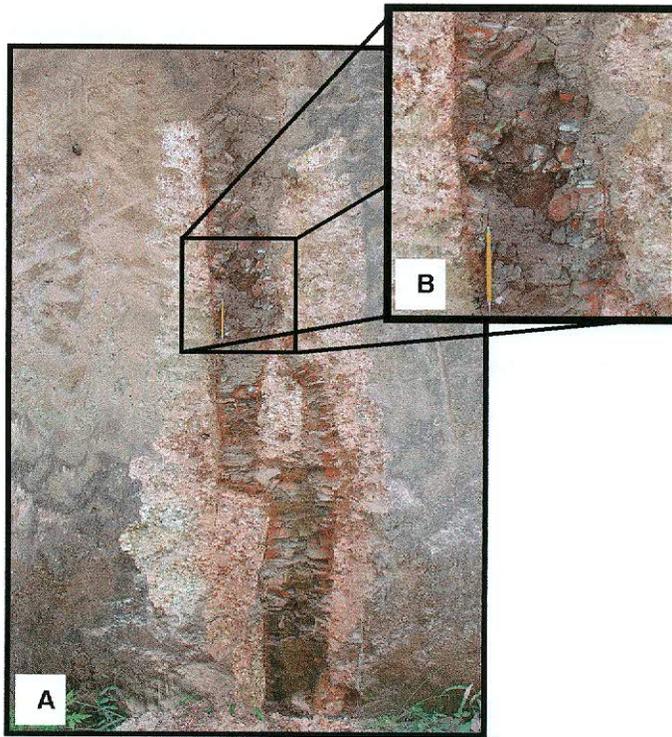
**Figura 9.1.1.1** – Detalhe de afloramento na área de estudo, constituído por granodiorito, associado ao Batólito Serra dos Órgãos.

### 9.1.2 – Diques mesozóicos

Foram encontrados vários diques de diabásio, com orientação NW e NE que, segundo o relatório do mapa tectônico do segmento central da Faixa Ribeira (FGEL-UERJ-TEKTOS, inédito), geralmente ocorrem preenchendo fraturas e são associados à fase de deformação rúptil mesozóica, que correspondem aos principais registros da quebra do Gondwana no segmento central da Faixa Ribeira. Tais diques apresentam-se na paisagem ora maciços, pouco alterados, ora bastante alterados pelo intemperismo, formando blocos com esfoliação esferoidal (Figura 9.1.2.1) e ora brechados, indicando deformação rúptil posterior à sua intrusão (Figura 9.1.2.2).



**Figura 9.1.2.1** – Observação de bloco com esfoliação esferoidal em segmento de dique reconhecido



**Figura 9.1.2.2** – Em (A), dique de diabásio com orientação NW, localizado no ponto 5 (Figura 9.2.1), apresentando-se brechado como pode ser observado no detalhe (B).

### 9.1.3 – Coberturas sedimentares cenozóicas

As coberturas sedimentares encontradas e mapeadas na área (Figura 9.1.3.1) associam-se às dinâmicas fluviais e de encostas, marcadas por depósitos que indicam eventos sucessivos de preenchimento aluvionar e de movimentos de massas lentos e rápidos. Ao longo dos vales fluviais são encontradas as planícies e terraços e, nas porções de média à baixa encosta, destacam-se os fluxos de movimentos de massas lentos e rápidos. Já nas porções mais íngremes do relevo, ocorrem preferencialmente os movimentos de massas rápidos como fluxos de detritos e quedas de blocos constituindo os depósitos de tálus, típicos de regiões escarpadas.

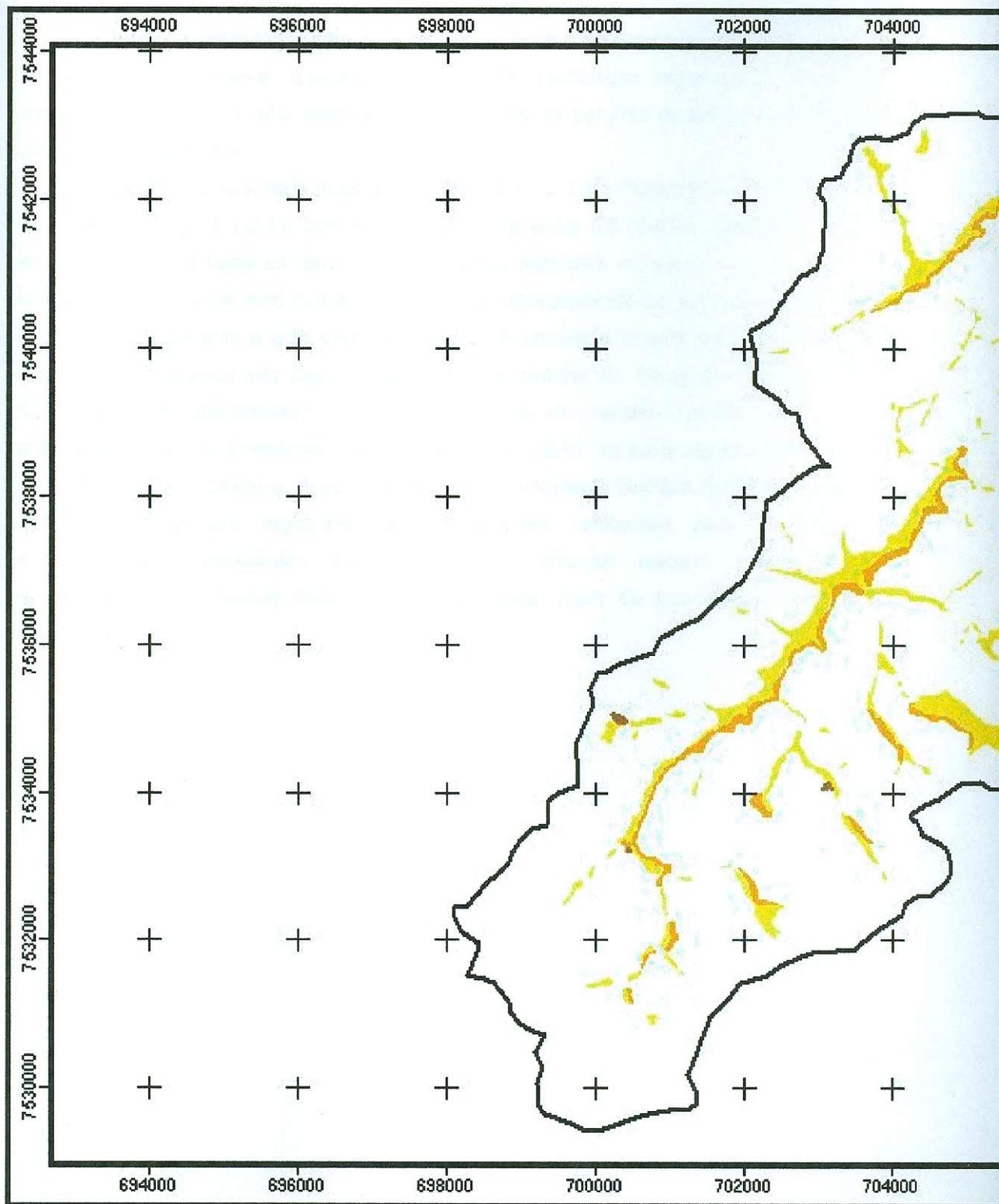
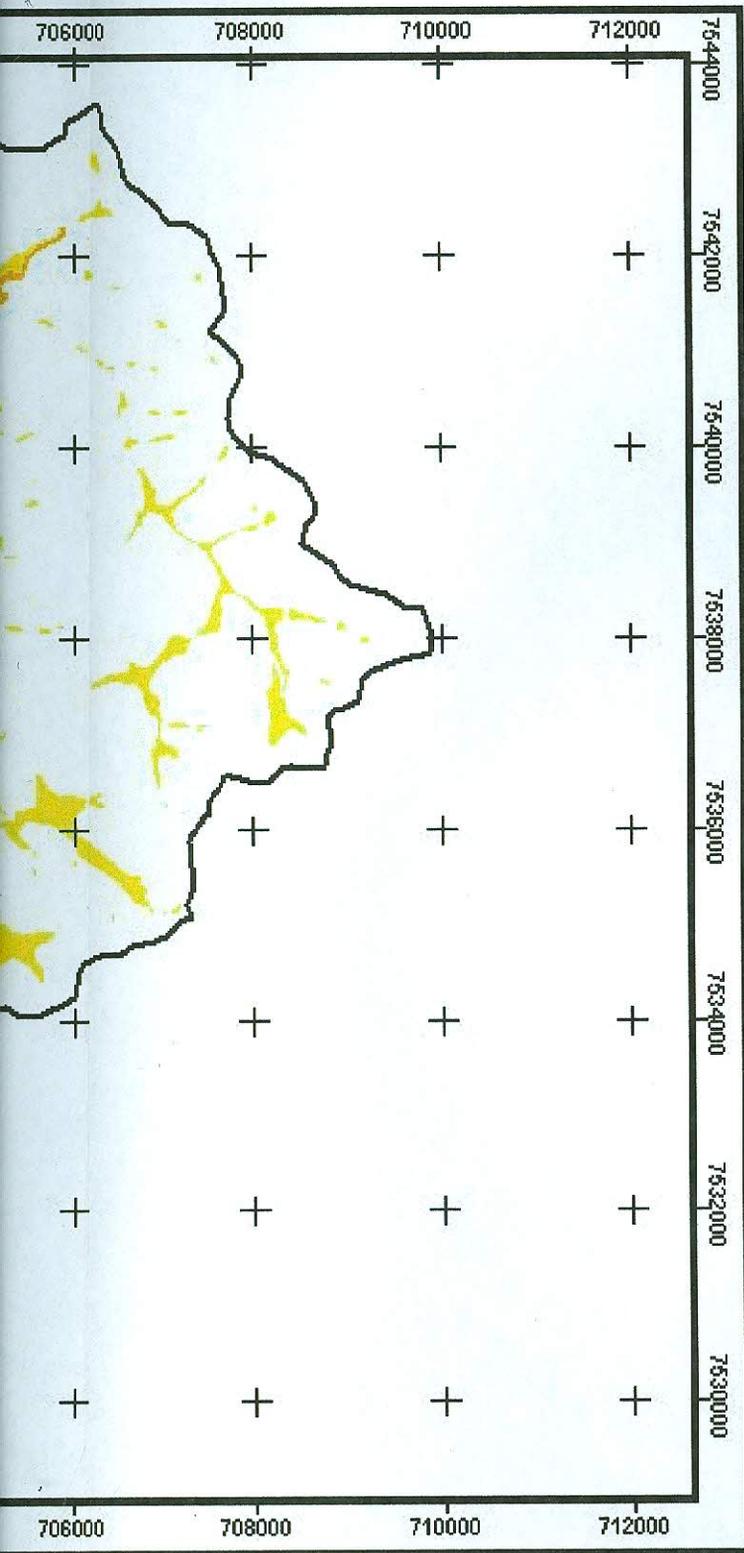


Figura 9.1.3.1 – Mapa de coberturas sedimentares

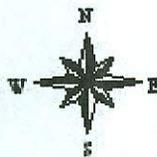
# COBERTURAS SEDIMENTARES



## LEGENDA

-  Depósitos aluviais
-  Depósitos colúviais
-  Depósitos diferenciados
-  Limite da bacia

## ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS (IBGE, 1966, 1974, 1983 e 1986)



1 0 1 2 3 Km



TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ).  
Laura Delgado Mendes

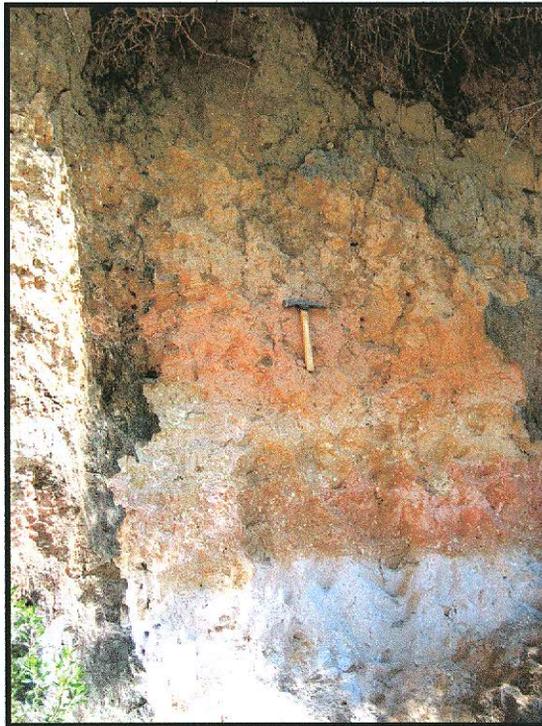
### 9.1.3.1 – Depósitos por fluxos de massa rápidos

Foram encontradas quatro principais ocorrências de depósitos de fluxos rápidos, sendo um mais recente, marcado por tálus de distribuição regional, ao longo das escarpas, e os outros três, mais antigos, relativos às porções distais, em porções de média a baixa encosta.

O pacote considerado mais antigo (Figura 9.1.3.1.1 e Figura 9.1.3.1.2), localizado no ponto 20 (Figura 9.2.1), com espessura média entre 4-6 metros, caracteriza-se por estar associado à base de leques com presença marcante de água em canais do tipo *braided*, estratificados com camadas alternadas, apresentando-se argilo-arenoso, areno-argiloso e cascalhento e com estrutura maciça. A análise e classificação pedológica do depósito foi realizada por pesquisadores do Laboratório de Geografia Física e Solos (LAGEFIS) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ). Segundo o mapeamento de solos realizado na área pelo GISP-UERJ, na parte superior do depósito, com 200 cm de espessura, desenvolveu-se um Cambissolo Húmico (EMBRAPA, 1999), apresentando textura argilo-arenosa. As análises realizadas para as camadas sedimentares subjacentes evidenciam uma condição textural distinta, sendo enquadradas nas classes texturais franco-arenosa, além de franco-argilo-arenosa e franco-argilosa.



**Figura 9.1.3.1.1** – Visualização do depósito associado à fluxo de massa rápido localizado no Ponto 20 (Figura 9.2.1).



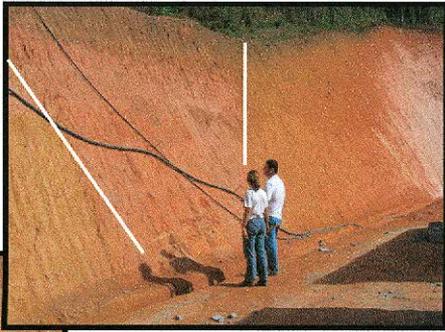
**Figura 9.1.3.1.2** – Detalhe do depósito observado associado à fluxo de massa rápido.

O segundo pacote (Figura 9.1.3.1.3), localizado no Ponto 22 (Figura 9.2.1), em bacia afluyente do rio Bonito (Figura 9.1.3.1.4), também considerado antigo e associado à base de depósitos de tálus, apresenta espessura que varia de 1 a 4 metros, com matriz argilo-arenosa, estrutura maciça, constituído por cascalhos, seixos angulosos e blocos de matações na matriz, disposto discordante sobre o embasamento. As coberturas coluviais, associadas à fluxos de massa lentos, ocorrem recobrando o depósito. Truncando discordantemente estes pacotes, ocorrem paleocanais fluviais quaternários (Figura 9.1.3.1.5 e Figura 9.1.3.1.6) com camadas predominantemente de areias grossas a finas com estratificação plano-paralela (Figura 9.1.3.1.7).

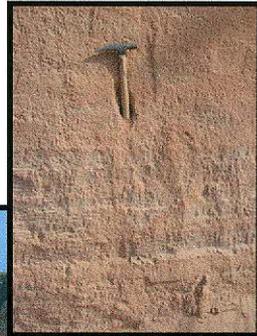
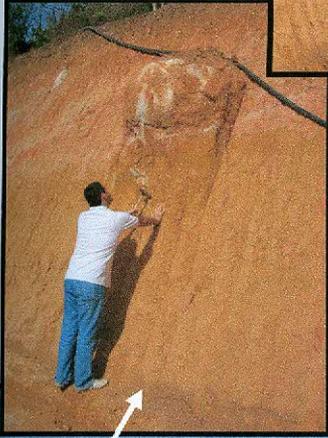
Os paleocanais identificados nessa área indicam que uma suposta condição de estabilidade da rede de drenagem, exibida principalmente por uma análise estratigráfica preliminar para os depósitos, foi interrompida por eventos de alta energia, sendo a rede de drenagem submetida a processos de reorganização ou reajuste, como poderá ser observado adiante. Correspondem possivelmente, pela sua orientação, ao antigo eixo principal de drenagem desta bacia. Atualmente observa-se que o canal principal segue a mesma orientação, porém na base da encosta do lado oposto a que pode ser visualizada na Figura 9.1.3.1.4.

Estas feições de paleocanais, algumas vezes mostram semelhança com os entulhamentos de cabeceiras descritos em estudos realizados na região do médio vale do Rio Paraíba do Sul como, por exemplo, MEIS & MOURA (1984), MOURA & MEIS (1986) e MOURA (1990).

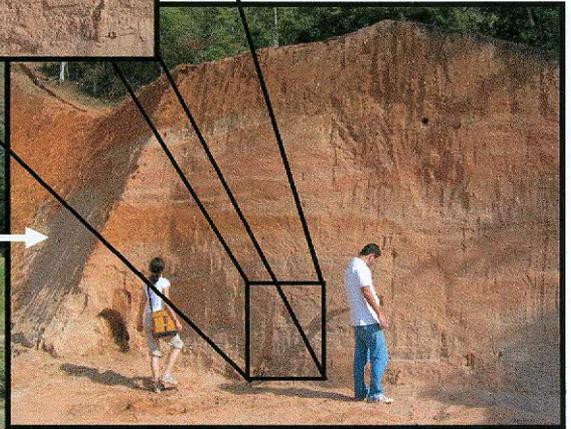
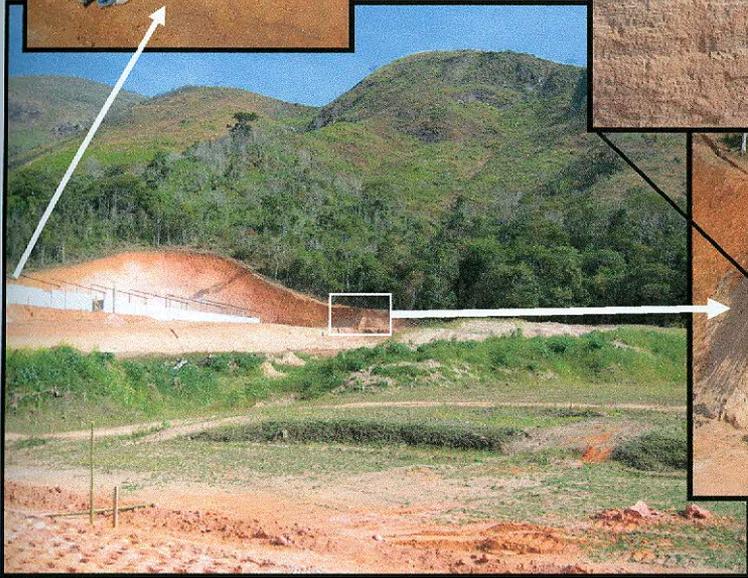
**Figura 9.1.3.1.3** – Depósito de fluxo gravitacional rápido, com presença de grandes blocos rochosos (Depósito de tálus). Localizado no Ponto 22 (Figura 9.2.1)



**Figura 9.1.3.1.5** – Observação de paleocanal localizado em bacia afluyente com orientação SE-NW, encaixado em depósitos de fluxos gravitacionais rápidos. A faixa branca demarca o limite entre o paleocanal e o depósito de fluxo gravitacional.



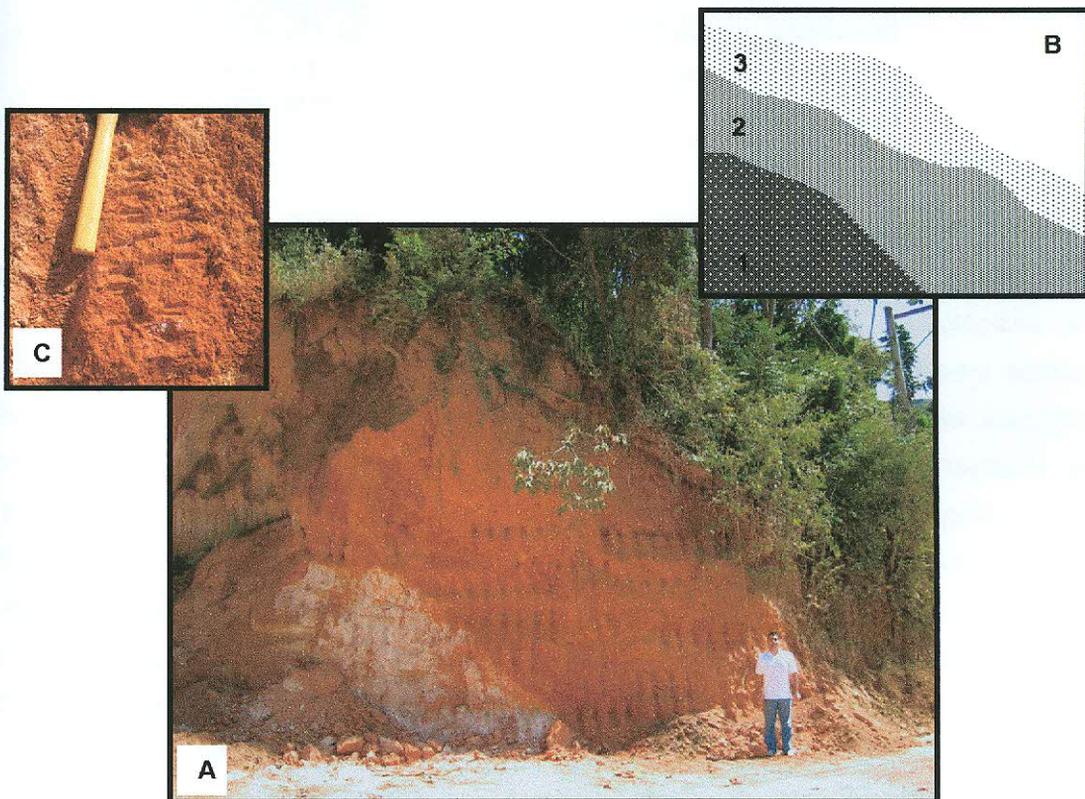
**Figura 9.1.3.1.7** – Detalhe do depósito, com observação de estratificação plano-paralela.



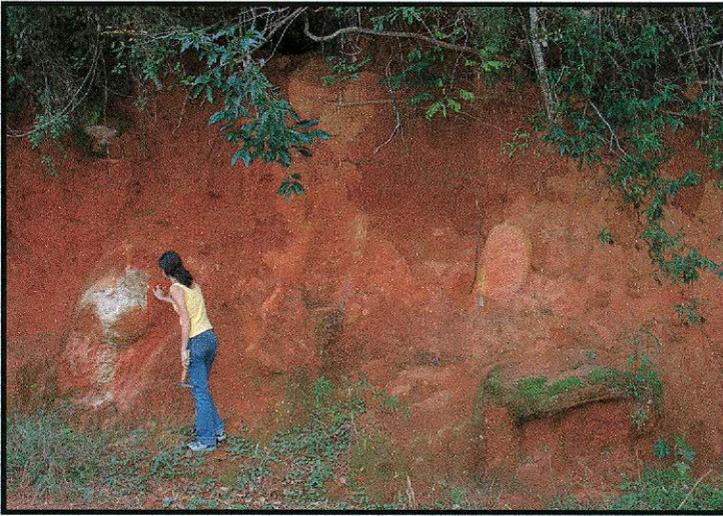
**Figura 9.1.3.1.6** – Observação de um dos depósitos de paleocanal.

**Figura 9.1.3.1.4** – Observação da área de localização de depósitos de fluxo gravitacional e paleocanais em bacia afluyente com orientação SE-NW.

Já o terceiro depósito de fluxos rápidos (Figura 9.1.3.1.8 e Figura 9.1.3.1.9), embora apresente semelhança com o segundo descrito, foi individualizado em função de sua ocorrência no perfil topográfico e coloração vermelho mais intenso, além de ser mais homogêneo. Ocorre, sobretudo, na baixa encosta e sempre de maneira discordante com o embasamento e sobreposto, também em discordância, pelo colúvio amarelo mais recente. São depósitos argilo-arenosos, aparentemente maciços, com presença de grânulos de quartzo e seixos de rocha alterada dispersos na matriz. O solo desenvolvido no depósito apresenta características latossólicas. É notável a maior expressão deste pacote com as principais áreas de falhamentos e fraturamentos mais intensos.



**Figura 9.1.3.1.8** – Em (A), depósito de fluxo gravitacional (2) sobreposto ao embasamento (1) e recoberto por depósito coluvial (3), como visualizado no esquema (B) e detalhe do depósito (C), onde observa-se a presença de fragmentos de rocha e de quartzo.

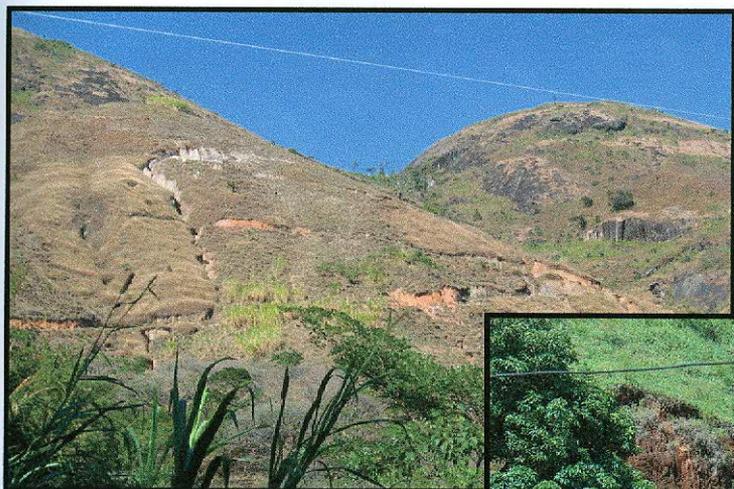


**Figura 9.1.3.1.9** – Depósitos de fluxos de massa rápido do tipo tálus ao longo das vertentes íngremes dos vales.

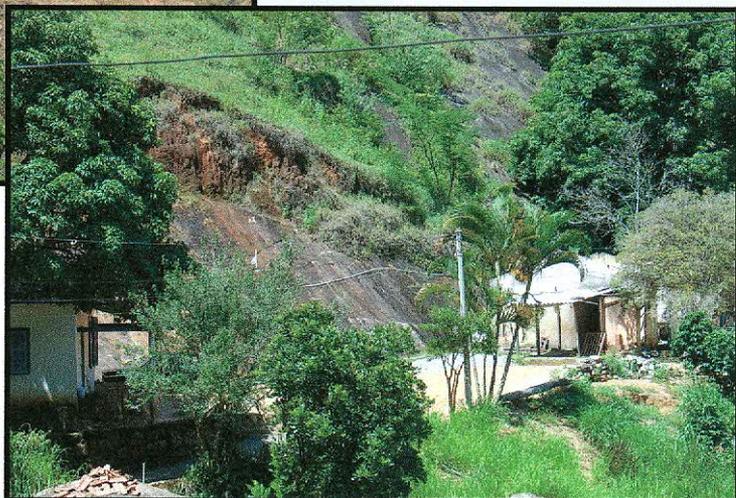
Com relação à idade relativa sugerida para os três pacotes acima descritos, possivelmente adentrando ao Quaternário inferior ou até mesmo ao Terciário, os argumentos utilizados foram suas características estratigráficas, pedológicas e topográficas, além da presença de paleocanais quaternários que truncam alguns destes pacotes, na forma de vales com expressiva incisão vertical. Destaca-se que os mesmos encontram-se sobrepostos, discordantemente, pelo pacote de colúvio associado a processos mais recentes. Além disso, há uma certa semelhança da estratigrafia e do estágio de evolução pedogenética que os mesmos apresentam com relação a alguns depósitos terciários das bacias do Sistema de Rifts do Sudeste do Brasil, que no estado do Rio de Janeiro são marcadas pelas bacias de Resende, Volta Redonda e de Macacu, esta última inserida no Gráben da Guanabara.

NEVES (1999), GONTIJO (1999), SANTOS (1999) e FERREIRA (2001), mapearam depósitos semelhantes em áreas da serra do Mar e da Mantiqueira, considerando-os como sedimentos terciários que ocorrem sob a forma de corpos descontínuos, geralmente encobertos por coberturas coluvionares, tendo a sua preservação possibilitada por falhas normais que promovem o abatimento das seqüências em meio ao embasamento. Diante destas especulações, ressalta-se que, oportunamente, serão tomadas providências para detalhamento estratigráfico e coletas de amostras para datações de tais depósitos, através dos métodos específicos como Difração de Raio X, TL (Temoluminescência), LOE (Luminescência Ótica Estimulada) e  $C^{14}$ , para confirmar ou não a idade suposta para estes depósitos, contribuindo assim para o entendimento da evolução da paisagem.

Com relação aos processos erosivos superficiais, apenas uma ocorrência foi verificada na área da bacia embora, nas adjacências, ocorram com maior frequência. Movimentos gravitacionais ou movimentos de massa, de acordo com FERNANDES & AMARAL (1996), ocorrem de maneira contínua, associados a uma dinâmica externa, modelando a paisagem da superfície da Terra, podendo ter a sua deflagração acelerada por atividades antrópicas. Tal aceleração, resultante de uso e ocupação inadequada, nas proximidades de encostas rochosas e íngremes pode representar sérias perdas econômicas e até mesmo humanas. Essa situação de risco pode ser observada a oeste da área, nas proximidades da bacia, no distrito de Posse (Figura 9.1.3.1.10 e Figura 9.1.3.1.11), sendo um fator que estimula a realização de estudos com o propósito de compreender os complexos mecanismos ligados a tais processos, não apenas por se associarem à evolução do relevo, mas também por estarem vinculados a atividades que intensificam o seu desencadeamento.



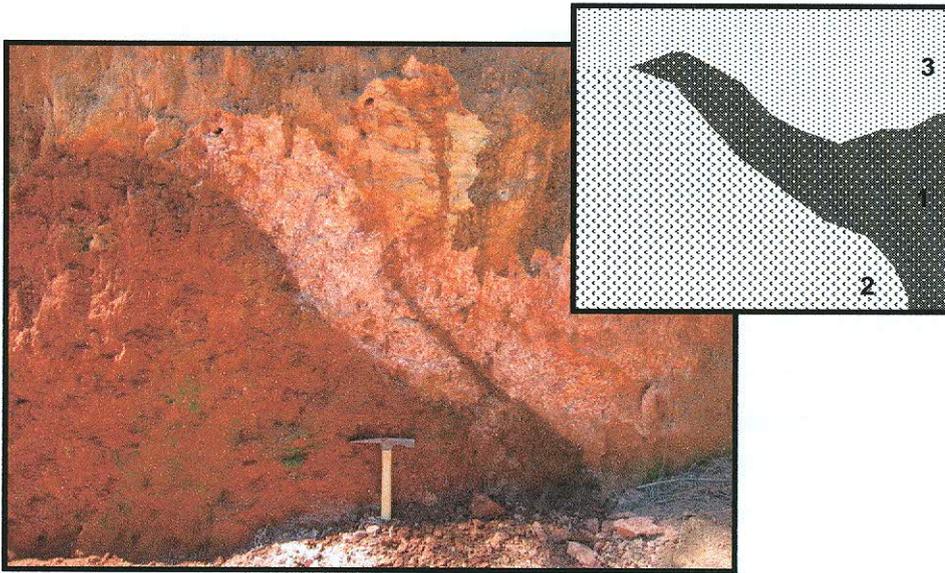
**Figura 9.1.3.1.10** – Observação de intenso ravinamento em encosta localizada nas proximidades da bacia do rio Bonito.



**Figura 9.1.3.1.11**– Visualização de encosta nas proximidades da área de estudo onde observa-se o contato abrupto solo-rocha e a ocupação inadequada na base da encosta, constituindo uma área de risco de ocorrência de escorregamento translacional, de acordo com FERNANDES & AMARAL (1996).

### 9.1.3.2 – Depósitos por fluxos de massa lentos/colúvios

Foi reconhecida a presença de uma cobertura coluvial diferenciada com distribuição na posição de média a baixa encosta, podendo ser encontrada disposta discordantemente tanto sobre o embasamento rochoso quanto sobre as coberturas mais antigas (Figura 9.1.3.2.1). Associa-se ao atual reafeiçoamento do relevo, apresentando uma espessura média que varia de 1 a 2 metros, coloração amarelo-pardo e granulometria argilo-arenosa.



**Figura 9.1.3.2.1** – Dique de diabásio alterado (2) com orientação NE, localizado no Ponto 13 (Figura 9.2.1), em contato com granodiorito (1), sobrepostos por colúvio amarelado (3).

### 9.1.3.3 – Depósitos aluviais

A cobertura sedimentar aluvionar associa-se, sobretudo, aos principais eixos de drenagem, ao eixo principal de drenagem, de direção NE-SW e, secundariamente, na direção NW-SE (Figura 9.1.3.1), quando apresentam os principais escalonamentos, gerando com desnivelamentos da ordem de metros a algumas dezenas de metros, destacando-se a ocorrência de expressiva sedimentação ao longo de vales suspensos (Figura 9.1.3.3.1) controlados por esses *knickpoints*, como pode ser observado nos perfis longitudinais dos canais e perfis em varredura (Figura 10.1.4.2 e Figura 10.2.2.2). Encontram-se sempre associadas à presença de lineamentos que atuam marcadamente no controle da sedimentação na bacia, como será abordado adiante.

A sedimentação ocorre de maneira expressiva ao longo do médio curso rio Bonito, cujo fluxo é orientado de sudoeste para nordeste, onde se observa também o mais significativo recobrimento dos níveis de fluxos gravitacionais. A distribuição da cobertura sedimentar fluvial (Figura 9.1.3.1) mostra uma importante relação com o adernamento da bacia para NW.

É notável que a ocorrência desta sedimentação marque uma zona rebaixada na bacia, que localmente denomina-se “Brejal”, também relacionada à presença de formas rômbricas na área, que promovem a geração de depocentros quaternários, como poderá ser observado adiante. FERREIRA (2001) também relaciona o aumento da cobertura aluvionar em região de influência de tais romboedros, relacionando-os a feixes de lineamentos com orientação NE-SE e ENE-WSW que indicam, segundo MARUJO *et al.* (1999), o controle tectônico sobre a sedimentação aluvionar e coluvionar. Um fato anômalo que condiciona esta sedimentação é a presença de um alto topográfico na região de jusante da bacia, como pode ser observado na Figura 10.1.4.8, o que faz com que a drenagem tenha que fazer profundas incisões verticais, gerando gargantas escalonadas da ordem 100-200 até o rio formar uma suave planície próximo à sua confluência, quando atinge o nível de base do Rio Preto (Figura 10.1.4.9).

O referido alto topográfico é interpretado com gênese tectônica, visto terem sido medidas falhas e fraturas que o individualiza e não há nenhuma relação do mesmo com outras estruturas como contato litológico e variações na foliação. A relação entre a sedimentação fluvial e a geração de alvéolos e soleiras por lineamentos estruturais e falhas é discutido por vários autores, que destacam a influência de estruturas nos processos de incisão vertical da drenagem, muitas vezes abruptas e profundas, interpretando-os como uma nova organização do perfil longitudinal do rio, sin- ou pós-soerguimentos ou abatimentos tectônicos (SCHUMM, 1986; SUMMERFIELD, 1988).

Os sedimentos fluviais definem dois níveis de terraços predominantemente embutidos, embora, por vezes, ocorra ao menos um nível escalonado, cujas granulometrias são preferencialmente arenosas, areno-argilosas a argilosa, algumas vezes com cascalheiras basais. Os solos desenvolvidos nestas planícies fluviais, de acordo com o mapeamento já realizado para a área (GISP) são Neossolos Flúvicos, Gleissolos Háplicos, Gleissolos Melânicos (EMBRAPA, 1999), estes últimos, associados à significativa acumulação de matéria orgânica em determinadas áreas, como na área apresentada na Figura 9.1.3.3.1, favorecendo o desenvolvimento e preservação de características húmicas no solo.



**Figura 9.1.3.3.1** – Visualização de vale suspenso, com expressiva sedimentação fluvial, localizado nas proximidades do Ponto 8 (Figura 9.2.1)

## 9.2 – Características estruturais

Além das estruturas dúcteis como as foliações, destacadas no item 9.1.1.1, as rochas pré-cambrianas e mesozóicas encontram-se afetadas por estruturas rúpteis, reativadas e/ou neoformadas pela tectônica terciária. Tais estruturas constituem principalmente planos de falhas, que segmentam a área em blocos e faixas de dimensões variadas, zonas de fraturamento intenso e famílias de juntas. Os dados coletados em campo foram obtidos onde o acesso foi possível e onde havia afloramentos significativos, tanto no interior como nas adjacências da bacia do rio Bonito. Correspondem a 25 pontos amostrados (Figura 9.2.1 e Figura 9.2.1.25) com um total de 309 estruturas medidas.

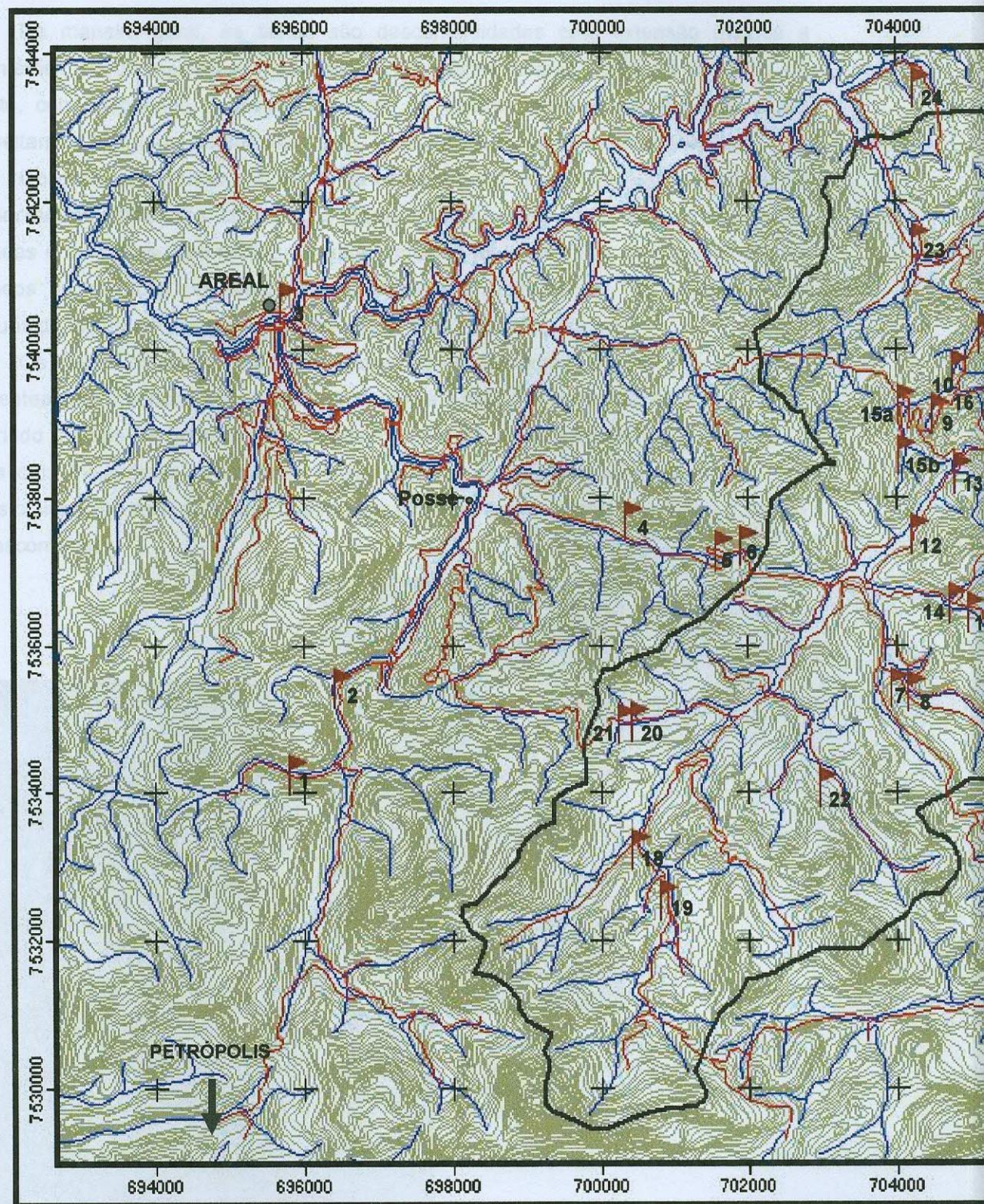
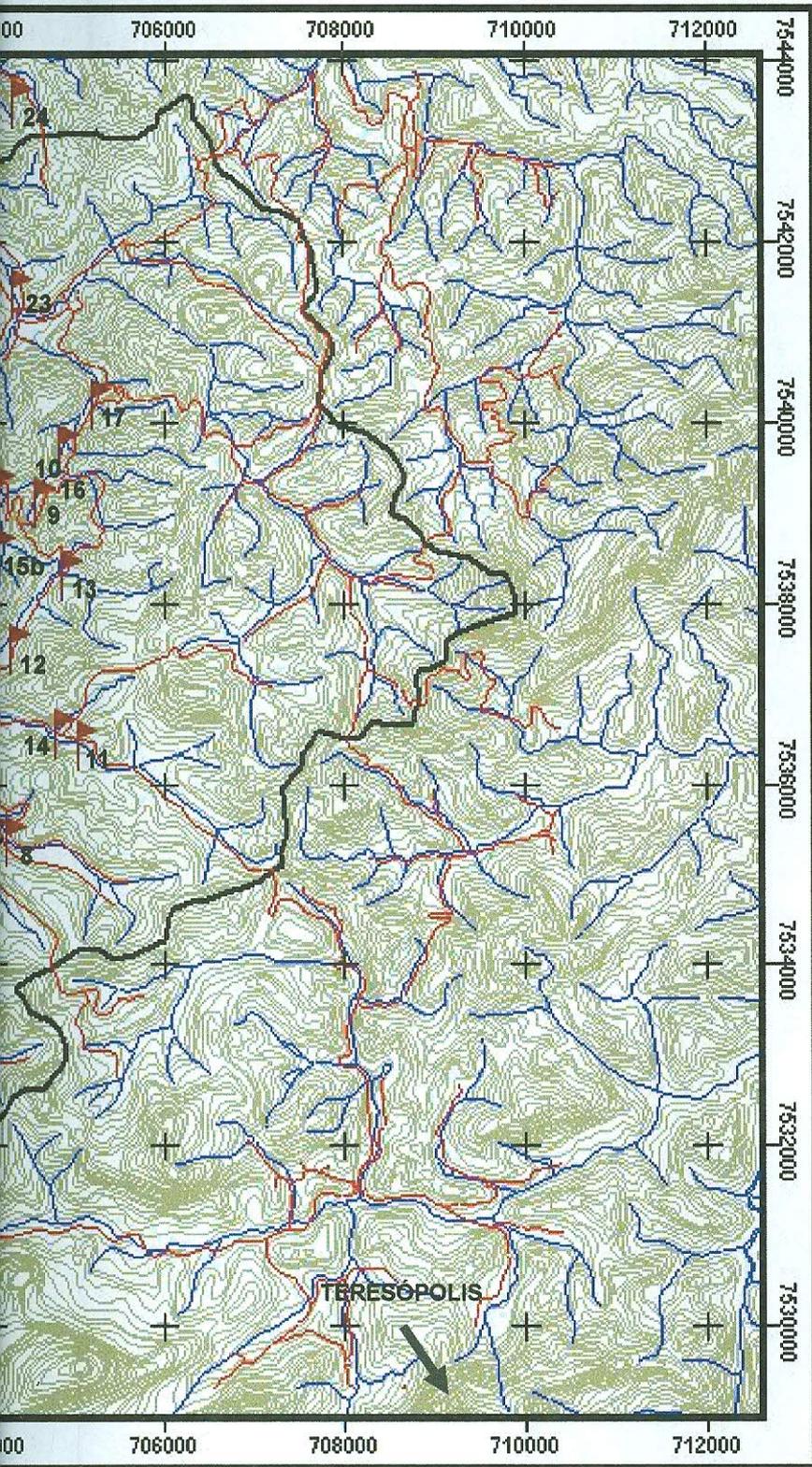


Figura 9.2.1 – Mapa de pontos amostrados

# MAPA DE PONTOS



## LEGENDA

-  Pontos visitados (Obtenção de dados estruturais)
-  Estradas
-  Limite da bacia
-  Rede de drenagem
-  Curvas de nível
-  Cidade
-  Distrito

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS  
(IBGE, 1966, 1974, 1983 e 1986)



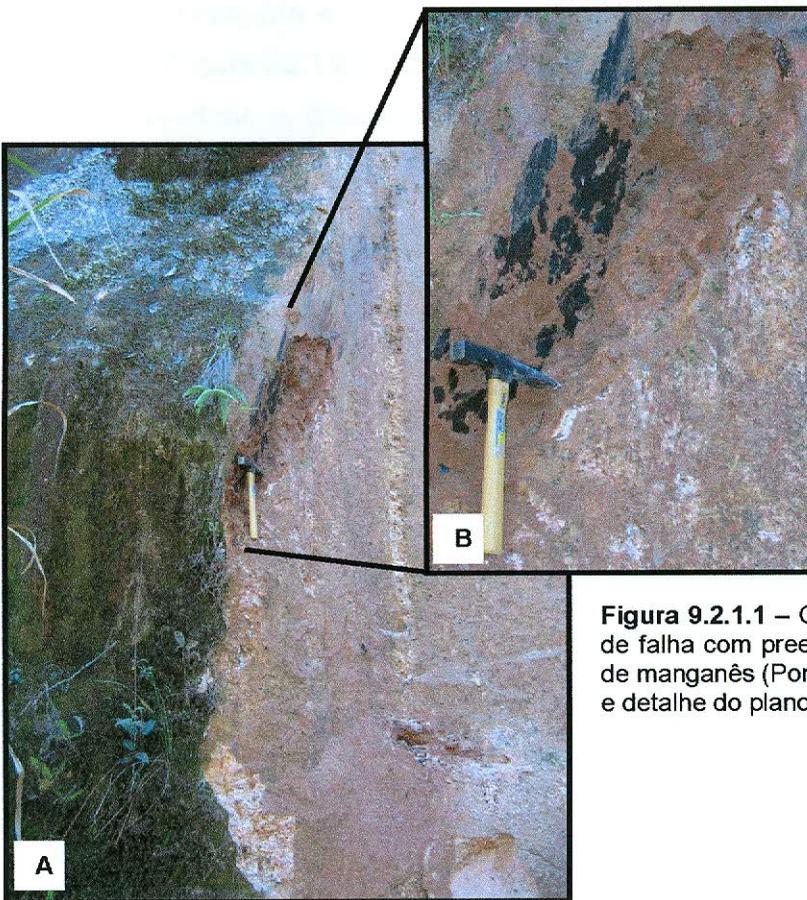
TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ).  
Laura Delgado Mendes

### 9.2.1 – Falhas

De maneira geral, as falhas são descontinuidades com extensão métrica a decamétrica sendo visíveis em escalas de fotografias aéreas como de imagens de satélite, correspondendo a descontinuidades de caráter regional que algumas vezes aproveitam as estruturas do embasamento, como foliações, ou truncam as mesmas.

Observadas somente em rochas do embasamento pré-Cambriano, poucas falhas apresentaram indicadores cinemáticos como estrias e ressaltos, deslocamentos de camadas e de outros lineamentos. A grande maioria foi identificada ao longo de planos retilíneos sistemáticos de dimensões métricas nos afloramentos, de espelhos com resíduos de óxidos de manganês, ferro e caulín e de zonas brechadas.

Os planos estriados apresentam espelhos polidos principalmente nos saprolitos, freqüentemente preenchimentos de caulín, limonita e óxido de manganês (Figura 9.2.1.1), sugerindo a idade de geração e /ou reativação ser sin a pós intemperismo. Embora as falhas com indicadores cinemáticos tenha sido encontradas em reduzido número, os dados obtidos são de significativa qualidade e mostram que o caráter das falhas é normal e transcorrente.



**Figura 9.2.1.1** – Observação de plano de falha com preenchimento por óxido de manganês (Ponto 14 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano em (B).

Os dados de campo referentes às **falhas normais** (Figura 9.2.1.2 e Figura 9.2.1.3), embora mais dispersas, delineiam feixes preferenciais em torno de N10-20E, N40E, N70-80E, N40W, N70W e E-W, vertical a subvertical, com mergulhos preferenciais NE e as estrias são oblíquas e de mergulho (*down-dip*) (Figura 9.2.1.5, Figura 9.2.1.6 e Figura 9.2.1.12).

Os estereogramas mostram que as poucas medidas de **falhas transcorrentes sinistrais** identificadas (Figura 9.2.1.7 e Figura 9.2.1.8), quatro dados, delineiam dois feixes bem marcados de direções N10E e N80E subverticais de alto ângulo e estrias direcionais/oblíquas (Figura 9.2.1.10 e Figura 9.2.1.11). **Falhas transcorrentes dextrais** (Figura 9.2.1.13 e Figura 9.2.1.14) mostram apenas duas medidas embora com feixe bem marcado entre N80E, subvertical de alto ângulo (Figura 9.2.1.16 e Figura 9.2.1.17). **Falhas indiscriminadas** (Figura 9.2.1.18 e Figura 9.2.1.19), compreendem aquelas direcionais que, apesar de possuírem espelhos estriados, não foi possível verificar o sentido do movimento (Figura 9.2.1.20). Os 5 dados, medidos mostram dois feixes conjugados marcantes N20-40E e N20-40W, subverticais e de alto ângulo.

Os estereogramas das Figuras 9.2.1.21 e 9.2.1.22 mostram, em resumo, que o conjunto as falhas mapeadas com indicadores cinemáticos definem feixes nas direções NNE, N45E, E-W, NNW, NW e WNW, de mergulhos verticais e subverticais. O diagrama dos diedros retos (Figura 9.2.1.23F), para o conjunto de falhas indica eixo compressivo  $\sigma_1$  S (N-172/39) subvertical,  $\sigma_2$  (intermediário) N subvertical (N-347/51) e eixo distensivo  $\sigma_3$  E (N-080/02) horizontal.

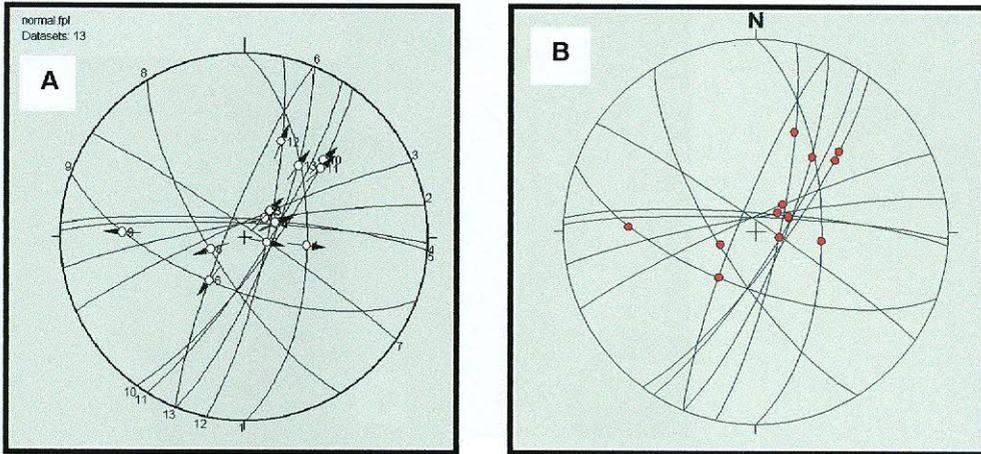


Figura 9.2.1.2 – Em A e B, diagramas com projeções estereográficas para 13 medidas de falhas normais (hemisfério inferior). Em A, os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento e, em B, os pontos indicam somente as estrias de movimento.

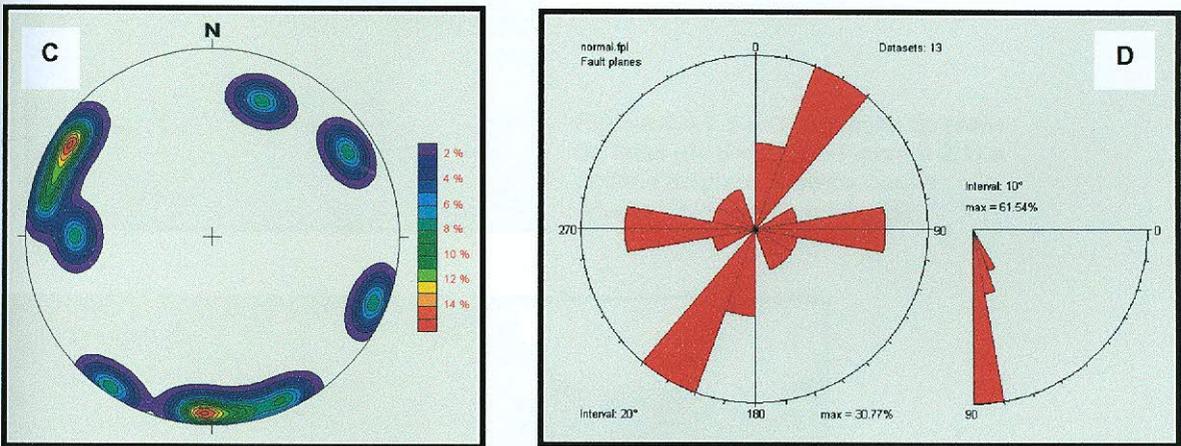


Figura 9.2.1.3 – Diagrama de contorno para os pólos de 13 falhas medidas no embasamento (C); Em D, diagrama de rosetas com direção do strike dos planos.

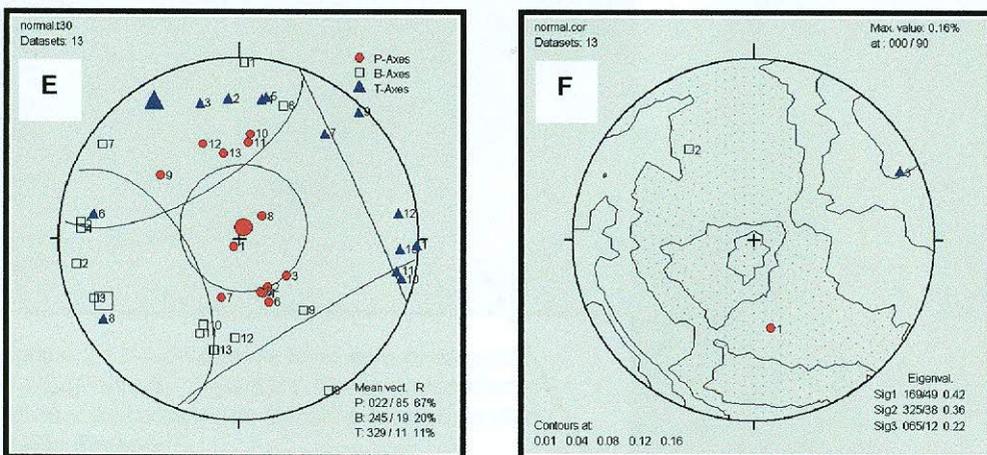
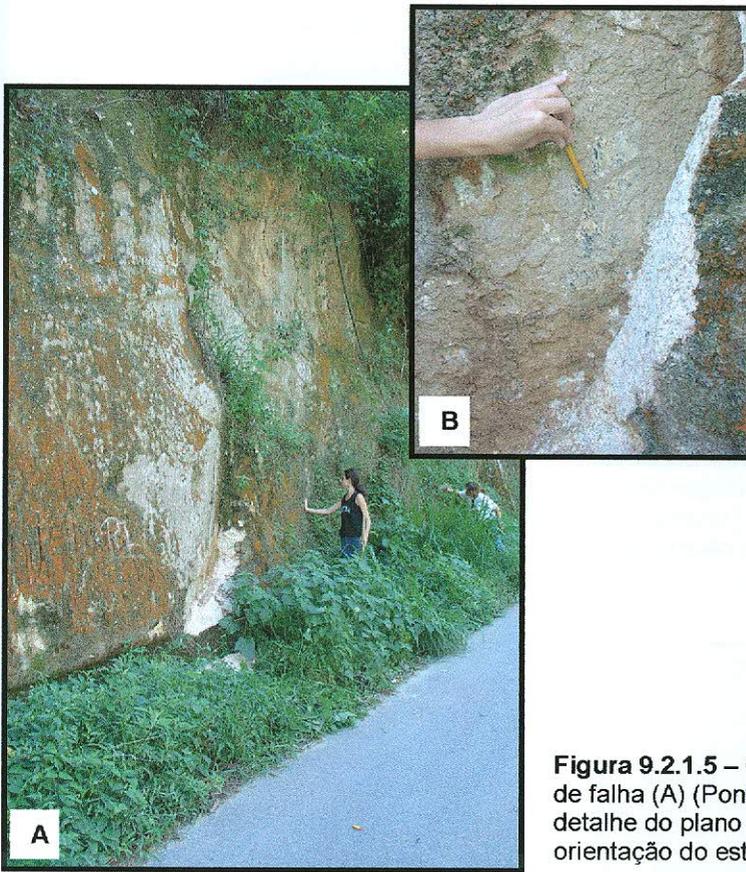


Figura 9.2.1.4 – Em E, Eixo Pt para falhas normais medidas no embasamento. P-Axis (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em F, diagrama obtido pela técnica dos Diedros Retos para as falhas nomais (hemisfério inferior).



**Figura 9.2.1.5** – Observação do plano de falha (A) (Ponto 4 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano medido, com a orientação do estriamento (B).



**Figura 9.2.1.6** – Planos de falha com orientação SW-NE (Ponto 6 – Figura 9.2.1) nas proximidades do divisor da bacia do rio Bonito e detalhe do plano de falha medido.

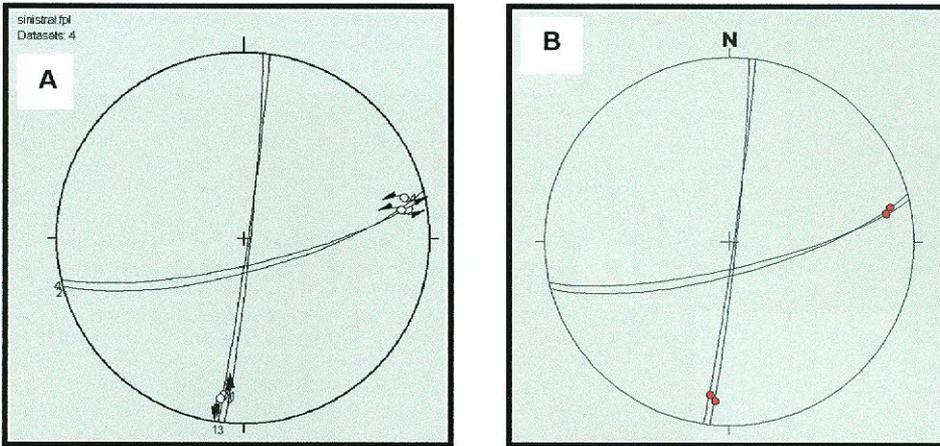


Figura 9.2.1.7 – Diagramas com projeções estereográficas para 4 medidas de falhas transcorrentes sinistras (hemisfério inferior) (A e B). em A os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento e, em B, os pontos indicam apenas as estrias.

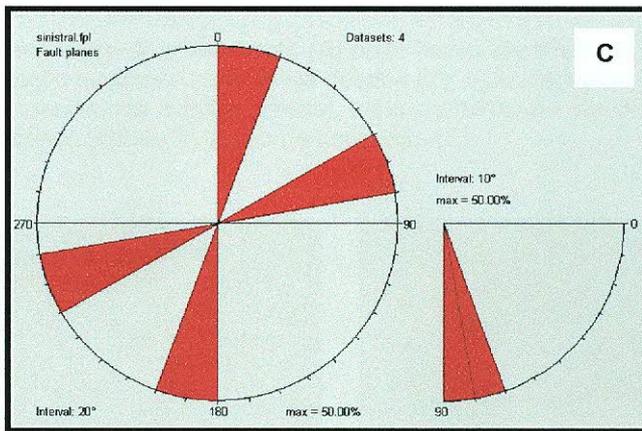


Figura 9.2.1.8 – Diagrama de rosetas com direção do strike dos planos.

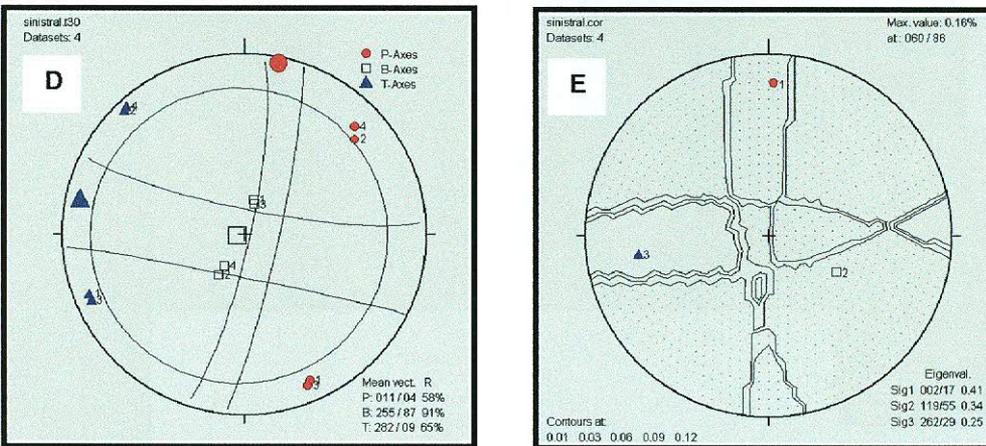
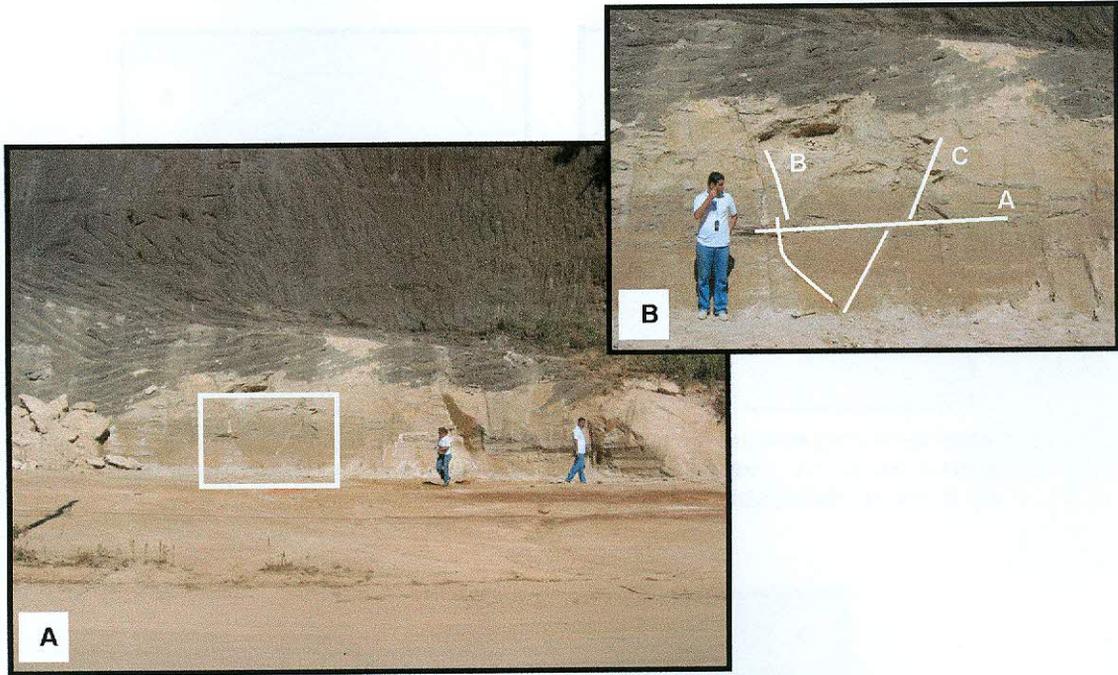
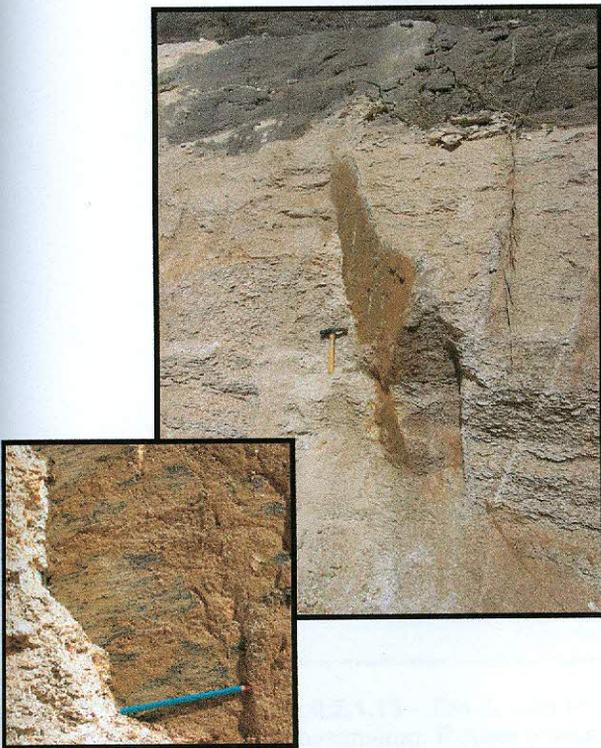


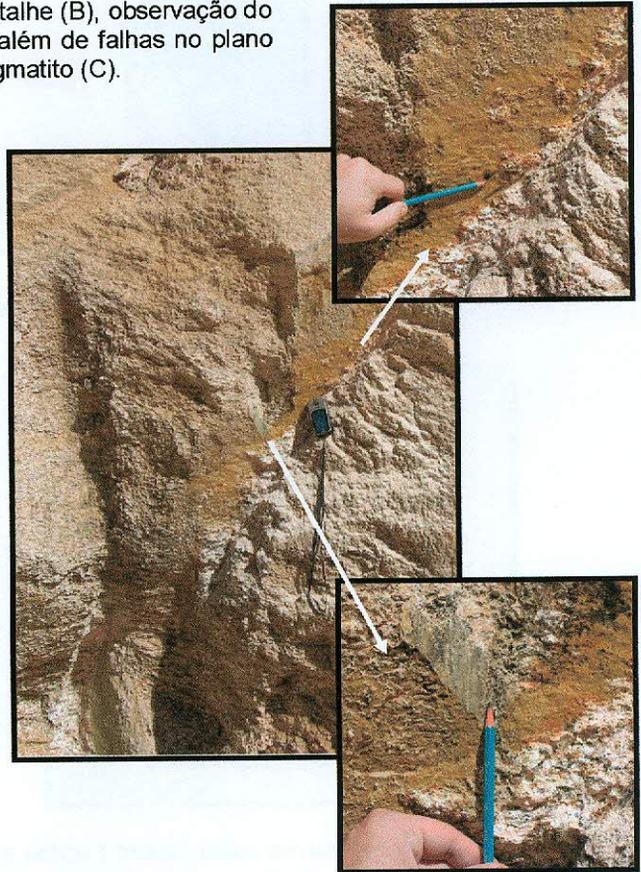
Figura 9.2.1.9 – Em D, eixo Pt para falhas sinistras medidas no embasamento. P-Axis (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em (E), diagramas obtido pela técnica dos Diedros Retos para falhas transcorrentes sinistras no embasamento; (hemisfério inferior).



**Figura 9.2.1.10** – Observação do afloramento (A) onde foram identificadas falhas com movimentação sinistral e normal. No detalhe (B), observação do afloramento onde foi identificada a falha sinistral, além de falhas no plano da foliação (A), deslocando falhas (B) e veio de pegmatito (C).



**Figura 9.2.1.11** – Plano de falha sinistral com orientação N-S (Ponto 18 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano. Observa-se o preenchimento da falha com óxido de manganês.



**Figura 9.2.1.12** – Observação de planos de falha normal com orientação NW-SE (Ponto 18 – Figura 9.2.1) e detalhe do plano.

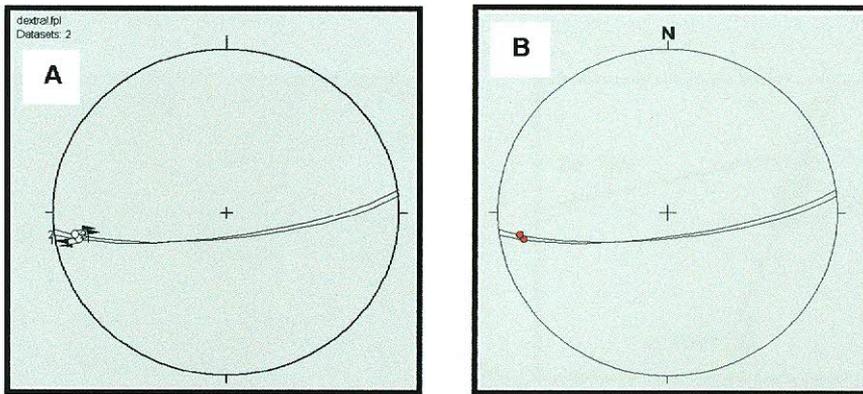


Figura 9.2.1.13 – Diagramas com projeções estereográficas para 2 medidas de falhas transcorrentes dextrais. (Hemisfério inferior); em A os pontos brancos indicam as estrias e as setas o sentido do movimento e, em B os pontos vermelhos indicam somente as estrias.

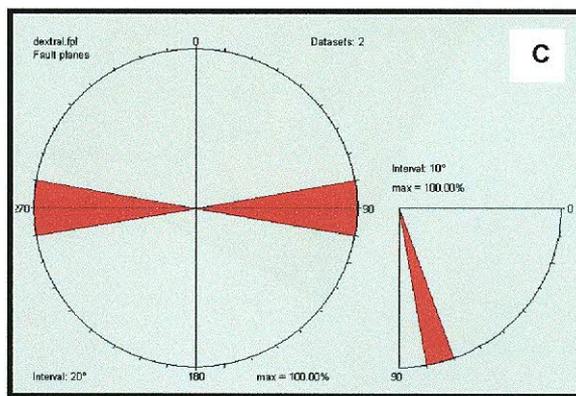


Figura 9.2.1.14 – Diagrama de rosetas com direção do *strike* dos planos (C).

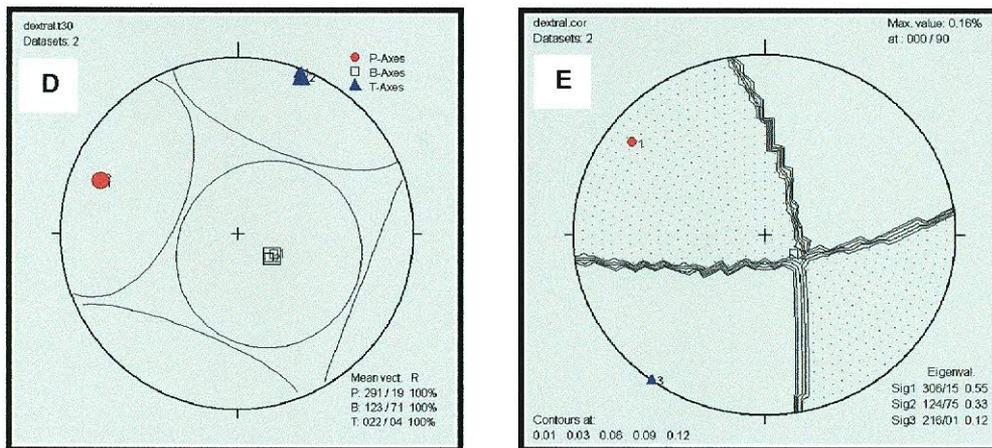
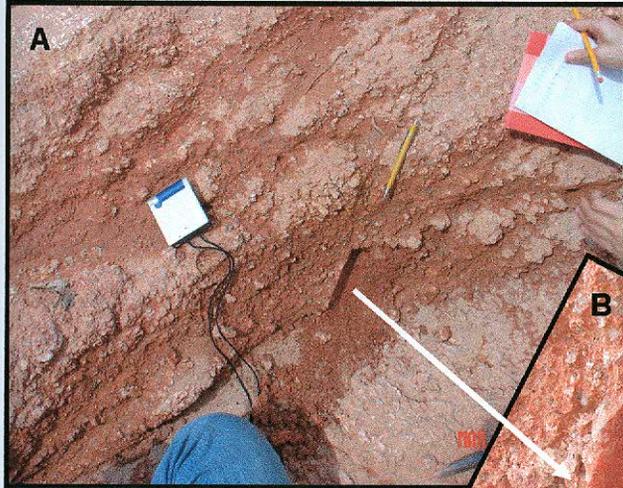
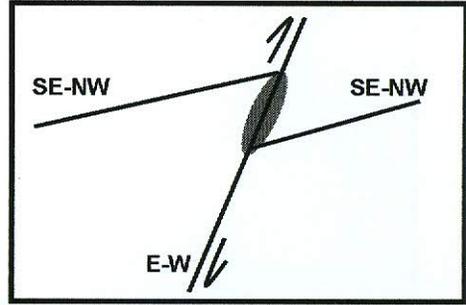
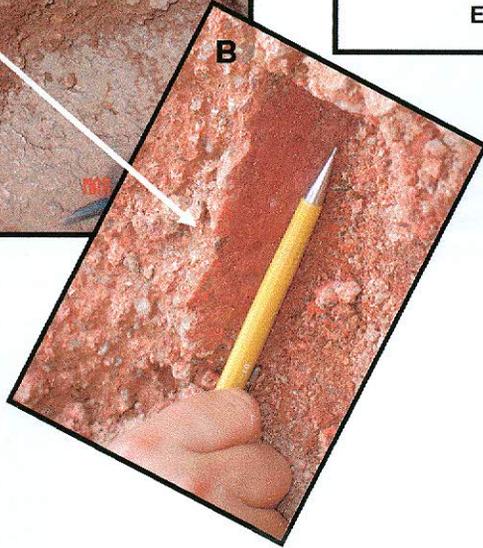


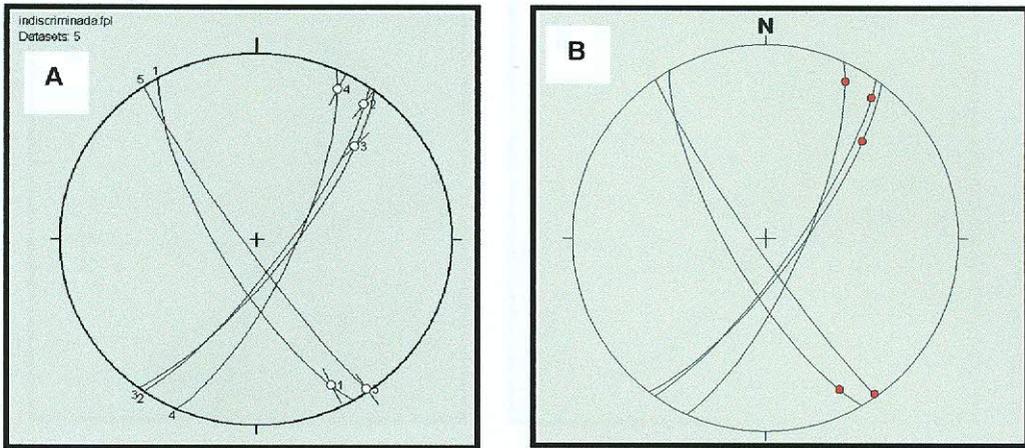
Figura 9.2.1.15 – Em D, eixo Pt para falhas transcorrentes dextrais medidas no embasamento. P-Axes (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em E, diagramas obtido pela técnica dos Diedros Retos para falhas transcorrentes dextrais no embasamento (hemisfério inferior).



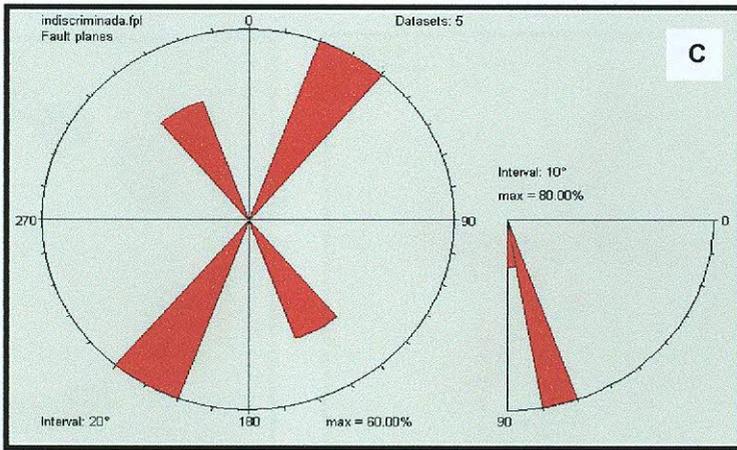
**Figura 9.2.1.16** – Observação de planos de falhas (Ponto 8) identificados no piso de estrada (A). Em detalhe (B), plano estriado associado a estrutura com orientação E-W.



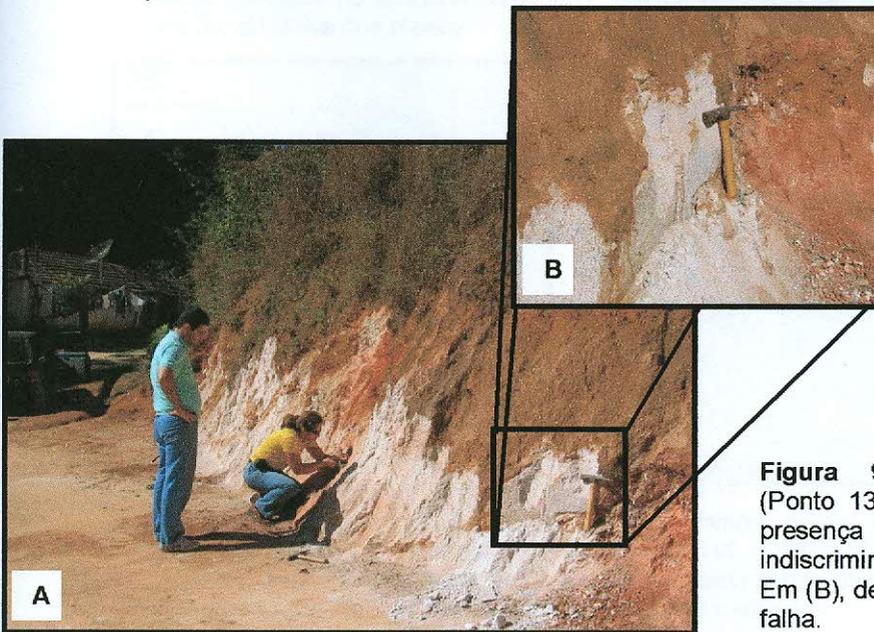
**Figura 9.2.1.17** – Esquema do deslocamento de estruturas SE-NW por falhas orientadas E-W, com movimentação dextral, com destaque para o rejeito gerado.



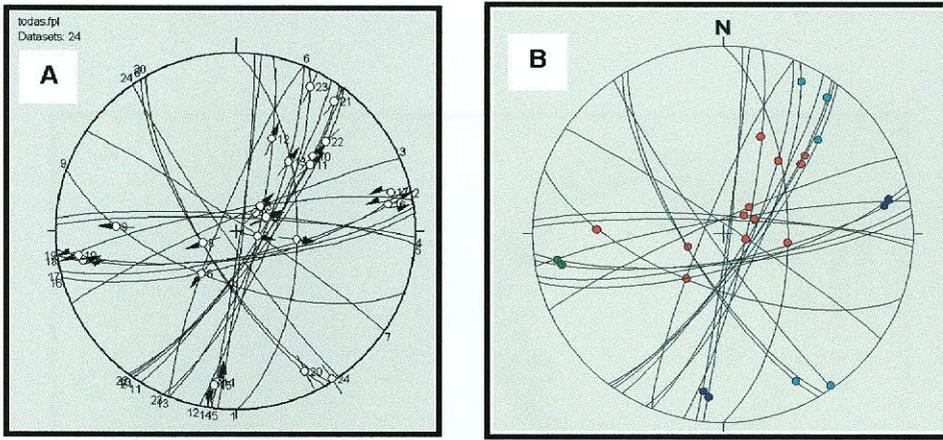
**Figura 9.2.1.18** – Em A e B, diagramas com projeções estereográficas para 5 medidas de falhas indiscriminadas no embasamento (hemisfério inferior). Em A os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento; em B os pontos indicam somente as estrias.



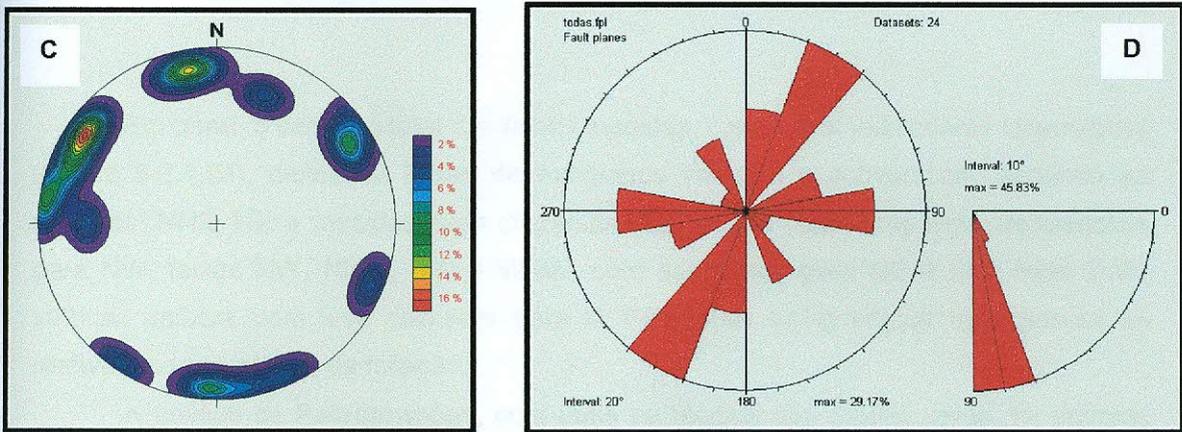
**Figura 9.2.1.19** – Em C, diagrama de rosetas com direção do *strike* dos planos.



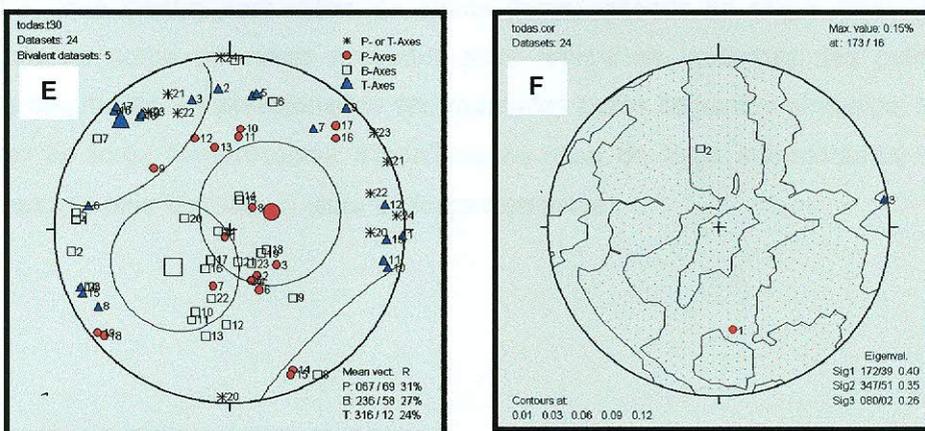
**Figura 9.2.1.20** – Afloramento (Ponto 13 – Figura 9.2.1) (A) com presença de planos de falhas indiscriminadas no embasamento. Em (B), detalhe de um dos planos de falha.



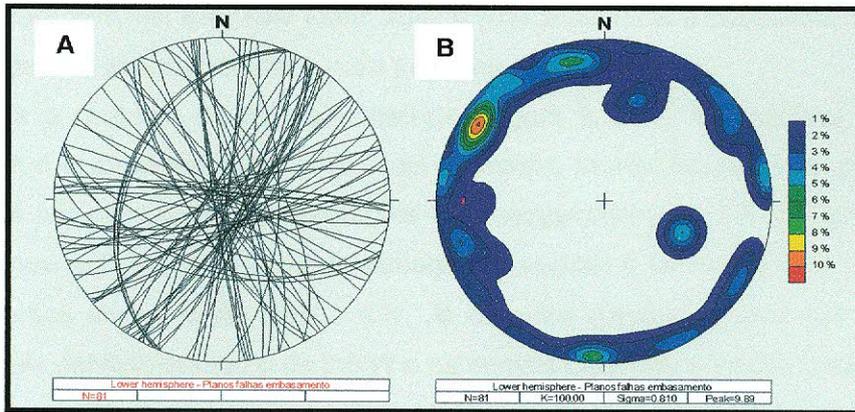
**Figura 9.2.1.21** – Em A e B, diagramas de Angelier com projeções estereográficas para 24 medidas de falhas com indicadores cinemáticos (hemisfério inferior); Em A, os pontos brancos indicam as estrias e as setas a direção do movimento e, em B, os pontos coloridos indicam as estrias de movimento: falha normal em vermelho, falha sinistral em azul, falha dextral em verde e falha indeterminada em azul claro.



**Figura 9.2.1.22** – Em C, estereogramas de contorno para os pólos de 24 falhas medidas no embasamento – n; Em D, diagrama de rosetas com direção do strike dos planos.



**Figura 9.2.1.23** – Em E, eixo Pt para falhas gerais medidas no embasamento. P-Axes (círculo vermelho = sigma1; quadrado em branco = sigma 2; triângulo azul = sigma 3); Em F, diagrama obtido pela técnica dos Diedros Retos para as falhas gerais (hemisfério inferior).



**Figura 9.2.1.24** – Em (A) estereogramas para o total de falhas medidas no embasamento e, em (B) estereogramas de contorno para os pólos de falhas medidas no embasamento (hemisfério inferior).

Em geral, o conjunto total das falhas medidas, com e sem indicadores cinemáticos (Figura 9.2.1.24), delineiam feixes de mergulhos verticais e subverticais, segundo as direções: NNE, NE e medidas mais dispersas ENE, todas com mergulhos preferenciais para NW; feixes NW, NNW, NW e WNW, com mergulhos para NE e SW; feixe E-W, vertical, embora com leve caimento para N. Falhas de baixo ângulo associam-se às reativações nos planos da foliação.

A análise de **Paleotensões**, com base na técnica dos diedros retos, foi definida apenas para aquelas falhas cujo movimento das estrias pode ser reconhecido. Além do diagrama dos diedros retos, foi elaborado também o diagrama do Eixo Pt (Figura 9.2.1.23), que mostra parâmetros de *stress* (força aplicada ao corpo rochoso) e *strain* (resposta do corpo ao *stress* aplicado), para realçar as variações das paleotensões. Nestes diagramas, as paleotensões são marcadas pelos seguintes símbolos: sigma1 ou  $\sigma_1$  (eixo de força compressivo), sigma2 ou  $\sigma_2$  (eixo de força intermediária) e sigma3, representado pelo símbolo  $\sigma_3$  (eixo de força distensiva).

Para as **falhas normais**, o diagrama de Eixo Pt (Figura 9.2.1.4E) mostra três conjuntos de eixo compressivo ( $\sigma_1$ ) vertical, mais marcante, e dois subverticais, com caimento para NW, SE e S; eixo intermediário ( $\sigma_2$ ) subvertical a horizontal, e distensivo ( $\sigma_3$ ) subvertical e vertical para NW, mais marcante, N, NE e E.

Para o conjunto de **falhas sinistrais** (Figura 9.2.1.9), o diagrama de Eixo Pt mostra que o eixo compressivo ( $\sigma_1$ ), mais marcante, horizontal, vertendo para ENE e, outros dois intermediários, subhorizontais com vergências para NE e SSE. Os eixos intermediários ( $\sigma_2$ ) mostram o mais marcante na vertical e os outros dois, subverticais com caimentos em torno de ENE e SW. Já os eixos distensivos ( $\sigma_3$ ) são horizontais sendo o mais definido em torno de WNW e os demais para NW e WSW. O diagrama dos diedros retos indica eixo compressivo  $\sigma_1$  N (N-002/17) subhorizontal,  $\sigma_2$  (intermediário) ESE subvertical (N-119/55) e eixo distensivo  $\sigma_3$  WSW (N-262/29) subvertical.

**Falhas transcorrentes dextrais**, apesar de apenas duas medidas (Figura 9.2.1.13) mostram diagrama de Eixo Pt (Figura 9.2.1.15D) com eixo compressivo ( $\sigma_1$ ) na horizontal vertendo para ENE, eixo intermediário ( $\sigma_2$ ) subvertical com caimentos para SE e, eixo distensivo ( $\sigma_3$ ) subhorizontal voltado para WNW. O diagrama dos diedros retos (Figura 9.2.1.15E) destaca eixo compressivo  $\sigma_1$  NW (N-306/15) subhorizontal,  $\sigma_2$  (intermediário) subvertical (N-124/75) e eixo distensivo  $\sigma_3$  SW (N-216/01) horizontal.

Os estereogramas da Figura 9.2.1.23 mostram, em resumo, que o conjunto das falhas normais e transcorrentes encontra-se disperso, atestando as variações das paleotensões mostradas no diagrama de Eixo Pt. Em linhas gerais, embora a média dos vetores tenha sido relativamente baixa, este diagrama mostra: três conjuntos para o eixos compressivos ( $\sigma_1$ ) sendo, o de maior destaque, vertical e subvertical, com vergência preponderando para NE e SE; um subvertical a horizontal com vergência entre NW e N e SSE, respectivamente e, outro subhorizontal com caimentos ora para NE ora para SW. Para os eixos intermediários ( $\sigma_2$ ) encontram-se mais dispersos, formando conjuntos preferenciais subverticais, preferencialmente, verticais e subhorizontais, ocasionalmente. Já os eixos distensivos ( $\sigma_3$ ), subhorizontal, apresentam também três conjuntos principais, ainda que pouco definidos, sendo os de maior destaque voltados para o quadrante NW e NNW. Os outros dois eixos concentram-se, um entre ENE e outro ora para NE e SW. Um pequeno conjunto disperso voltado para N é também visível. O diagrama dos diedros retos, em geral, indica eixo compressivo  $\sigma_1$  SSE (N-172/39) subvertical,  $\sigma_2$  (intermediário) NNW subvertical (N-347/51) e eixo distensivo  $\sigma_3$  E (N-080/02) horizontal.

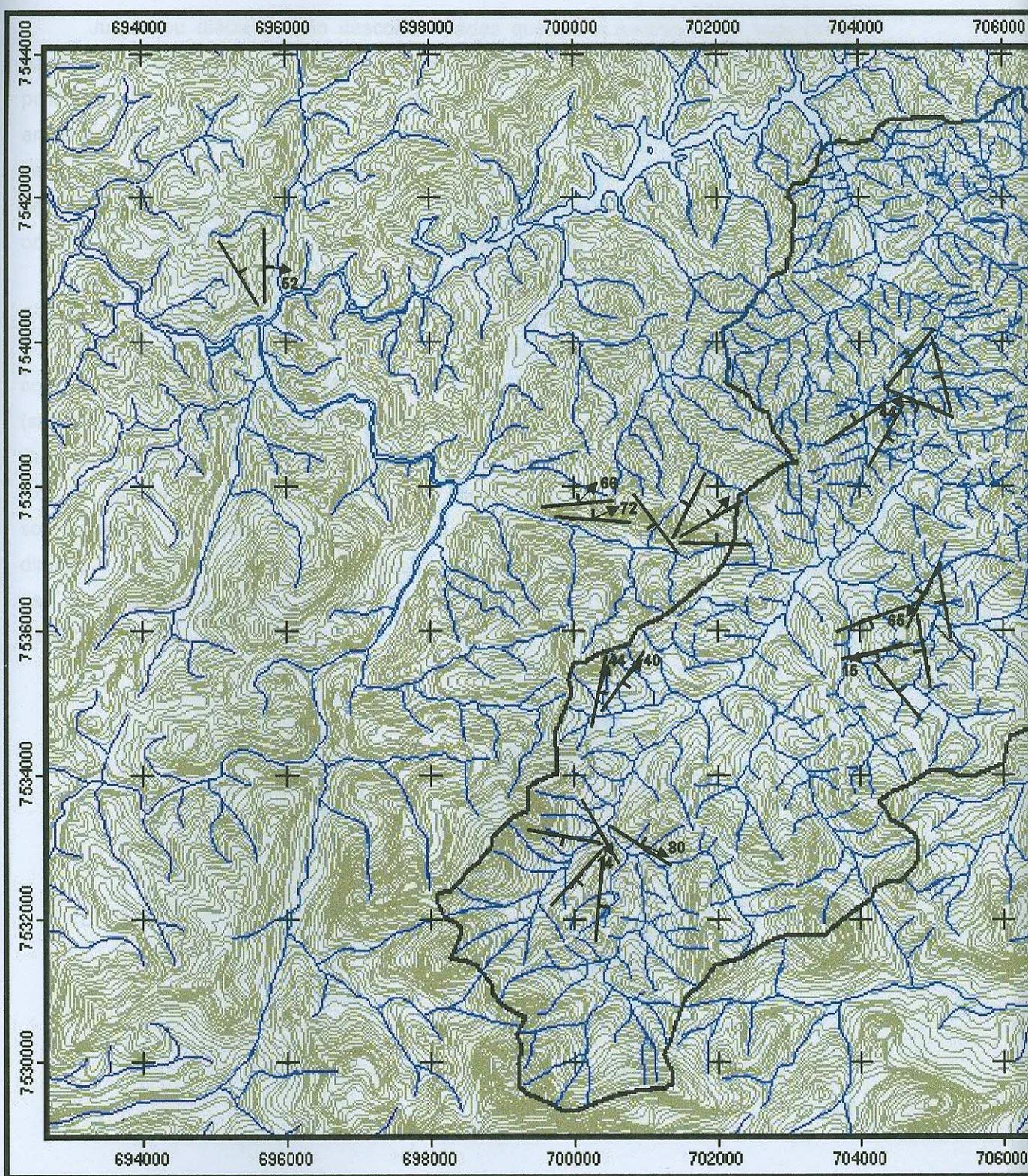
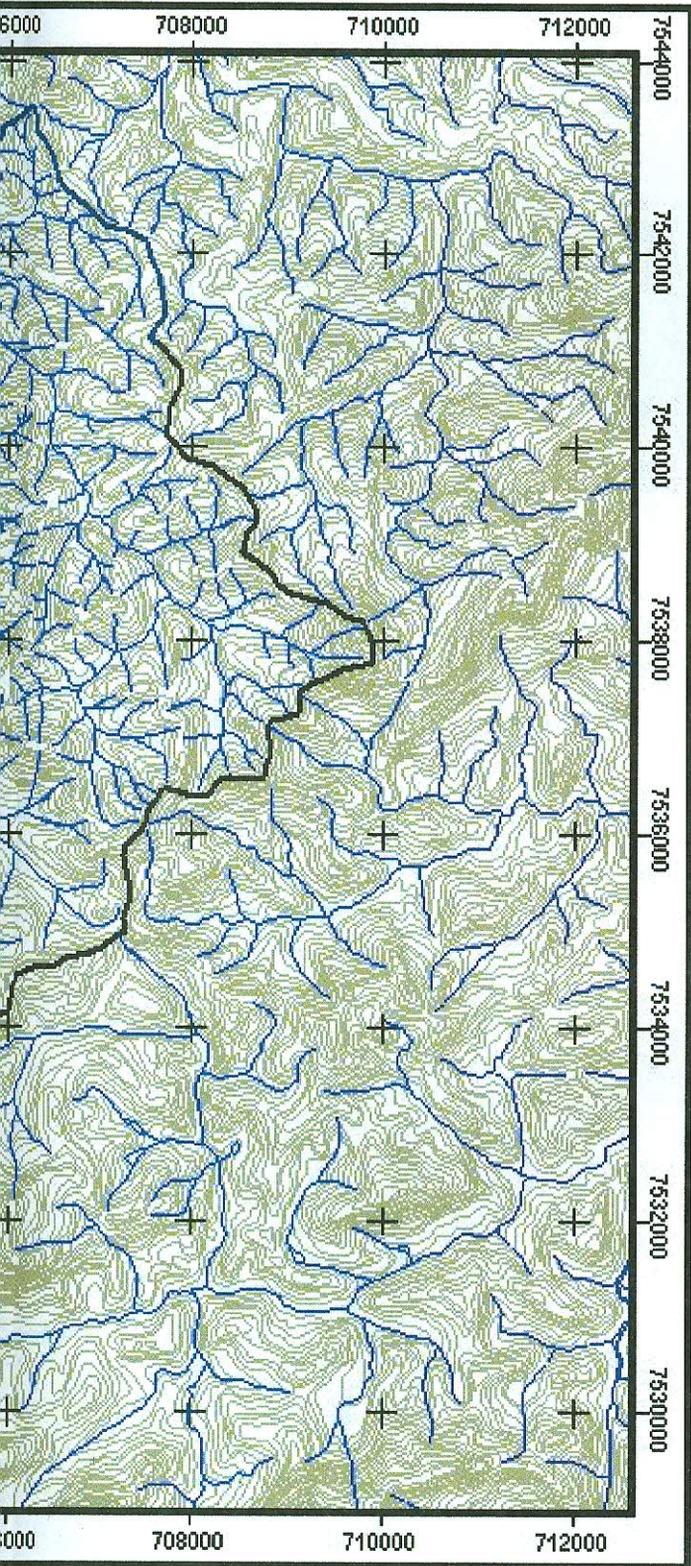


Figura 9.2.1.25 – Mapa com os principais orientações de planos de falhas identificados e medidos na área.

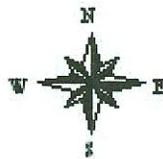


# MAPA ESTRUTURAL

## LEGENDA

-  Falha com orientação e mergulho da estria
-  Falha indiscriminada
-  Limite da bacia
-  Rede de drenagem
-  Curvas de nível

### ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS (IBGE, 1966, 1974, 1983 e 1986)



1 0 1 2 3 Km

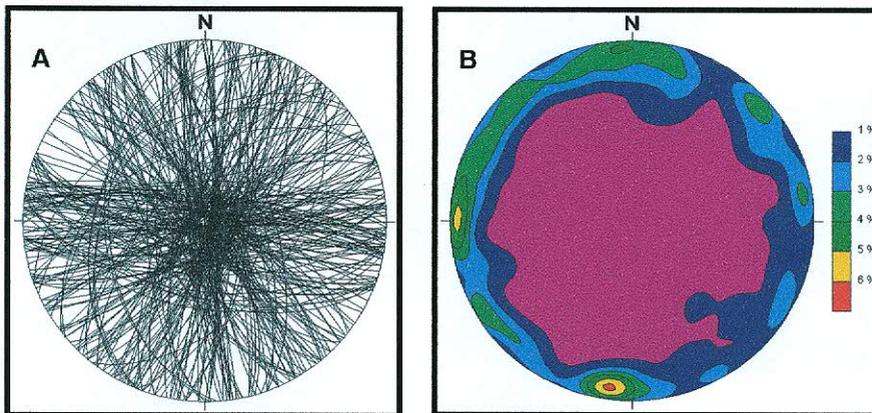


TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ).  
Laura Delgado Mendes

### 9.2.2 – Juntas

Juntas ou diáclases são descontinuidades que se apresentam em superfícies paralelas ou subparalelas, entrecruzando-se e compondo famílias que isolam blocos poliédricos (HASUI & COSTA, 1992). Na área, ocorrem com frequência tanto no embasamento quando nos diques mesozóicos, apresentando geralmente espaçamento centimétrico e extensão métrica e decamétrica. Dados de juntas não foram medidos nos sedimentos. As juntas levantadas para a área foram tratadas de forma conjunta com o objetivo de definir suas famílias principais, descritas a seguir.

Nas rochas do embasamento foram encontradas oito famílias bem definidas (Figura 9.2.2.2), com atitudes N-S, N10-20W, NW-SE, N70-80W, E-W, N10-20E, NE-SW e E70E, verticais e subverticais (Figura 9.2.2.1). Juntas com mergulhos subhorizontais, com direções no quadrante NE-SW são interpretadas como de deslocamentos (*sheeting*), estando aqui, geralmente aproveitando os planos de foliações (Figura 9.2.2.3). Segundo LOCZY & LADEIRA (1976) estas são encontradas em corpos graníticos em todo o mundo, resultando do alívio de carga associado à remoção de rochas sobrejacentes. A origem desse tipo de fratura é atribuída à expansão da rocha em direção à superfície, resultante da pressão confinante após soerguimento e/ou erosão das camadas sobrejacentes (GILBERT, 1904 e OLLIER, 1984 *apud* FERNANDES & AMARAL, 2000).



**Figura 9.2.2.1** – Diagramas com projeções estereográficas para 276 medidas de fraturas no embasamento (hemisfério inferior). Em B, projeção estereográfica dos pólos de fraturas medidas no embasamento hemisfério inferior).

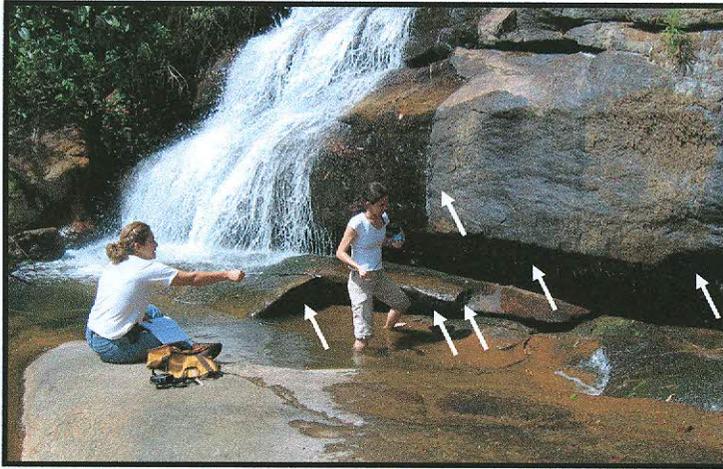


Figura 9.2.2.2 – Observação de fraturas e no eixo de um dos canais da bacia

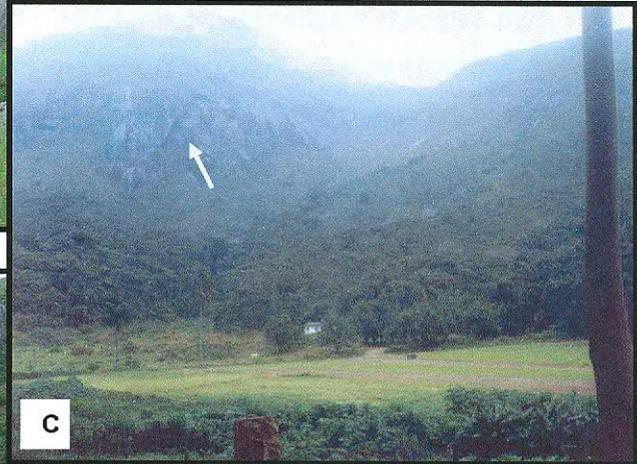
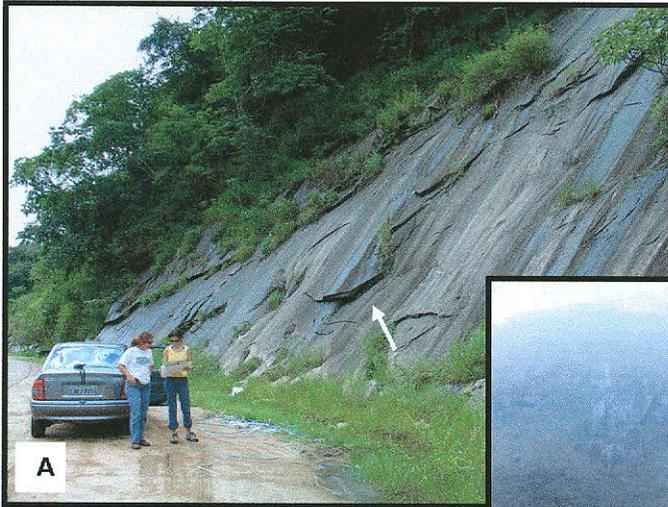
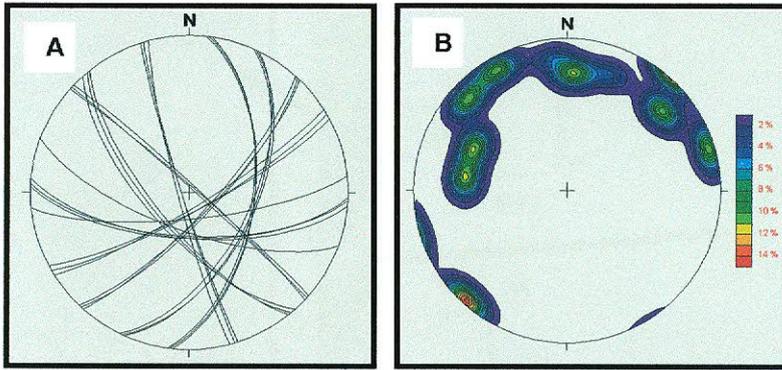


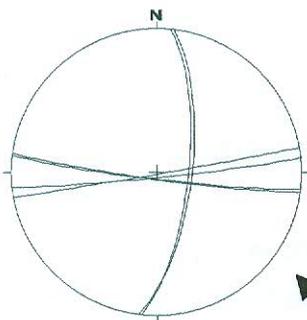
Figura 9.2.2.3 – Fraturas de alívio de tensão localizadas nas adjacências da área de estudo (A e B), no vale do rio Piabanha, e na área de estudo (C).

Nos **diques mesozóicos** (Figura 9.2.2.4) foram reconhecidas seis famílias de direções bem marcadas N10E, N30E, N45E, E-W, N20W e N40W, com mergulhos verticais a subverticais. A análise das juntas presentes no embasamento e nos diques indica o aproveitamento de discontinuidades preexistentes para alívios de tensão no cenozóico, sendo que alguns apresentam brechações, indicando deformações tectônicas posteriores à sua implantação (Figura 9.1.2.2).

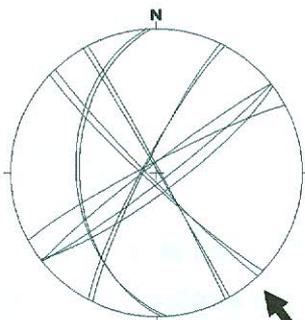


**Figura 9.2.2.4** – Diagramas com projeções estereográficas para 27 medidas de fraturas em diques mesozóicos. Em B, projeção estereográfica dos pólos de fraturas medidas em diques mesozóicos hemisfério inferior.

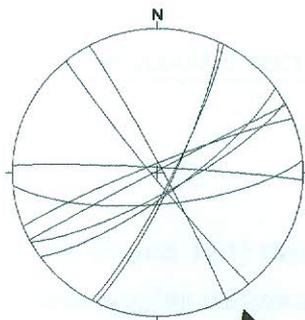
Foram gerados diagramas com as estruturas identificadas e medidas para cada ponto, exibidos na Figura 9.2.2.5, em conjunto com o Modelo Digital de elevação da área, onde a partir de sua análise buscou-se compreender o relacionamento entre tais estruturas e a dinâmica geomorfológica da área. As considerações quanto a tais relações serão apresentadas ao longo das discussões propostas a seguir.



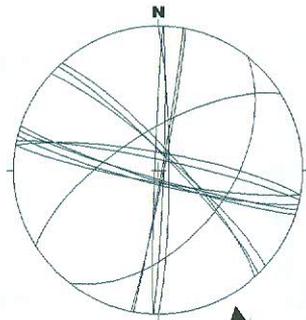
**P3**



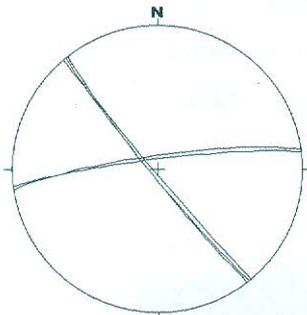
**P5**



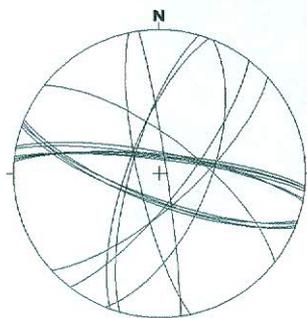
**P6**



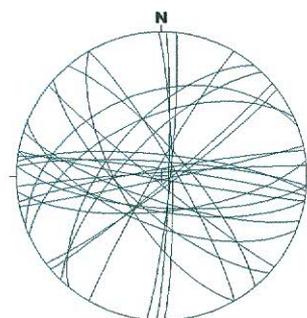
**P24**



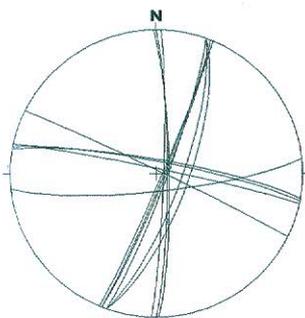
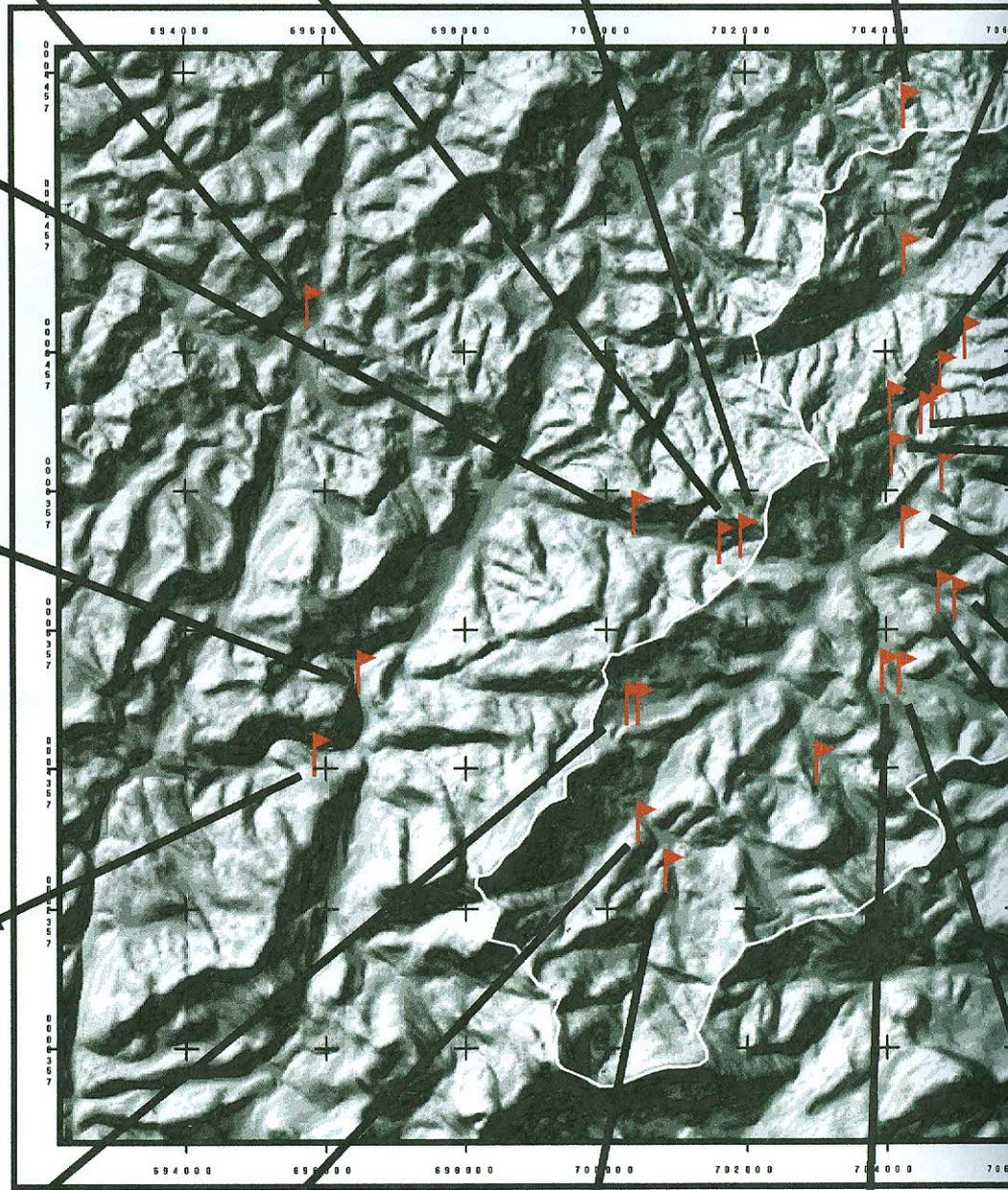
**P4**



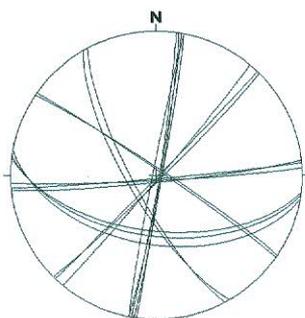
**P2**



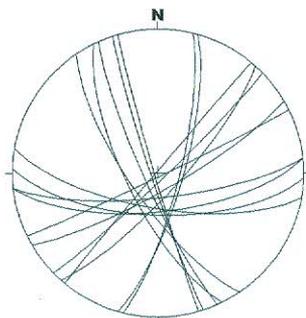
**P1**



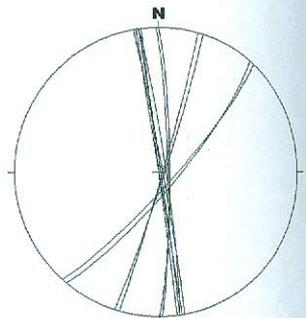
**P21**



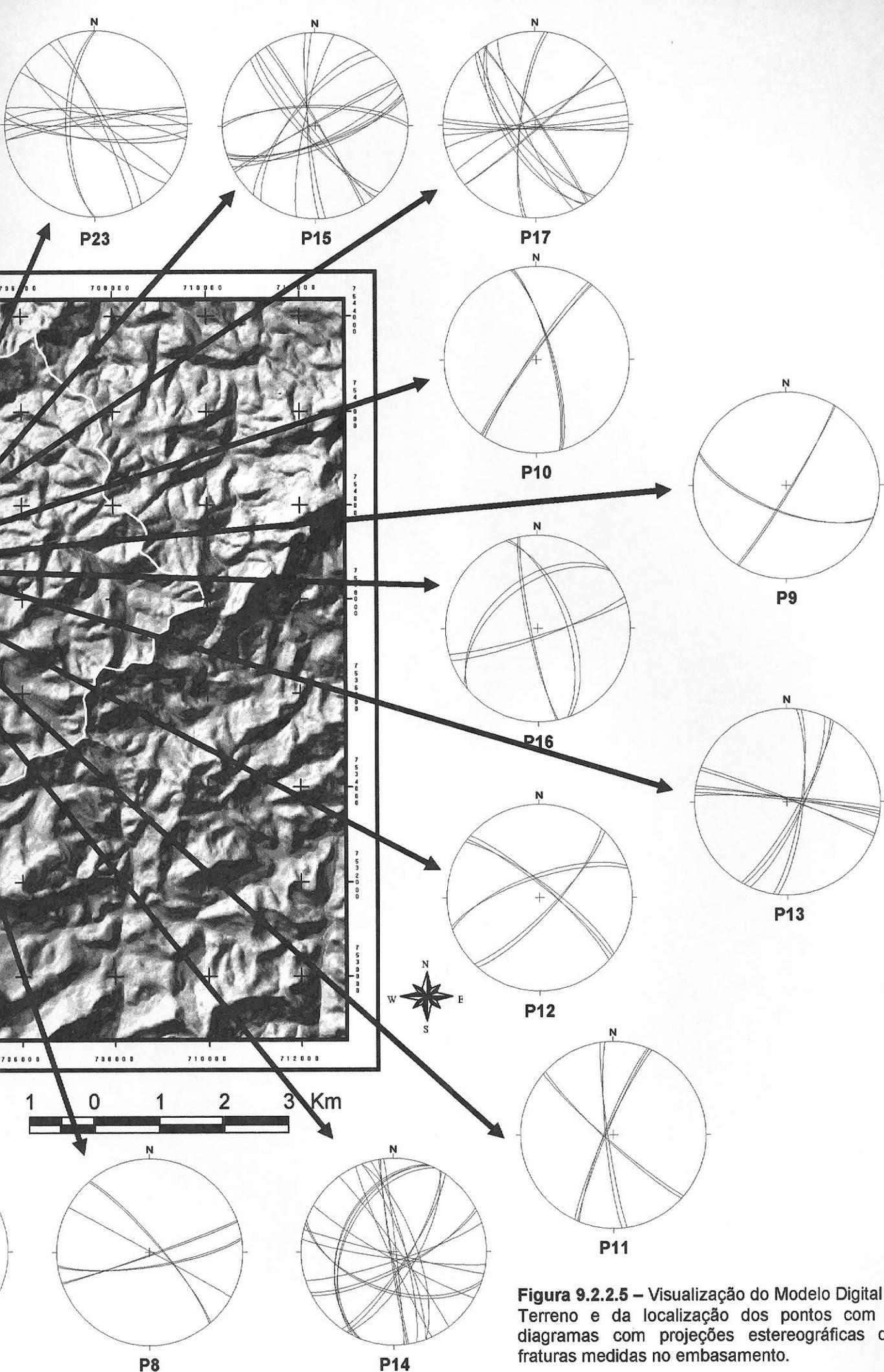
**P18**



**P19**



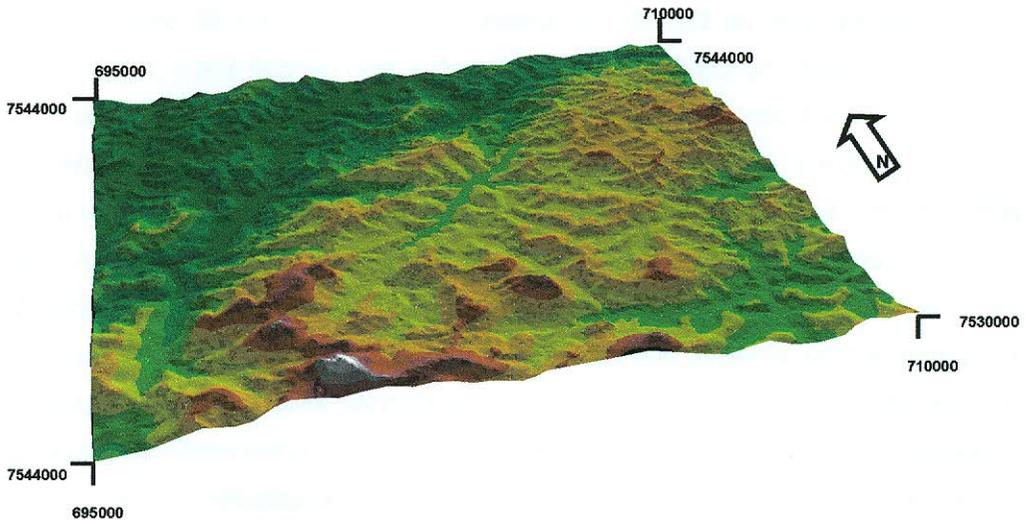
**P7**



**Figura 9.2.2.5** – Visualização do Modelo Digital de Terreno e da localização dos pontos com os diagramas com projeções estereográficas das fraturas medidas no embasamento.

## 10 – GEOMORFOLOGIA E TECTÔNICA

As análises geomorfológicas efetuadas na área de estudo (Figura 10.1) tiveram o propósito de integrar o conjunto de dados obtidos a partir das observações realizadas em campo e resultantes dos mapeamentos realizados, principalmente quanto às suas relações com os dados estruturais obtidos vinculados à evolução tectônica regional, de maneira a tentar definir as relações entre a geologia (tectônica) e a dinâmica e evolução geomorfológica da área.



**Figura 10.1** – Visualização da área de estudo a partir do Modelo Digital de Elevação em 3D.

## 10.1 – Rede de drenagem e tectônica

### 10.1.1 – Padrões de drenagem

A rede de drenagem da área de estudo apresenta uma configuração que reflete a estruturação associada à evolução tectônica regional, condicionada pelas discontinuidades pré-existentes.

O padrão de drenagem predominante na bacia do rio Bonito é o dendrítico, ocorrendo um arranjo que varia de dendrítico e subparalelo, como pode ser observado na Figura 10.1.1.1. É notável a orientação NE-SW do eixo principal do rio Bonito (a montante), e sua relação com a dinâmica regional. Segundo CHRISTOFOLETTI (1980), na drenagem do tipo dendrítica, da mesma maneira como nas árvores, os ramos formados pelas correntes tributárias distribuem-se em todas as direções sobre a superfície do terreno e se unem formando ângulos agudos de graduações variadas, mas sem chegar nunca ao ângulo reto. A presença de confluências em ângulos retos, no padrão dendrítico, de acordo com o autor, constitui anomalias que se pode atribuir, em geral, aos fenômenos tectônicos. Quanto à drenagem do tipo paralela, ocorre quando os cursos de água, sobre uma área considerável ou em numerosos exemplos sucessivos, escoam quase paralelamente uns aos outros, localizando-se em áreas onde há presença de vertentes com declividades acentuadas ou onde existam controles estruturais que impulsionam a ocorrência de espaçamento regular, quase paralelo das correntes fluviais, sendo comum a sua ocorrência em áreas de falhas paralelas ou em regiões com lineamentos topográficos paralelos; a drenagem subparalela é um subtipo da drenagem paralela e é determinada quando os cursos de água assemelham-se à disposição geral, mas sem a regularidade da configuração paralela (CHRISTOFOLETTI, 1980).

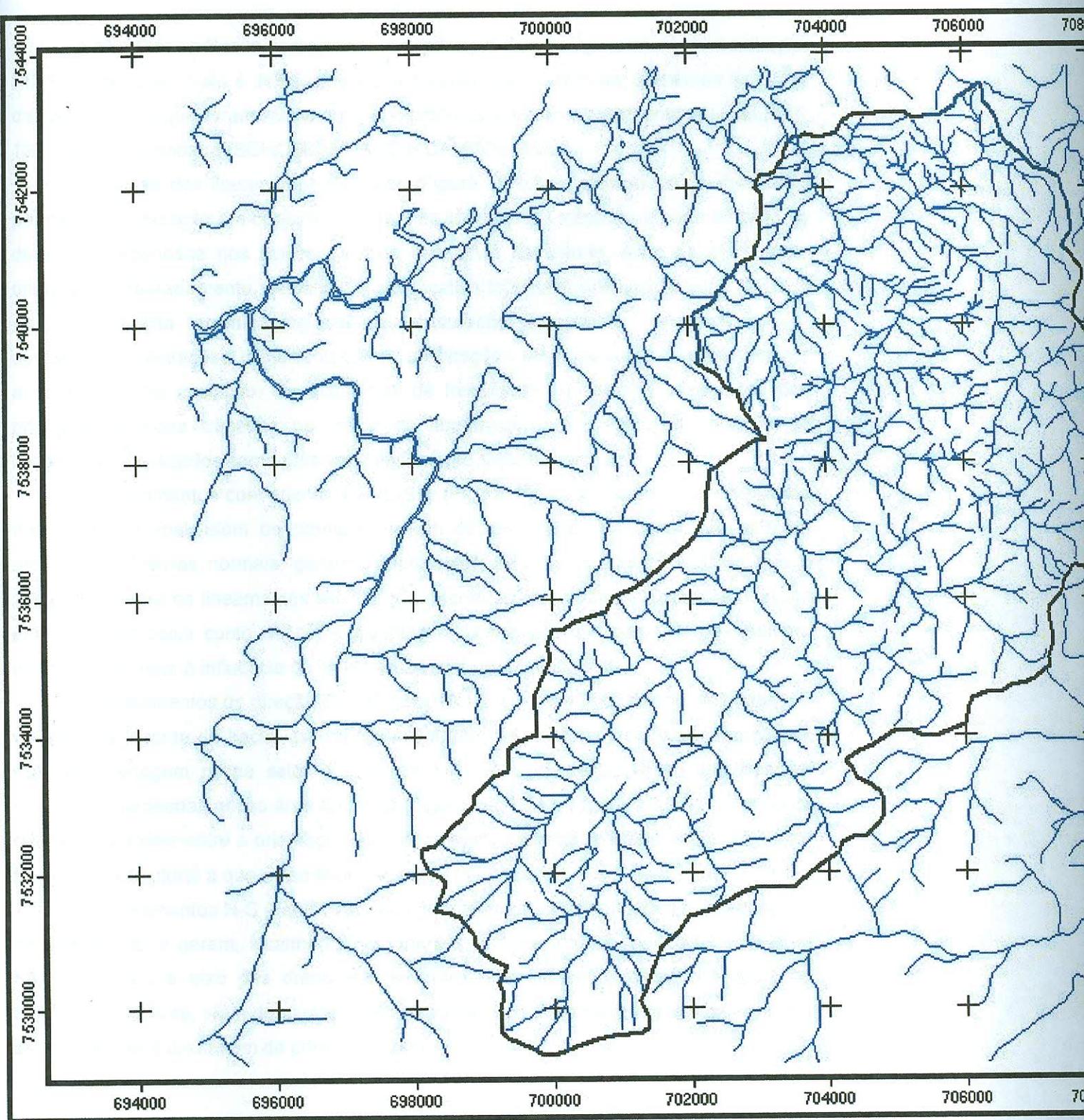
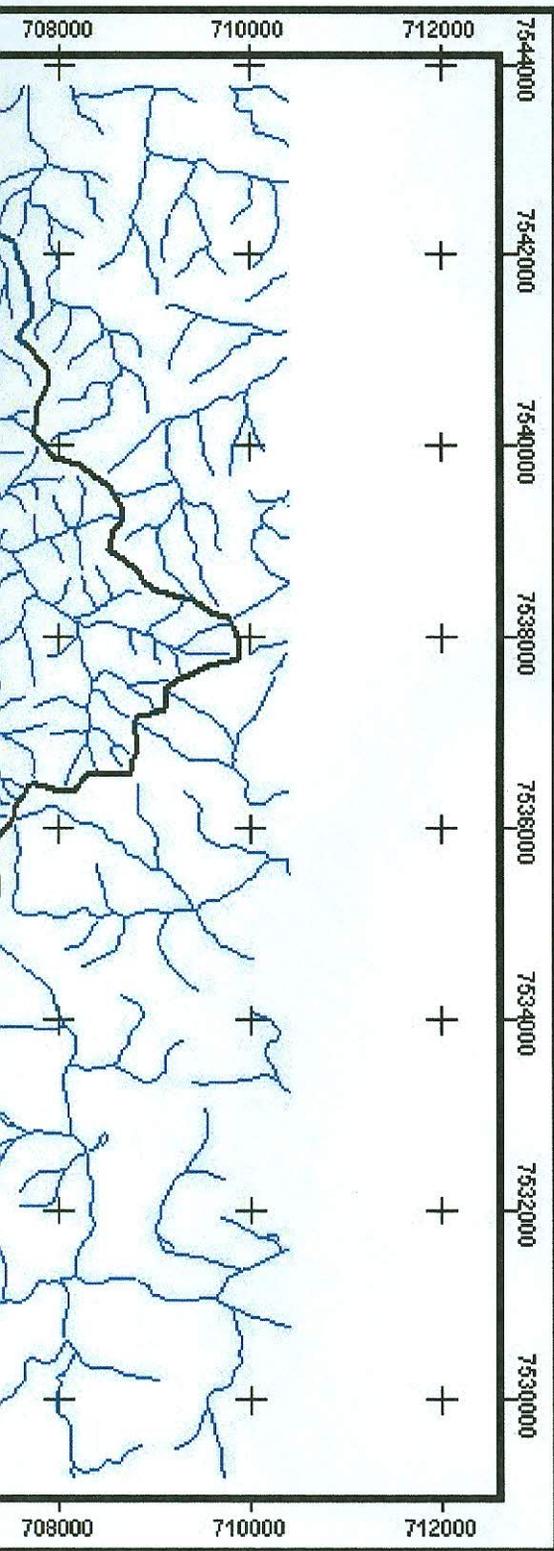


Figura 10.1.1.1 – Mapa de drenagem



# MAPA DE DRENAGEM



## LEGENDA



Rede de drenagem



Limite da bacia

## ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS



TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ).  
Laura Delgado Mendes

### 10.1.2 – Análise dos lineamentos de drenagem

A bacia do rio Bonito apresenta o eixo principal da drenagem orientado na direção NE-SW. Esta orientação é definida pela estruturação pré-Cambriana, associada às zonas de cisalhamento que foram reativadas pela tectônica extensional Waldeniana (ALMEIDA, 1967) ou Sul-Atlantiana (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984).

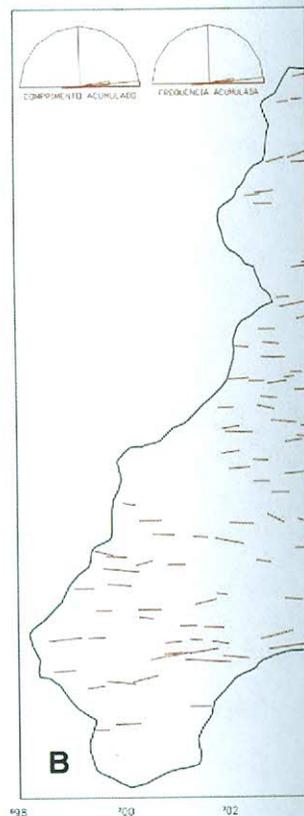
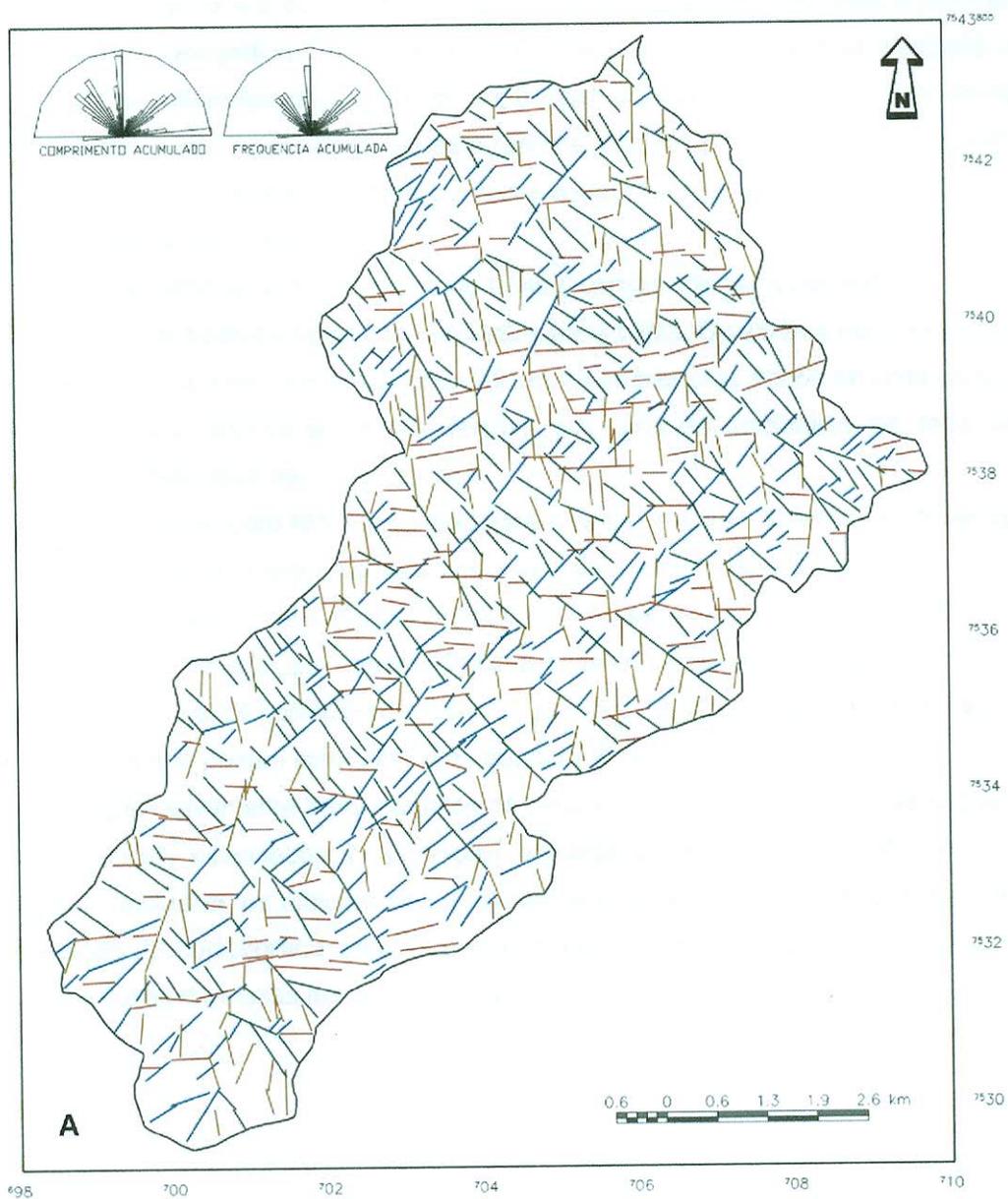
A análise dos lineamentos da bacia (Figura 10.1.2.1), elaborados de maneira a permitir a visualização em conjunto de todos os lineamentos traçados a partir da rede de drenagem, adensada nos limites da área específica de estudo, além de exibir cada orientação separadamente, evidencia a significativa influência das estruturas e, por sua vez, da evolução tectônica regional na estruturação da rede de drenagem, já que apresentam orientações coincidentes com as direções de estruturas do embasamento associadas a tal evolução. Os diagramas de frequência permitem a observação das principais direções traçadas no mapa de lineamentos, tanto para o conjunto de lineamentos analisados como para cada lineamento separadamente.

Os lineamentos com orientação NE-SW (Figura 10.1.2.1) associam-se ao eixo da drenagem principal, além de promoverem um escalonamento na bacia, por estarem associados a falhas normais, gerando importantes rupturas no relevo. Nota-se que a associação entre os lineamentos NE-SW e a orientação do canal principal só é possível para o médio-baixo curso do rio. A orientação da drenagem a partir de determinado trecho se submete à influência de lineamentos com orientação E-W.

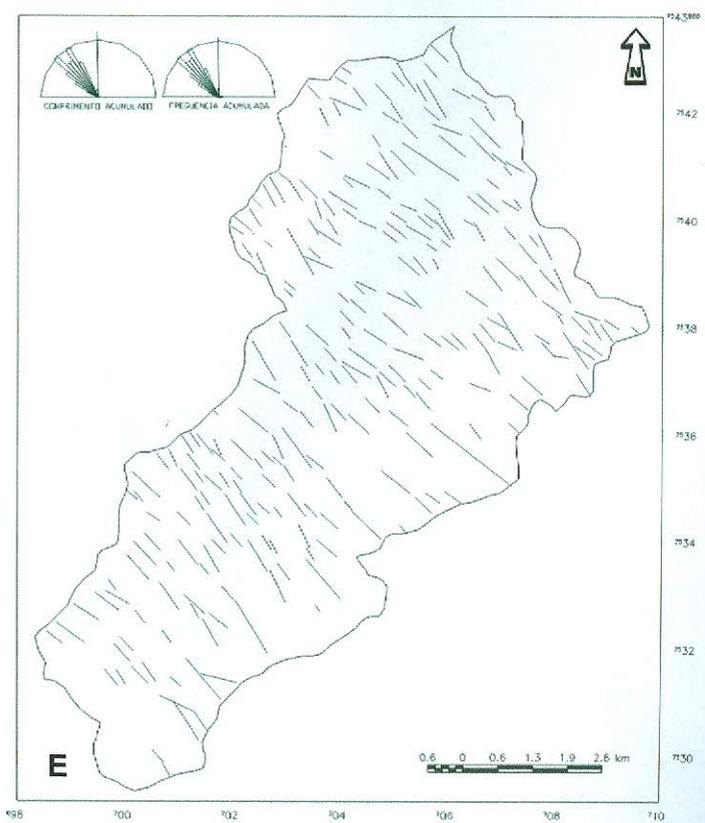
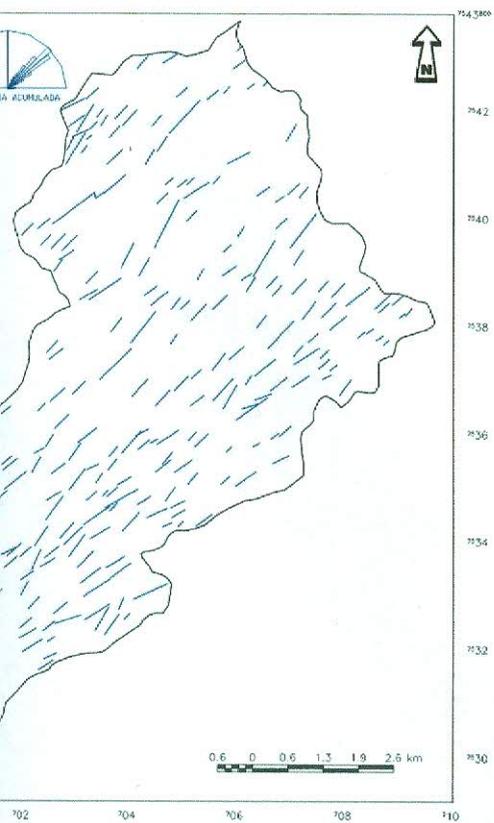
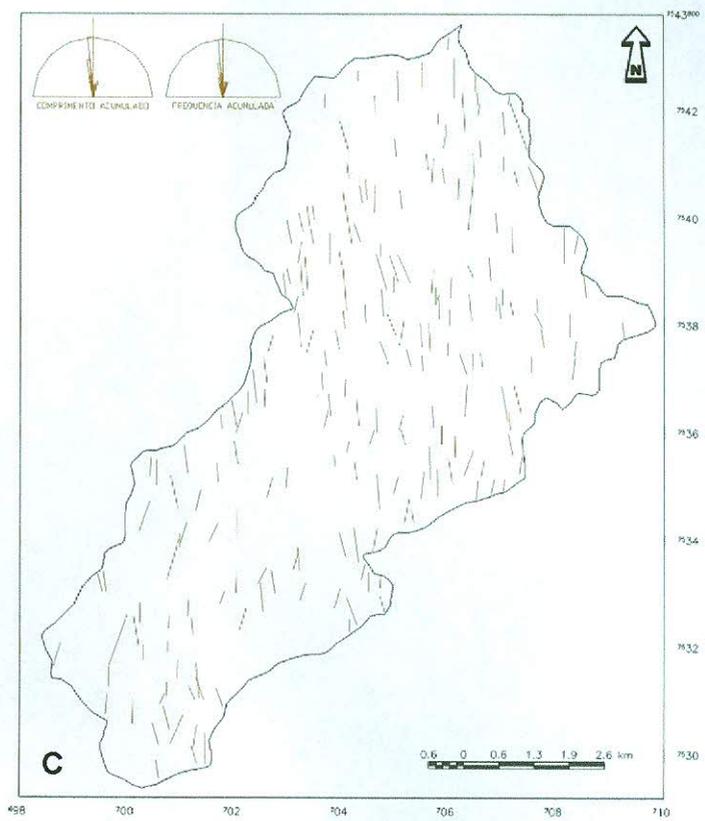
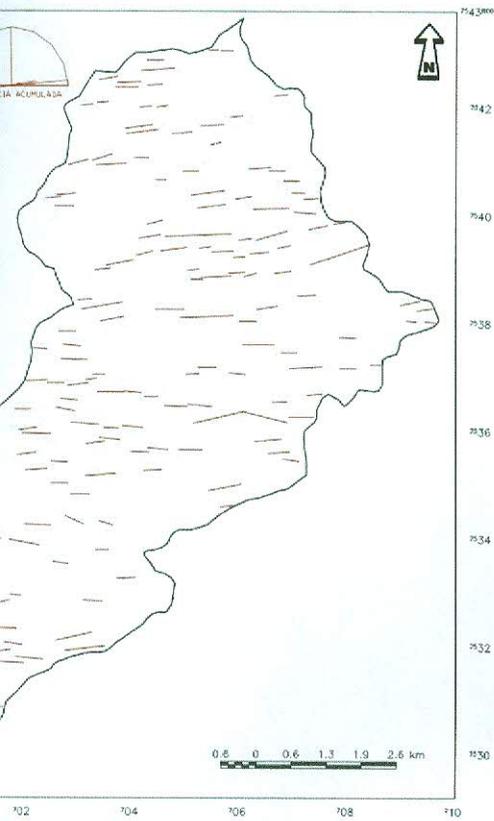
Os lineamentos de direção E-W (Figura 10.1.2.1), como já apontado, destacam-se no trecho à jusante da bacia, assumindo importante papel no controle da orientação da rede de drenagem nesse setor. Estruturas com esta orientação foram identificadas, medidas e mapeadas nessa área da bacia (Figura 9.2.1.24 e Figura 9.2.2.5), refletindo a relação que existe entre a orientação dos lineamentos da rede de drenagem e o controle tectônico e estrutural a que estão submetidos.

Os lineamentos N-S (Figura 10.1.2.1) geram importantes deflexões nas drenagens de direção NE e geram, localmente, importantes rupturas no relevo; e os NW (Figura 10.1.2.1) criam o eixo das drenagens afluentes e controlam o divisor da bacia no segmento à jusante, além de atuarem na dissecação do relevo de forma significativa, por associarem-se à drenagem de primeira ordem.

Os feixes de orientações definidos pelos lineamentos mapeados são concordantes com as estruturas observadas e medidas em campo, apresentadas no capítulo 9.2 (Figura 9.2.1.24 e Figura 9.2.2.5). A distribuição espacial dos feixes de lineamentos, a caracterização e a coincidência dos mesmos com as estruturas medidas e observadas no embasamento e a influência que ambos exercem sobre a morfodinâmica da área, foram a base a elaboração da compartimentação morfotectônica, que será oportunamente discutida no capítulo 10.2.



**Figura 10.1.2.1** – Orientação dos lineamentos da rede de drenagem. Em (A), visualização de todos os lineamentos, modificado de MENDES (2001); em B, C, D e E, observação de cada orientação de lineamento separadamente, com orientações E-W, N-S, SW-NE e SE-NW, respectivamente.



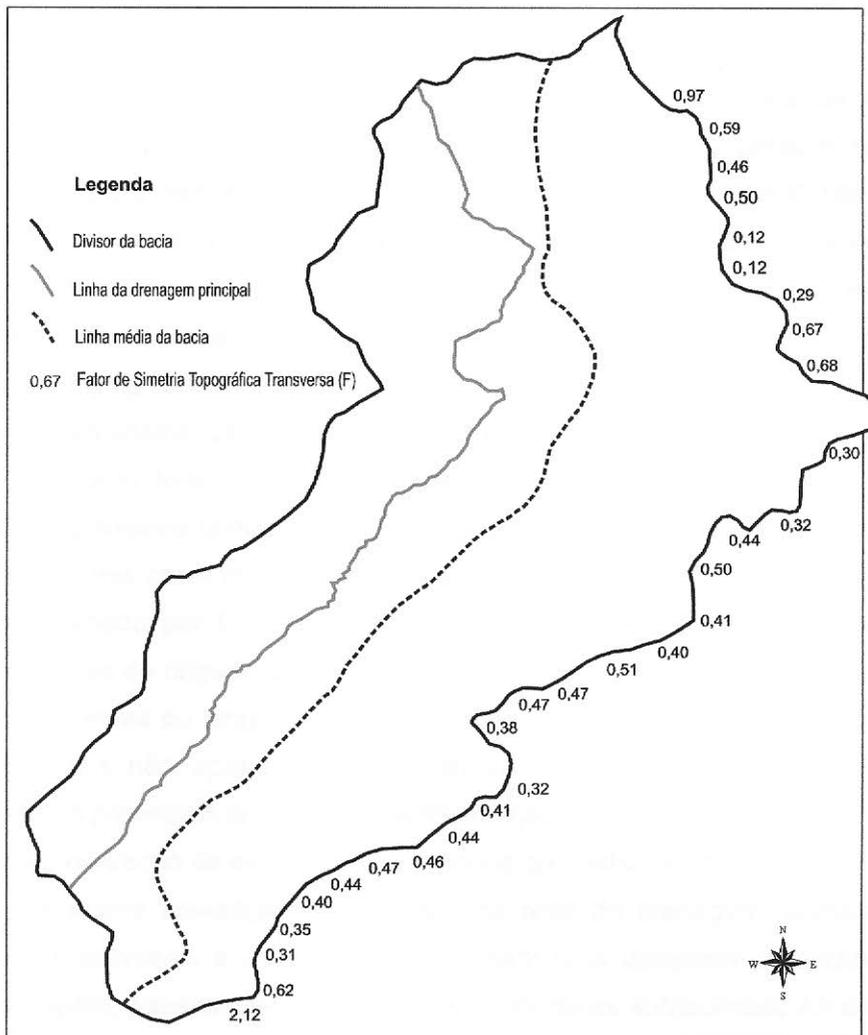
### 10.1.3 – Fator de Simetria Topográfica Transversa

Buscando avaliar a influência da tectônica no arranjo da rede de drenagem, foi aplicada a técnica proposta por COX (1994) e KELLER & PINTER (1996), que define o basculamento de blocos e o deslocamento de rios devido a causas tectônicas a partir do Fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT). De acordo com a técnica proposta, a análise foi feita em diferentes segmentos do rio, buscando avaliar o comportamento do rio ao longo de todo o seu curso. Segundo esta técnica, valores próximos ou iguais a zero (0) indicam simetria e valores próximos ou iguais a um (1) se referem à assimetria e a uma maior influência da tectônica.

Os valores obtidos para a bacia do rio Bonito, como pode ser observado na Figura 10.1.3.1 indicam um basculamento intermediário para a bacia. Os valores mais elevados, ou mais anômalos, ocorrem em áreas onde há coincidências com *trends* de lineamentos E-W. Nestas áreas observa-se, ainda, feições que indicam anomalias na rede de drenagem, como deflexões de canais fluviais.

O basculamento para NW constatado para a bacia permite evidenciar a diferencial configuração da mesma, o que ressalta a sua condição assimétrica, quando se analisa os canais das margens esquerda e direita do rio bonito. Ressalta-se a influência da estrutura subjacente, como a foliação que, mesmo fraca, apresenta caimento para NW, direção do fluxo dos canais, sendo coincidente com o padrão de escalonamento por falhas normais/oblíquas que podem aproveitar e/ou truncar a foliação.

São significativamente mais extensos os canais da margem direita, e que seguem orientação SE-NW, associados às principais drenagens afluentes do rio Bonito, que apresentarem, inclusive, os maiores escalonamentos e zonas de sedimentação alveolar. Essa condição é corroborada pela expressiva ocorrência das coberturas coluviais associadas a fluxos de massa lentos, sobretudo na margem direita do rio Bonito.



**Figura 10.1.3.1** – Análise do basculamento da bacia a partir do fator de Simetria Topográfica Transversa (FSTT), segundo COX (1994), KELLER & PINTER (1996) e Modificado de MENDES (2001).

#### 10.1.4 – Anomalias da rede de drenagem

É reconhecida a importância do controle estrutural na dinâmica da rede de drenagem, especialmente no contexto da área de estudo e extremamente relevante ressaltar a associação existente entre as drenagens afluentes do rio Bonito com a ocorrência de truncamentos com lineamentos NE-SW, E-W e N-S, promovidos por estruturas identificadas e medidas, como observado no capítulo 9.2, que geram anomalias na rede de drenagem (Figura 10.1.4.1), além de atuarem na geração de desnivelamentos topográficos.

As principais anomalias encontradas, tanto na área que limita a bacia hidrográfica, como no seu entorno foram assimetria, retilinidade, cotovelos, deflexões de canais, confluências e até mesmo condições de captura de drenagem, tanto na área da bacia quanto no seu entorno, como pode ser observado na Figura 10.1.4.1.

Como apontado por GONTIJO (1999), a geração dessas anomalias pode ser relacionada a fatores de origem tectônica, como basculamento de blocos, soerguimentos e abatimentos de áreas ao longo de falhamentos, inclusive em situações de reativação, sendo responsáveis não apenas pela ocorrência de anomalias, mas também pela reestruturação dos processos de erosão e sedimentação.

É notável no trecho da bacia que corresponde ao médio-baixo curso do rio (Figura 10.1.3.1), a abundante presença de anomalias da rede de drenagem, principalmente inflexões, curvas anômalas e cotovelos, que indicam uma complexa organização dos canais de drenagem, relacionada ao controle das estruturas subjacentes. As estruturas com orientação E-W se impõem nesse trecho (Figura 10.1.4.1 e Figuras 9.2.1.24 e 9.2.2.5), indicando movimentação transcorrente dextral, visível no curso do canal, que segue formando um “S”, o que é um indicativo de tal movimentação, como apontado por SOUSA (2002). Estas estruturas ocorrem combinadas com estruturas orientadas NE-SW, NW-SE, além de N-S, que promovem truncamentos entre os diferentes lineamentos e, por sua vez, a geração de tais anomalias.

Já no alto-médio curso do rio, a presença de anomalias na rede de drenagem está mais expressivamente associada aos eixos das principais drenagens afluentes do rio Bonito, com orientação NW-SE, que truncam com estruturas orientadas NE-SW, além de N-S e E-W, gerando nesses setores os principais desnivelamentos topográficos observados na bacia.

É interessante notar a vinculação que ocorre entre os setores de confluência dos principais canais afluentes do rio principal, como destacado na Figura 10.1.4.1, e a ocorrência de uma importante estrutura com orientação NE-SW. Tal relação pode ser aplicada em diversas outras situações de confluências de drenagens identificadas e para estruturas com orientações distintas, tanto nos limites da bacia como em toda a área apresentada no mapa, já que as anomalias também foram mapeadas nessas áreas. As confluências estão associadas a estruturas identificadas e medidas nos limites da bacia, mas apresentam comportamento regional. A relação entre a confluência de canais de drenagem e a orientação de bacias hidrográficas com a ocorrência de falhamentos é apresentada em alguns estudos (LEEDER & JACKSON, 1993; BURBANK & ANDERSON, 2001). BURBANK & ANDERSON, 2001 destacam que a geometria da bacia responde à natureza e distribuição de soerguimentos e subsidências, ao arranjo espacial das falhas, à resistência dos diferentes tipos de rochas e aos parâmetros ligados às influências climáticas.

Outro importante reflexo das estruturas na geração de anomalias de drenagem é indicado no Ponto 8, onde uma falha transcorrente dextral, identificada e mapeada, com orientação E-W (Figura 9.2.1.15 e Figura 9.1.2.16), promove o deslocamento de canais de drenagem com orientação NW-SE, visível pela ocorrência de curvas anômalas (Figura 10.1.4.1).

Essas anomalias refletem a importante relação entre a rede de drenagem da área e o contexto tectônico e estrutural ao qual se insere, que podem ser interpretadas como um estágio de reorganização da rede de drenagem e ao seu ajuste às atuais condições estruturais do embasamento resultantes das reativações de estruturas pretéritas.

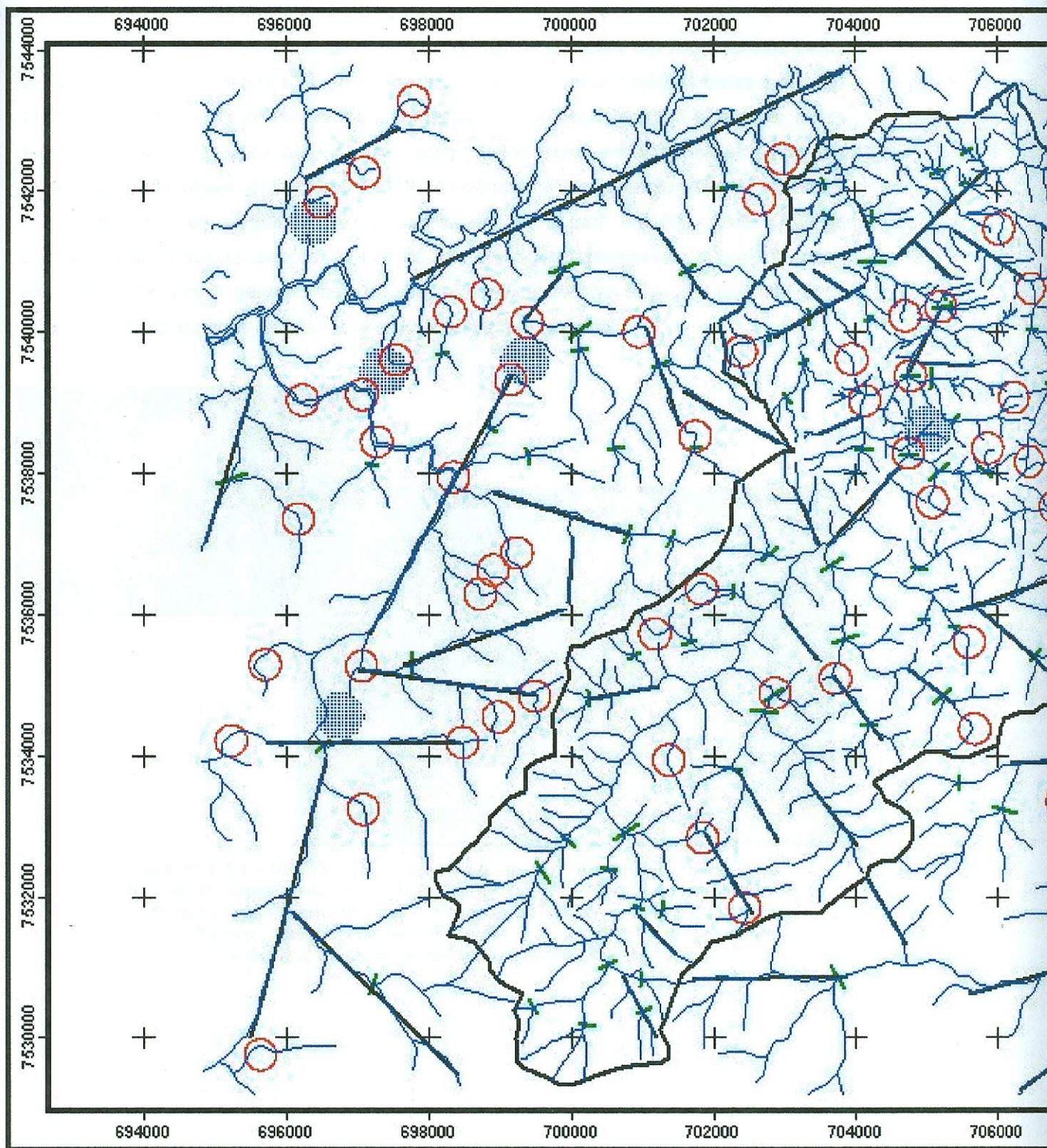
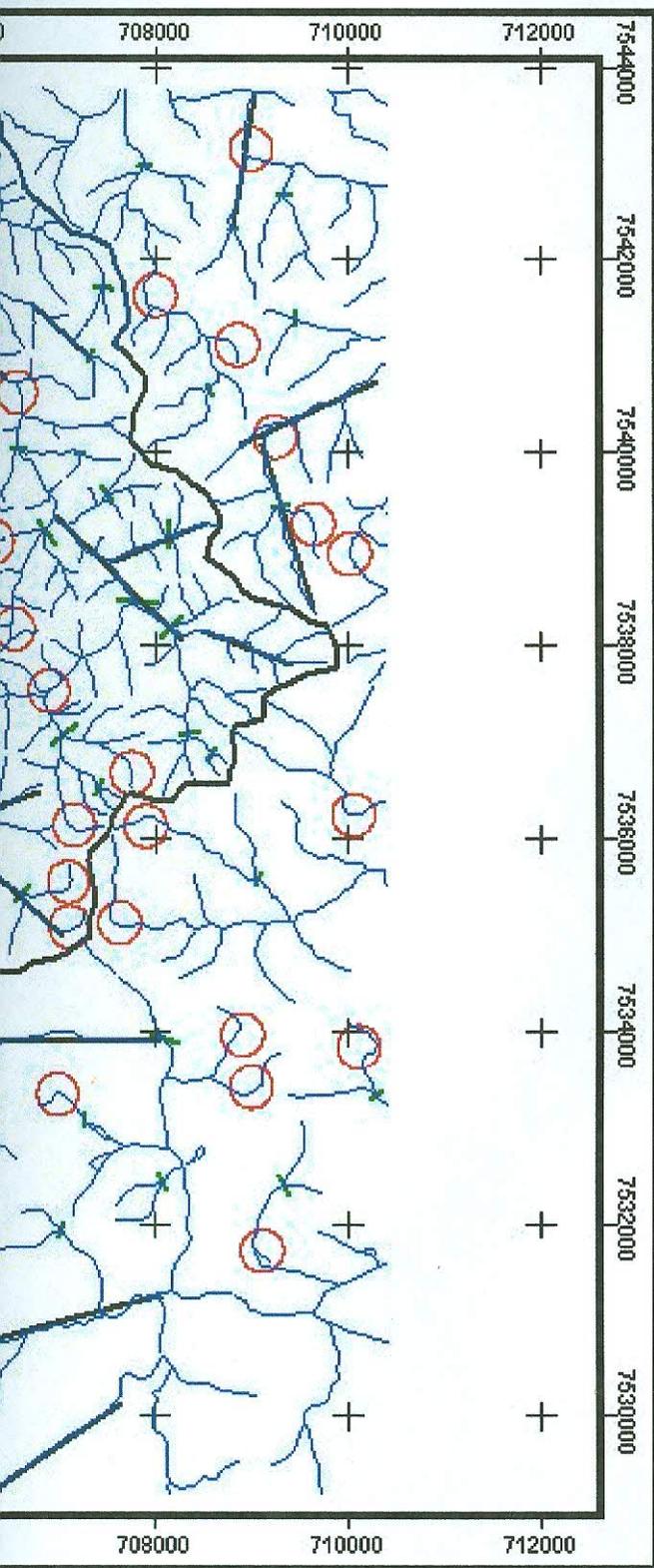


Figura 10.1.4.1 – Mapa de drenagem com anomalias

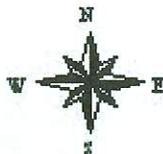
# ANOMALIAS DA REDE DE DRENAGEM



## LEGENDA

-  Segmentos retíneos
-  Confluências de drenagem
-  Curvas anômalas
-  Áreas de capturas
-  Rede de drenagem
-  Limite da bacia

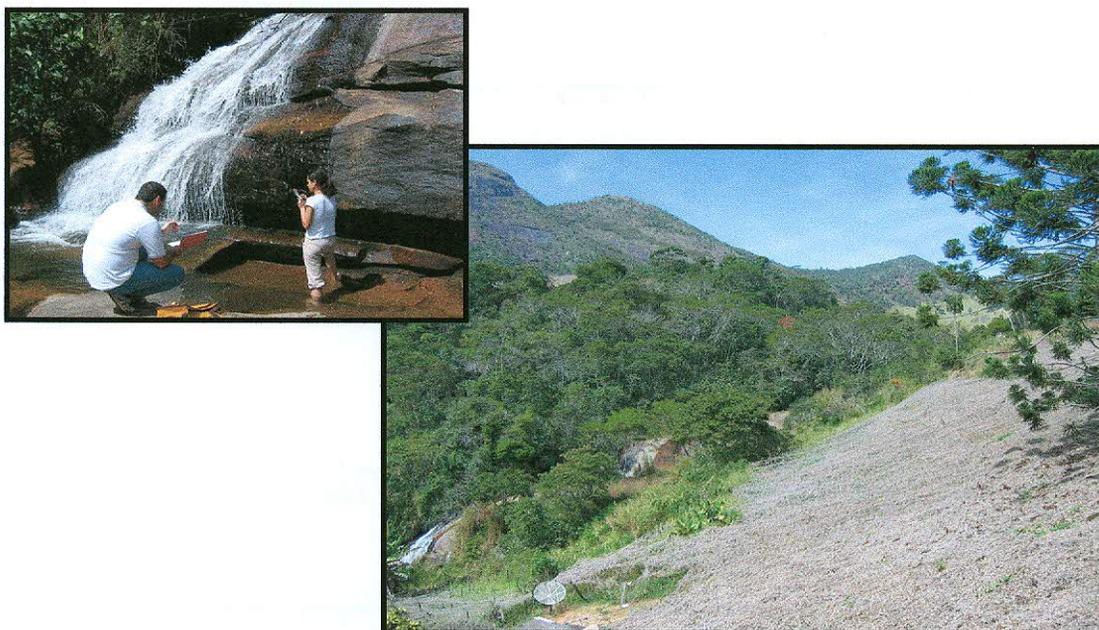
## ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS (IBGE, 1966, 1974, 1983 e 1986)



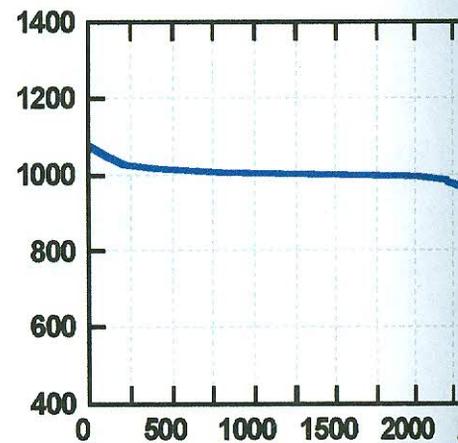
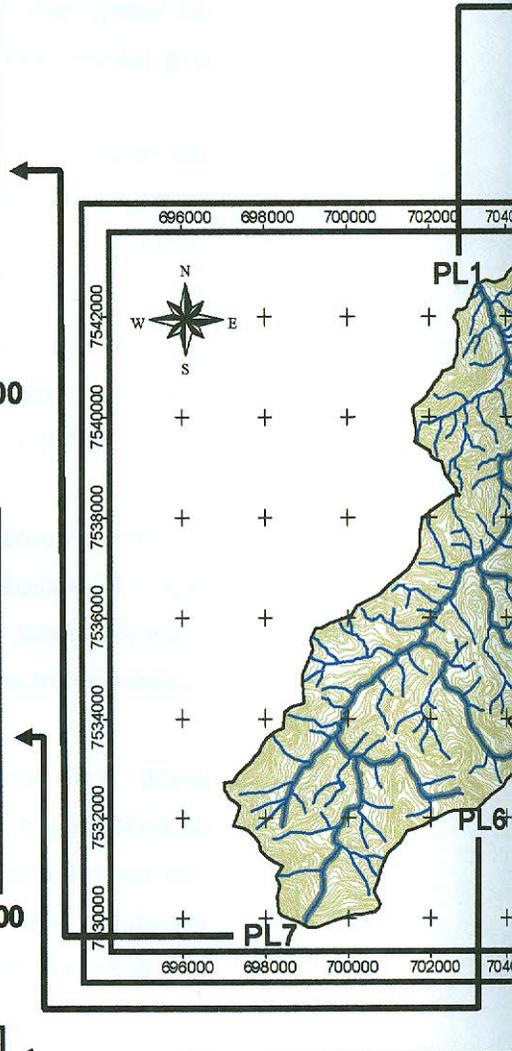
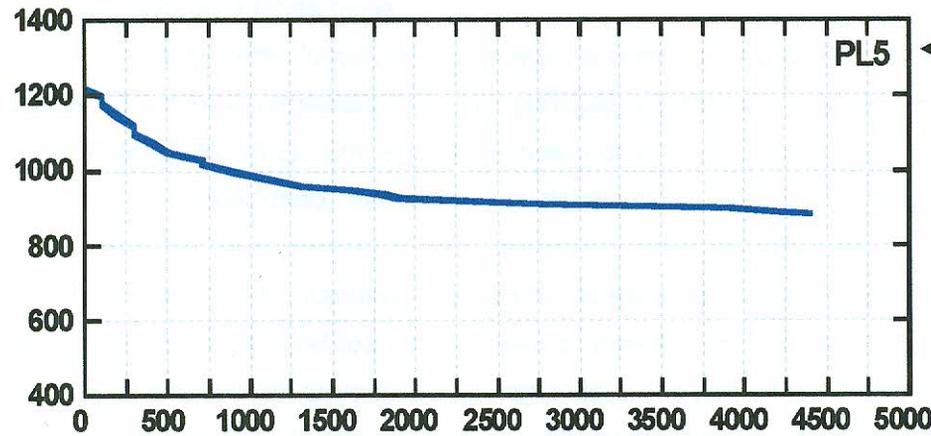
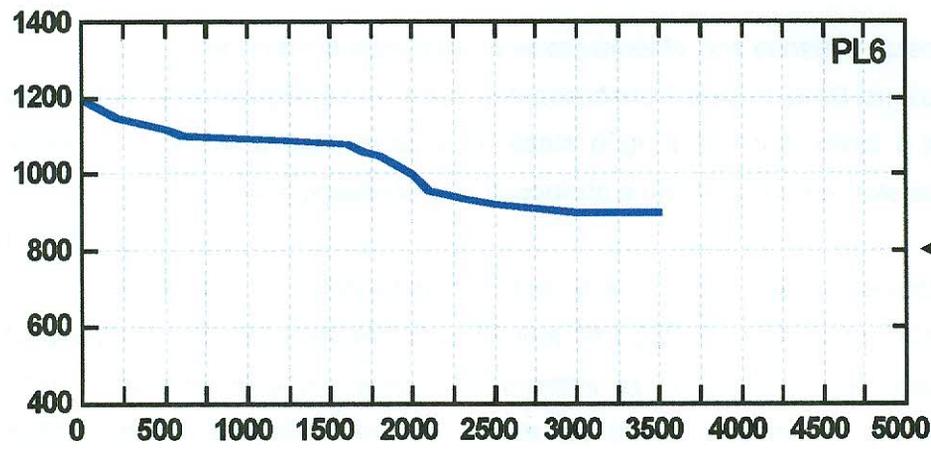
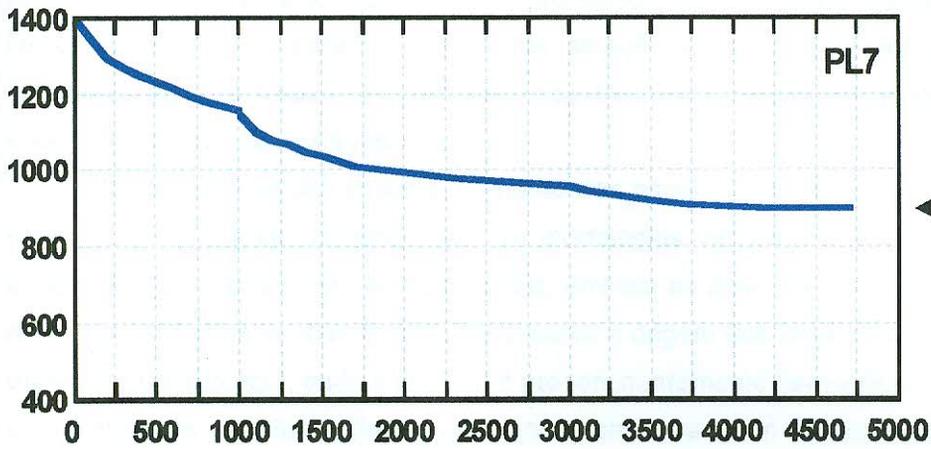
TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ).  
Laura Delgado Mendes

### 10.1.5 – Análise dos perfis longitudinais dos canais de drenagem

Os desnivelamentos topográficos podem ser observados em rupturas nos perfis longitudinais dos rios (Figura 10.1.5.2), traçados para o canal principal da bacia e para os principais afluentes do rio bonito, representadas por estrangulamentos dos vales, vales suspensos alinhados. As rupturas observadas, muitas vezes associam-se às estruturas medidas e observadas, principalmente falhas normais com orientação NE-SW, de alto a médio ângulo que, algumas vezes, deslocam estruturas NW-SE. Estas últimas constituem as principais direções dos eixos das drenagens afluentes. A interseção entre tais estruturas leva à geração de rupturas perpendiculares ao eixo principal (NE-SW), representadas por níveis de base locais (*Knickpoints*) (Figura 10.1.5.1).

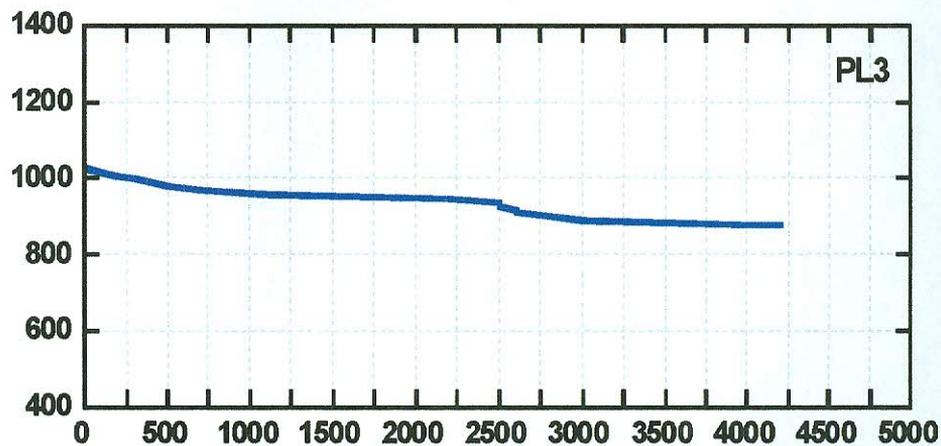
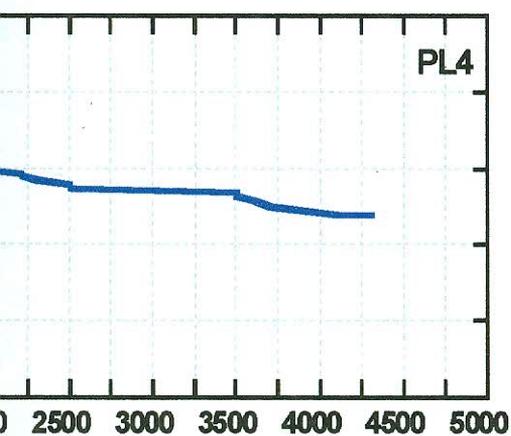
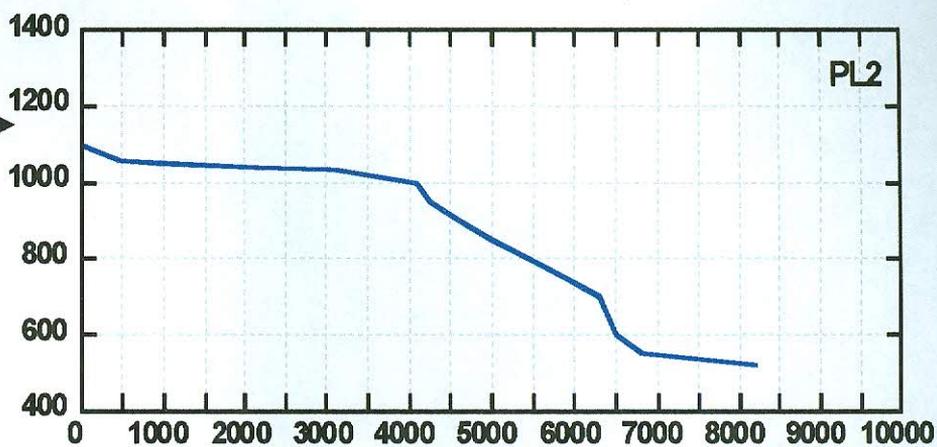
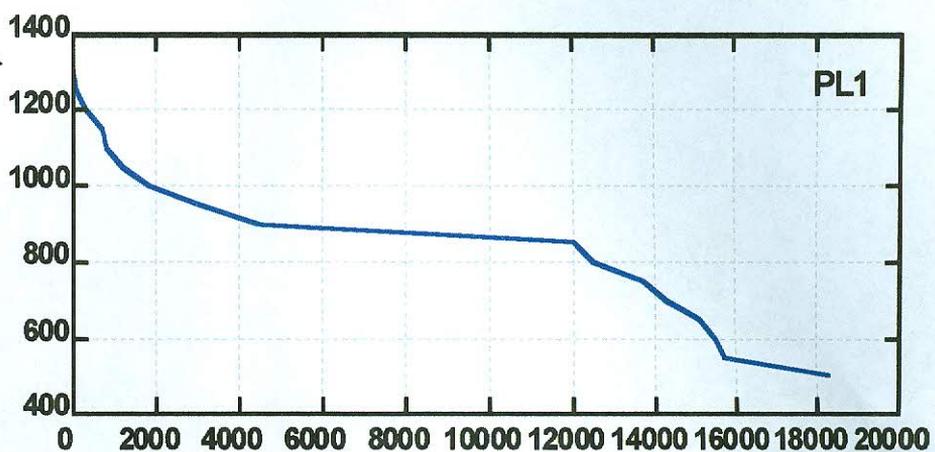
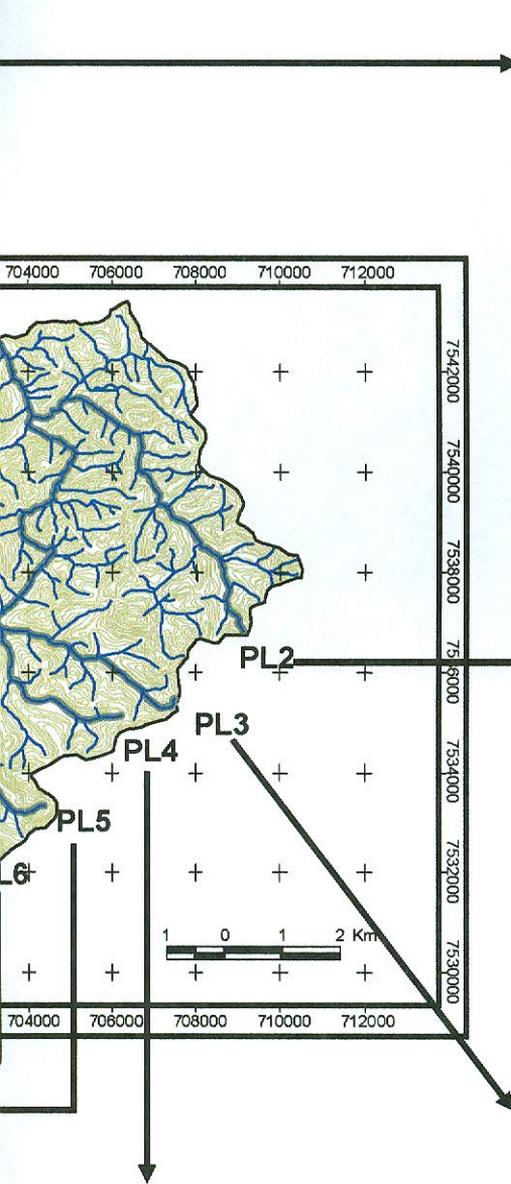


**Figura 10.1.5.1** – Visualização do nível de base local (*Knickpoint*), associado a um dos principais desnivelamentos topográficos da bacia do rio Bonito, promovido por falhamento normal com orientação NE-SW, que desloca um dos canais afluentes das cabeceiras da bacia do rio Bonito, gerando vales suspensos. No detalhe, medidas de estruturas nos eixos dos principais canais.



Dist

Figura 10.1.5.2 – Perfis longitudinais PL1, PL2, PL3, PL4, PL5, PL6 e PL7 e seus respectivos traçados.



Distância (m)

Alguns estudos relacionam o desenvolvimento de *knickpoints* ao controle promovido por litologias diferenciadas ou à relação entre a orientação da foliação em relação aos fraturamentos (DANTAS & COELHO NETTO, 1991; SILVA *et al.*, 1993; DANTAS, 1995) e mostram a importante atuação desses níveis de base locais na sedimentação das bacias de drenagem nos trechos à montante de tais feições e o encaixamento dos canais à jusante.

Na área de estudo o comportamento dos canais é bem análogo ao descrito por estes autores quando consideradas as morfologias geradas em associação com o desenvolvimento dos níveis de base locais, embora as áreas de estudo sejam distintas. As comparações se anulam quando se observa a origem dos *knickpoints*, já que no caso específico tratado aqui, onde a litologia é predominantemente homogênea, está vinculada à presença de estruturas (tectônicas) que promoveram um escalonamento da bacia, principalmente por falhamentos com atitude normal, com orientação NE-SW, desde tempos cretáceos.

No que se refere à condição de encaixamento dos canais à jusante no nível de base local, uma situação de exceção corresponderia à área do perfil longitudinal PL4, que exhibe um extenso alvéolo, tanto à montante (Figura 10.1.5.3) como à jusante (Figura 10.1.5.4) do *knickpoint*, possivelmente associado a um segundo controle estrutural mais à jusante.

Analisando o comportamento dos rios a partir da observação dos perfis longitudinais traçados para os canais (Figura 10.1.5.2), é possível constatar que todos os canais afluentes exibem trechos que indicam as condições e as características dos soerguimentos e abatimentos de blocos da bacia. Destaca-se que tais condições encontram-se em concordância com as estruturas medidas e observadas do embasamento da referida bacia.

Todos os perfis longitudinais traçados a partir da orientação NW-SE, ou seja, os canais afluentes e perpendiculares ao principal, apresentam rupturas nos respectivos perfis (Figura 10.1.5.2). Em alguns trechos exibem um traçado mais suavizado, com tendência à concavidade, marcados por significativas áreas de sedimentação (Figura 10.1.5.3).

As principais rupturas no perfil longitudinal, associadas aos principais desnivelamentos topográficos que refletem a atuação das estruturas do embasamento, podem ser observadas de maneira bastante clara nos perfis PL1, PL2, PL3, PL4, PL6 e PL7 (Figura 10.1.5.2). Já no perfil PL5 as rupturas mostram-se mais discretas.

O comportamento do eixo principal da bacia (PL1, na Figura 10.1.5.2), assim como dos perfis transversais, exibe condições vinculadas a um controle de estruturas que promovem alterações em determinados trechos do rio, representadas por rupturas no perfil. Tais desnivelamentos, especialmente no caso do eixo principal do rio Bonito, atuam significativamente no controle da sedimentação do canal (Figura 10.1.5.6).



**Figura 10.1.5.3** – Visualização de um vale suspenso e sua expressiva área de sedimentação em bacia afluenta, à montante do *knickpoint*, localizado nas proximidades do Ponto 8 (Figura 9.2.1).

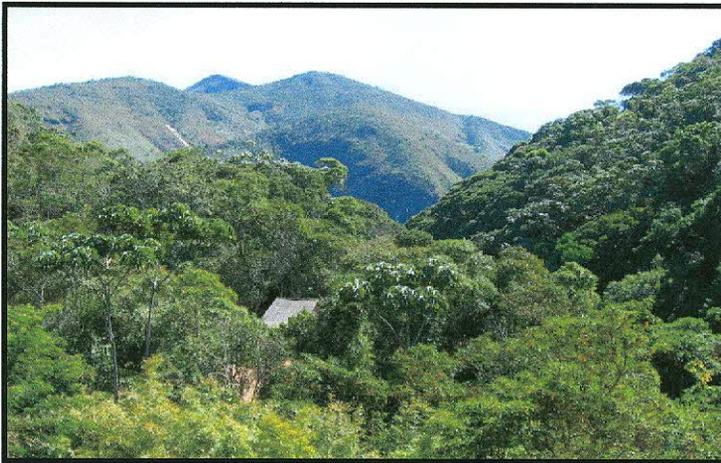


**Figura 10.1.5.4** – Visualização do alvéolo desenvolvido à jusante do vale observado na Figura 10.1.5.3.

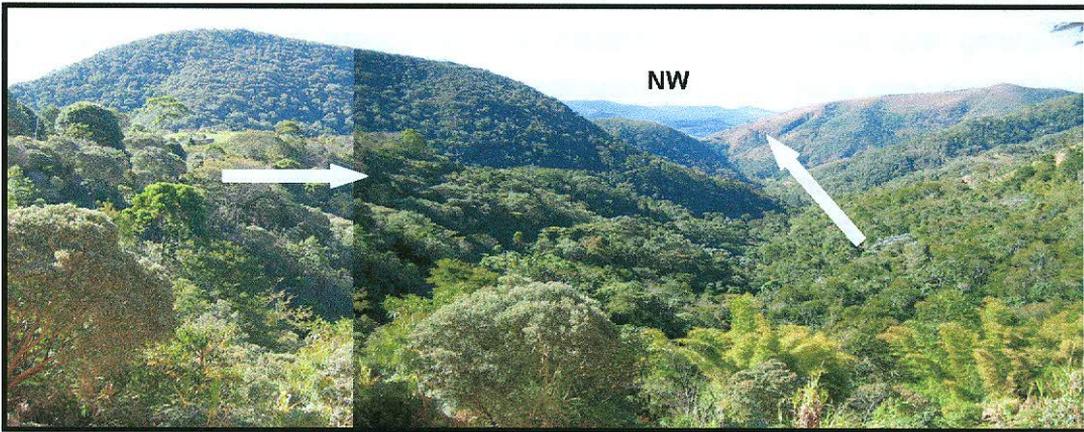
A principal ruptura relacionada ao canal principal (PL1, na Figura 10.1.5.2) associa-se a existência de uma soleira (Figura 10.1.5.5, Figura 10.1.5.6 e Figura 10.1.5.7), delimitada por lineamentos bem marcados E-W, no médio-baixo curso do rio, e que funciona como uma barreira topográfica para a sedimentação ao longo canal principal. A montante dessa soleira, a drenagem possui sentido de fluxo de NE-SW, desenvolvendo um significativo depocentro e a partir do contato com tal barreira é expressivo o encaixamento da drenagem (Figura 10.1.5.5, Figura 10.1.5.6 e Figura 10.1.5.7), que apresenta deslocamentos significativos, para NW e em trecho um pouco mais a jusante para NE, voltando a seguir à orientação NW (Figura 10.1.5.5), até o contato com o rio Preto. Nesse trecho, a presença de anomalias na rede de drenagem é marcante, como já discutido anteriormente, principalmente com a ocorrência de curvas anômalas e abruptas, onde após curva abrupta, com encaixamento para NW, o desnivelamento é expressivo (Figura 10.1.5.8) e representado na área por uma queda d'água, a cachoeira rio Bonito, situada num desnível da ordem de 100 metros.



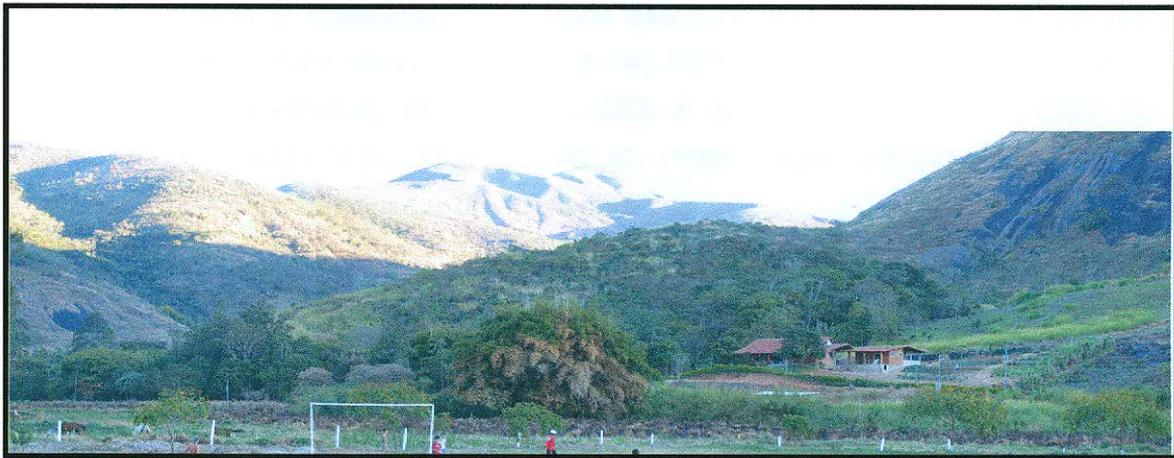
**Figura 10.1.5.5** – Observação do vale principal do rio Bonito (visada SW). Nota-se o expressivo estrangulamento do vale nesse trecho da bacia. Ao fundo, observa-se o pico Maria Antônia (1869 metros), nas cabeceiras da bacia.



**Figura 10.1.5.6** – Visualização da morfologia na área da soleira, que representa uma barreira para a sedimentação do canal principal (Visada para jusante).



**Figura 10.1.5.7** – Deslocamento da rede de drenagem na área da soleira. Nesse trecho a drenagem segue orientação NE-SW e inflete abruptamente para NW.



**Figura 10.1.5.8** – Desnívelamento topográfico observado no reverso da soleira, representada pela principal ruptura do perfil longitudinal do canal principal da bacia do rio Bonito. Observação da extensa planície formada quando o rio atinge as proximidades do nível de base do rio Preto.

O perfil longitudinal PL2 (Figura 10.1.5.2), traçado para o canal afluyente localizado no extremo norte da bacia exibe, assim como o perfil longitudinal PL1, expressivas rupturas, possivelmente associadas aos mesmos condicionantes que geraram as principais rupturas do perfil PL1. Foram identificados planos de falha com orientação NE-SW nas proximidades da área, embora com ausência de indicadores cinemáticos, coincidentes com as rupturas, além de *trends* de lineamentos de drenagem e de relevo com a mesma orientação, assim como de orientação NW-SE, correspondente à orientação principal do referido canal, e N-S e E-W.

No perfil PL1 a principal ruptura ocorre na posição altimétrica de 900 metros, enquanto que no perfil PL2 tal ruptura ocorre a 1000 metros, sendo progressivo o rebaixamento do relevo a partir dessas altitudes, até o nível de 505 metros de altitude, quando atinge o nível de base do rio Preto.

Pode-se afirmar, a partir das considerações de GILBERT, em 1877, quando se refere à condições de equilíbrio fluvial (*graded stream*) que os canais não as refletem, já que seus perfis, convexos em alguns trechos, exibem alterações (rupturas) associadas aos efeitos de deslocamentos promovidos por estruturas resultantes de movimentações tectônicas, como já observado em diversos trabalhos (WELLS *et al.*, 1988; MILLER, 1991; SCHUMM, 1993; MONTGOMERY, 1994; MERRITTS *et al.*, 1994; SEIDL *et al.*, 1994; KELLER & PINTER, 1996; MAGALHÃES Jr. & TRINDADE, 1996; FORMENTO-TRIGILIO & PAZZAGLIA, 1998; GONTIJO, 1999, entre outros), especialmente reativações de discontinuidades pré-existentes.

## 10.2 – Relevo e tectônica

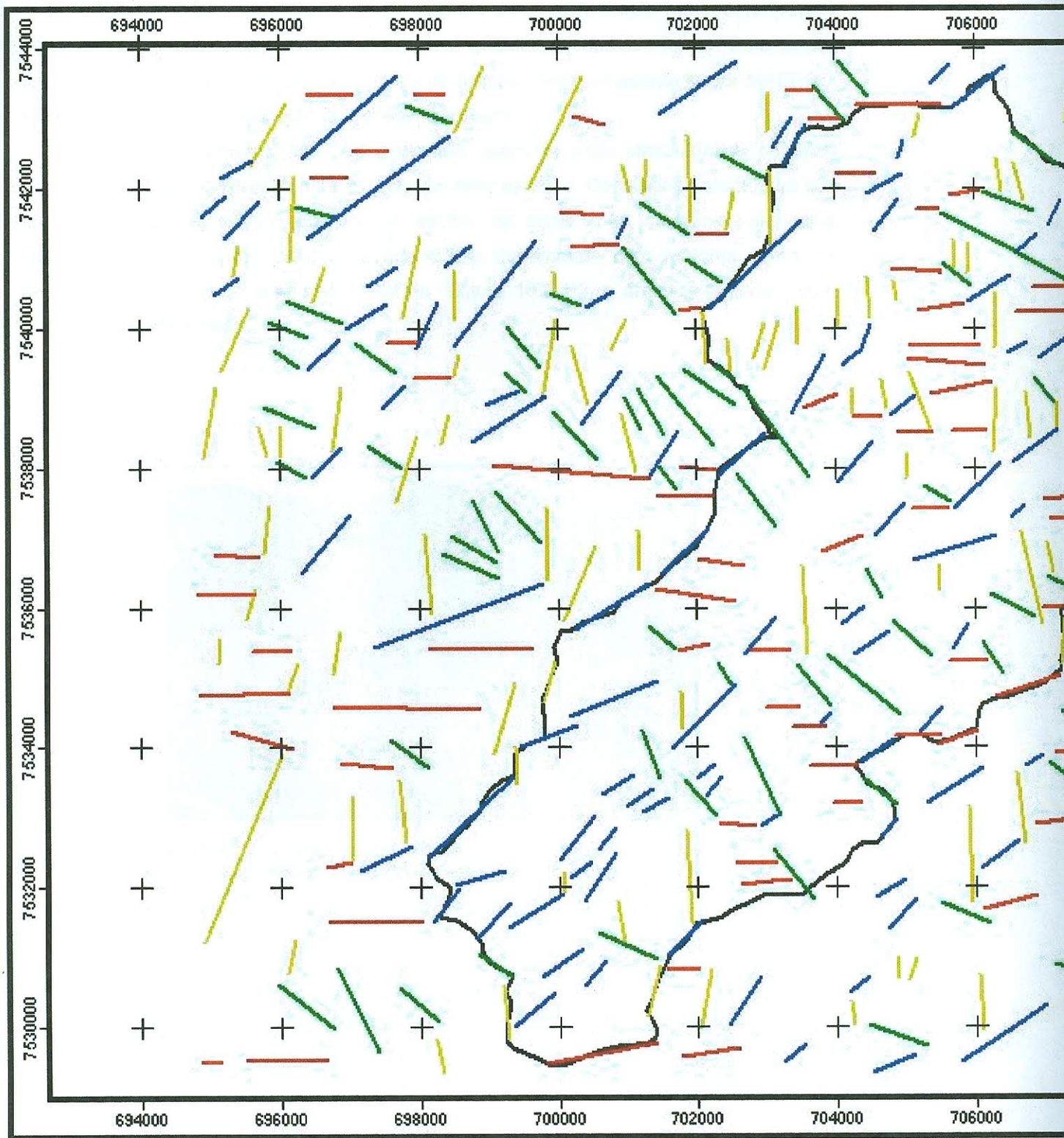
### 10.2.1 – Lineamentos do relevo

Os lineamentos de relevo, assim como os lineamentos da rede de drenagem, refletem a presença e atuação das estruturas do embasamento na orientação da morfologia da área de estudo, como pode ser observado na Figura 10.2.1.1, que exhibe os traçados dos lineamentos do relevo. Os lineamentos com orientação NE-SW e NW-SE são marcantes no setor sul da bacia (Figura 10.2.1.1), estando, respectivamente, a primeira orientação associada à direção do canal principal e à definição do limite oeste e leste da bacia e, a segunda direção associada aos eixos perpendiculares dos canais afluentes.

A orientação do relevo nesse setor sul, associada aos lineamentos N-S, está relacionada aos processos de dissecação atual do relevo. Esses lineamentos também apresentam vínculo com as áreas onde ocorrem os vales suspensos (Figura 10.2.2.3 e Figura 10.2.2.4), mais especificamente, onde a sedimentação desses vales é interrompida.

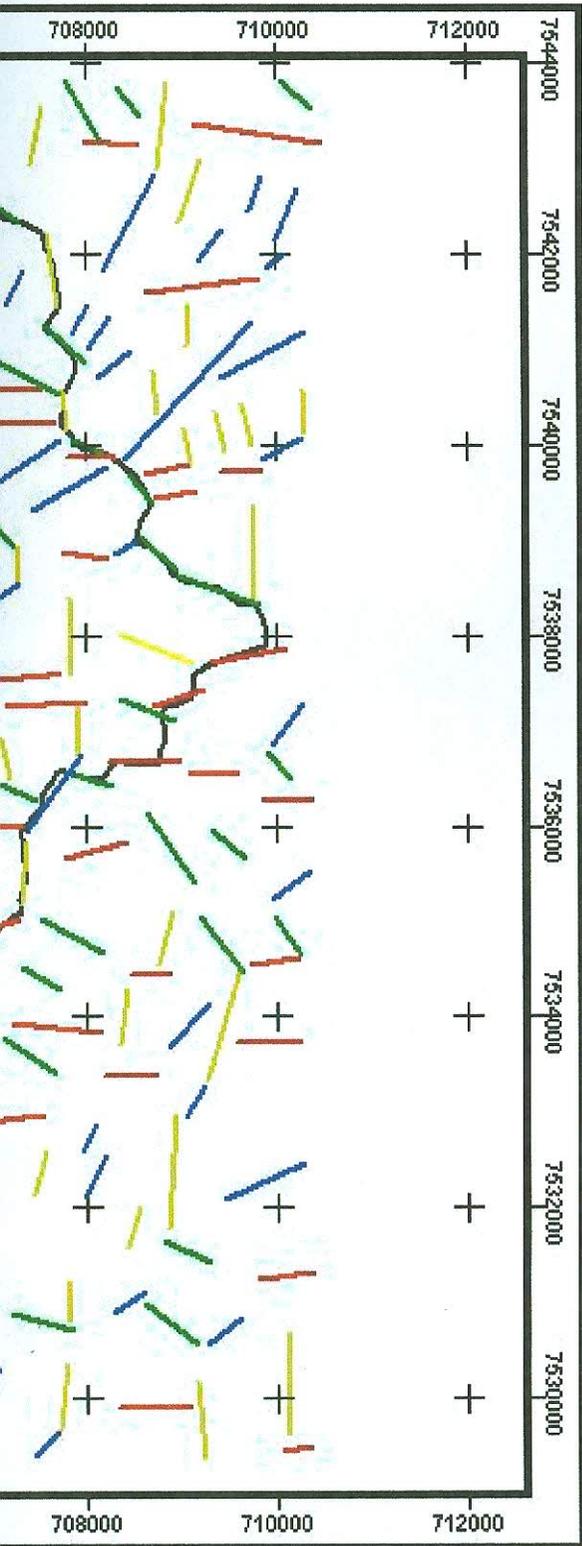
Os lineamentos E-W, além de condicionarem vales atuais, como os lineamentos N-S, limitam a bacia no extremo sul, onde possui caráter regional da ordem de alguns quilômetros, marcado por uma falha transcorrente sinistral. Na parte central da bacia também são expressos por *trends* de lineamentos, associados a estruturas regionais.

No setor norte da bacia (Figura 10.2.1.1), lineamentos com orientação E-W e N-S, significativamente marcantes, apresentam importante correlação com estruturas e com as orientações da rede de drenagem. O limite da bacia no extremo norte também está representado por lineamentos com orientação E-W, possivelmente associados a estruturas com expressão regional, como apontado para o setor sul da bacia.



**Figura 10.2.1.1** – Lineamentos de relevo identificados na bacia do rio Bonito e adjacências.

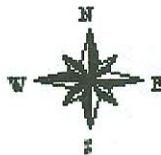
# LINEAMENTOS DE RELEVO



## LEGENDA

-  Lineamento NW-SE
-  Lineamento NE-SW
-  Lineamento N - S
-  Lineamento E - W
-  Limite da bacia

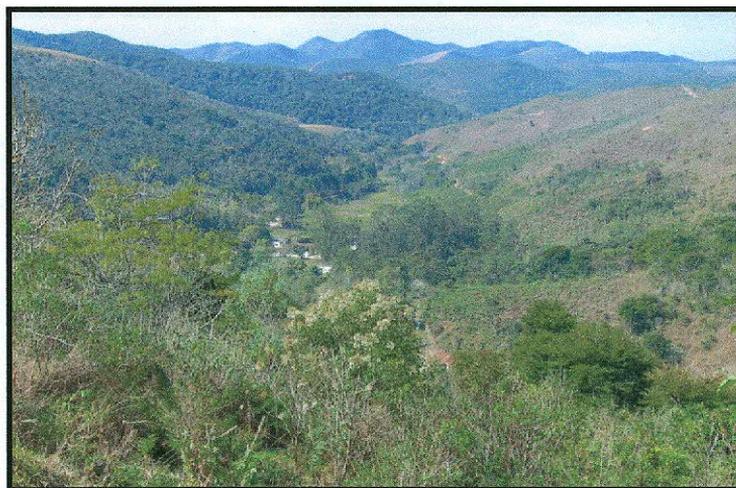
## ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS (IBGE, 1966, 1974, 1983 e 1986)



TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ).  
Laura Delgado Mendes

Os lineamentos E-W, em associação com os lineamentos com orientação NE-SW, como a Figura 10.2.1.1 permite observar, definem uma configuração romboedral para a área da bacia, definindo inclusive os limites e grosseiramente sua forma. Esta feição geométrica vai de encontro com as feições de formas rômbricas apontado por MACEDO *et al.* (1991) para a configuração do sudeste brasileiro.

Destaca-se, portanto, que tal geometria, além de estar vinculada ao contexto regional, pode ser constatada para escalas de maior detalhe. Constata-se ainda, que tais formas não se encontram apenas na escala da bacia mas, inclusive, em seus compartimentos internos, individualizando áreas deprimidas, com maiores taxas de sedimentação, como na área observada na Figura 10.2.1.2, e áreas soerguidas, com maiores taxas de erosão.



**Figura 10.2.1.2** – Visualização de um vale da bacia que apresenta uma configuração de romboedro, associada aos lineamentos observados (Visada NE).

A observação da ocorrência desses romboedros sugere um comportamento fractal, considerando-se que muitos fenômenos geológicos apresentam uma repetição de padrões em diferentes escalas. Esse conceito foi introduzido por MANDELBROT, em 1967 (*apud* TURCOTTE, 1992), sendo aplicado em estudos geológicos, como a característica fractal de falhas em modelos tectônicos, como propostos por KING (1983; 1986), TURCOTTE (1986), HIRATA (1989) e KING *et al.* (1988) *apud* TURCOTTE (1992) e de fraturas, como apontado por BARTON & HSIEH (1989) e POULTON *et al.* (1990) *apud* HSIEH (1998) e HSIEH (1998).

Da mesma forma, a abordagem fractal vem sendo aplicada a estudos geomorfológicos, como apresentado por TURCOTTE (1992), mostrando a possibilidade de utilização do conceito de fractal para distribuições contínuas, como a topografia, por exemplo, onde a dimensão fractal é a medida da irregularidade das feições, considerando que a topografia resulta da atuação de diversas influências, como processos tectônicos, erosão e sedimentação. O autor destaca que a topografia tem freqüentemente uma aparência complexa e caótica, mas existe uma ordem nessa complexidade. Outros estudos que integram a dimensão fractal aos estudos geomorfológicos foram desenvolvidos por RINALDO & RODRÍGUEZ-ITURBE (1998) e DIETRICH & MONTGOMERY (1998), mostrando a invariância de escala na organização da paisagem.

É importante ressaltar que essa ainda é uma abordagem muito recente na Geomorfologia e apresenta um vasto campo de possibilidades para a sua exploração, além de representar mais um novo caminho para o melhor entendimento da evolução da paisagem.

### 10.2.2 – Desnívelamentos topográficos

Os desnívelamentos topográficos identificados na área mostram estreita associação com falhas normais/oblíquas medidas e inferidas de direção NE-SW, definindo um padrão de escalonamento paralelo ao eixo da bacia. Da mesma maneira, formam-se vales fluviais suspensos e paralelos com suas respectivas e zonas de sedimentação (Figura 10.2.2.1).

Cabe destacar o expressivo desenvolvimento desses vales suspensos, que apresentam baixos gradientes e um significativo preenchimento aluvionar, sendo, inclusive, muito utilizados na área para o desenvolvimento de práticas agrícolas (Figura 10.2.2.1). São áreas favorecidas pela condição de confinamento das bacias suspensas que, aliado às condições climáticas, permitem o desenvolvimento e preservação dos horizontes húmicos do solo, favorecendo a adsorção de nutrientes e a maior produtividade dos solos nessas áreas, como apresentado por MAFRA (2000) e MENDES *et al.* (2002b).

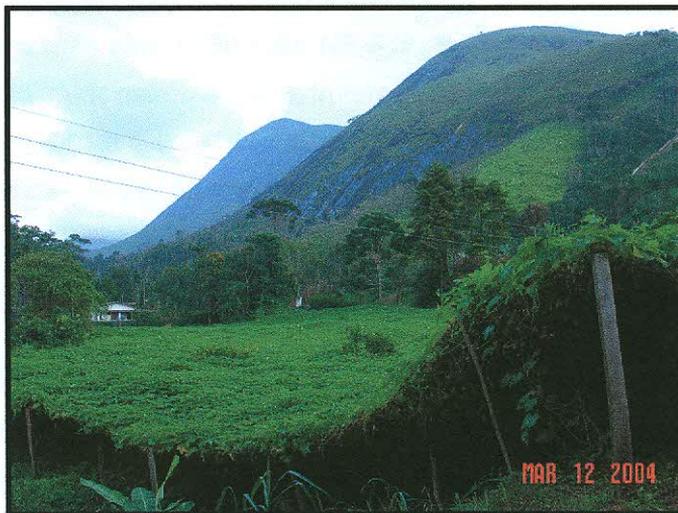


Foto 10.2.2.1 – Utilização dos vales suspensos para o desenvolvimento de práticas agrícolas.

Os perfis em varredura (Figura 10.2.2.2), elaborados com o propósito de observar o comportamento do relevo da bacia tanto longitudinalmente ao rio principal, quanto em seções transversais, funcionaram como mais um elemento para a constatação da assimetria da bacia, revelando que a margem esquerda do rio principal apresenta uma configuração bem distinta da margem direita.

A seleção das áreas para os traçados dos perfis em varredura considerou os mesmos critérios utilizados para o traçado dos perfis longitudinais dos canais, ou seja, observar o comportamento das áreas a partir do traçado longitudinal da bacia, assim como transversalmente, com o propósito de integrar as observações quanto ao comportamento longitudinal dos eixos de drenagem e a configuração do relevo nas áreas em que estão inseridos.

A análise dos perfis em varredura (Figura 10.2.2.2), observados também em 3D, permite observar que na margem direita do rio Bonito é destacado o escalonamento da bacia e a formação nos compartimentos definidos por esse escalonamento de expressivas áreas de retenção de sedimentos, associadas aos vales suspensos, já apresentados anteriormente. Esse escalonamento está associado à existência de estruturas com orientação NW-SE, sendo estas as que orientam estes vales suspensos, truncadas por estruturas com orientação NE-SW, N-S, além de E-W, que promovem o seu escalonamento, principalmente as estruturas com orientação NE-SW, representadas tanto por falhamentos com atitude normal, como pelos fraturamentos associados.

A combinação entre lineamentos associados a estruturas com orientações distintas promovem a geração de áreas soerguidas, associadas a áreas onde os processos erosivos atuam mais marcadamente, e a áreas rebaixadas, onde a sedimentação é mais efetiva. No contexto do desnivelamento observado na bacia, ocorrem as duas situações. As áreas desniveladas em relação ao canal principal da bacia, além de contribuírem com um aporte sedimentar para esse eixo, apresentam um controle da sedimentação em determinados trechos, associados à ocorrência de níveis de base locais, promovidos pelo controle estrutural.

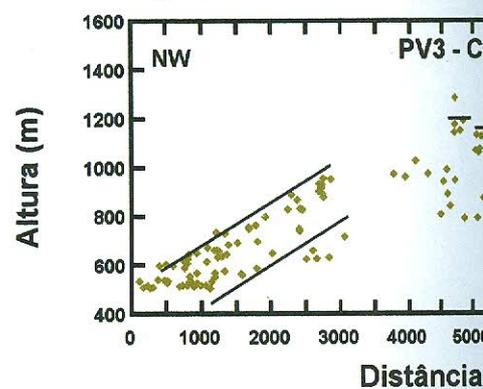
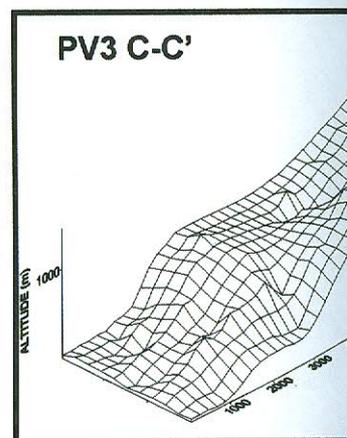
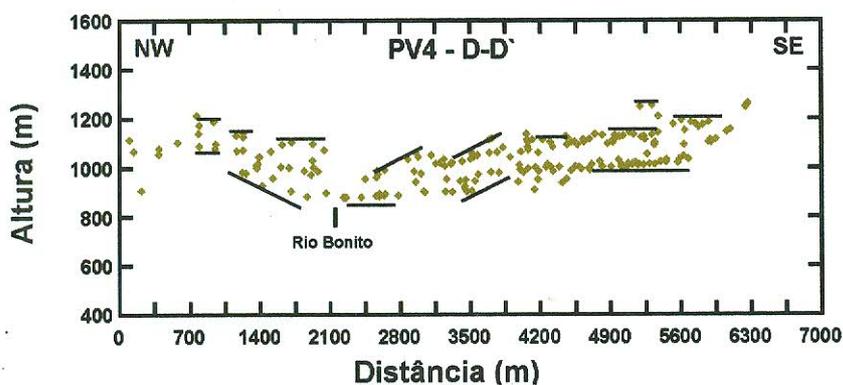
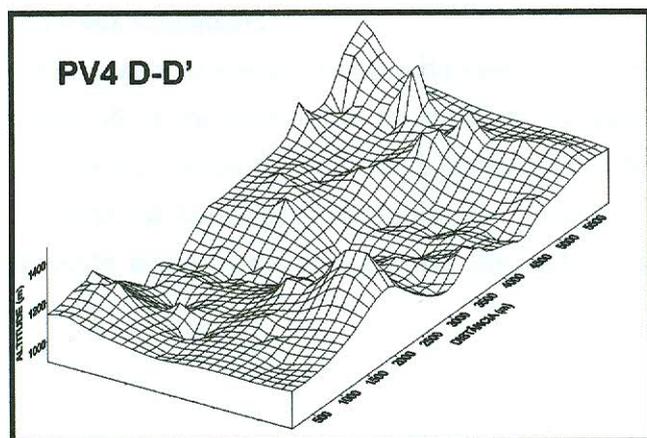
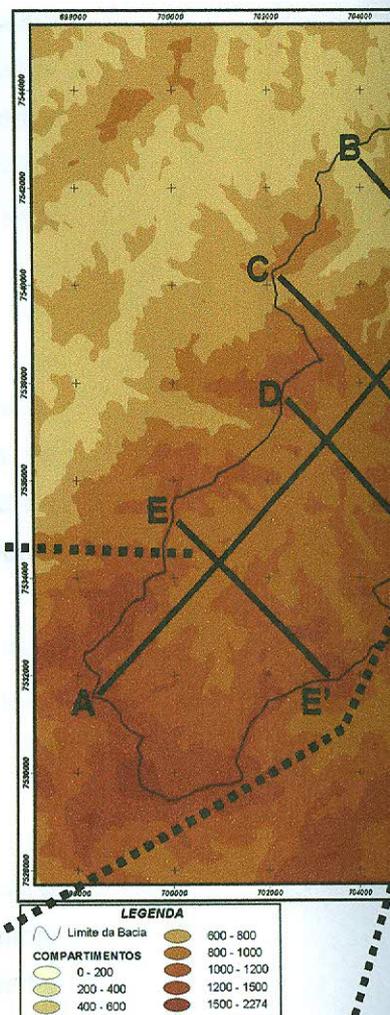
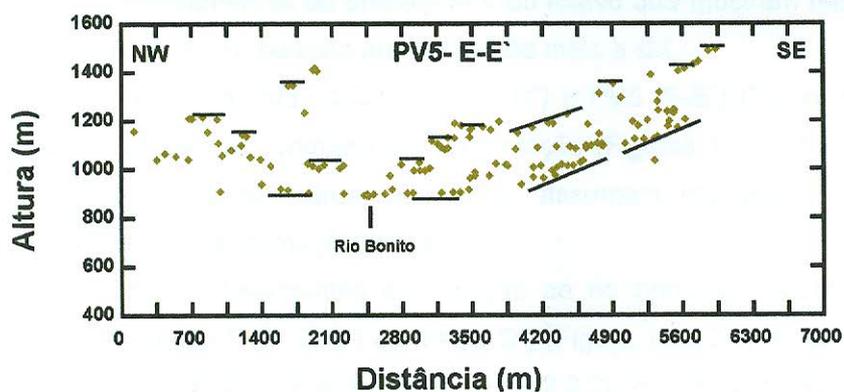
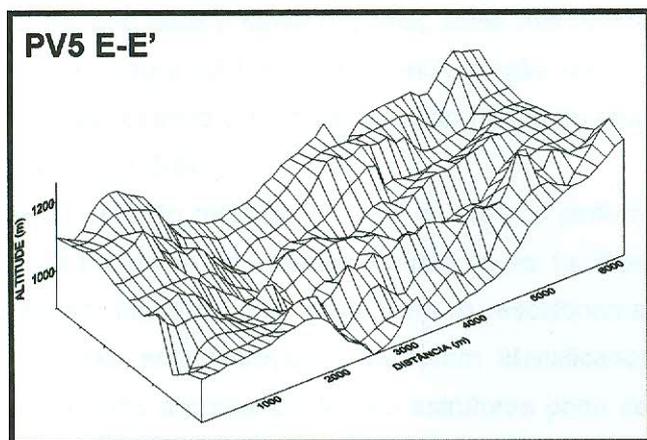
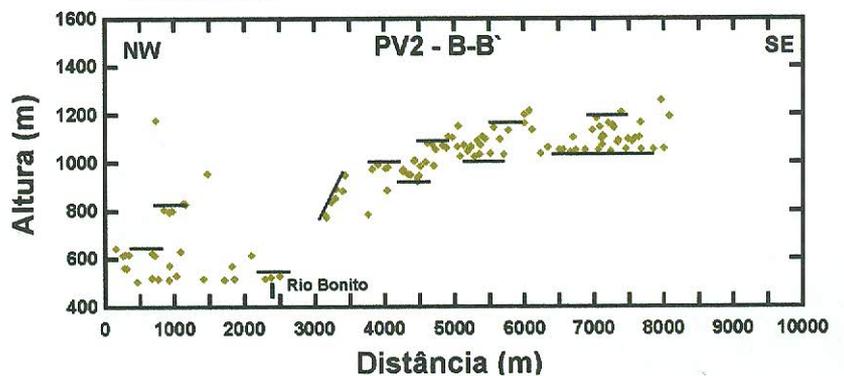
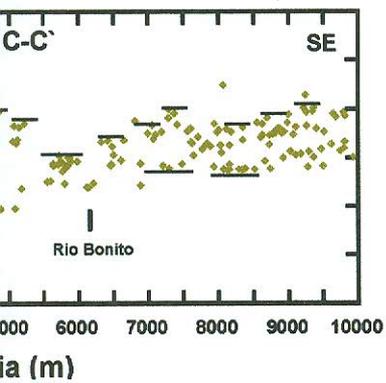
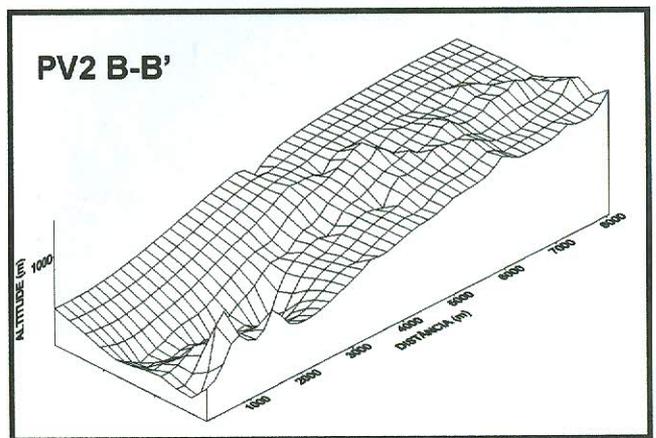
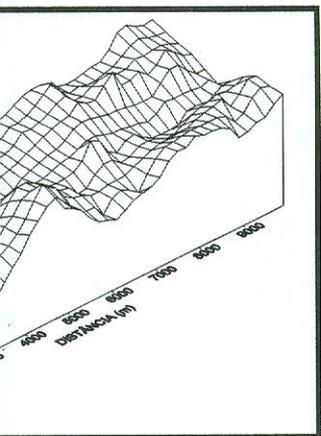
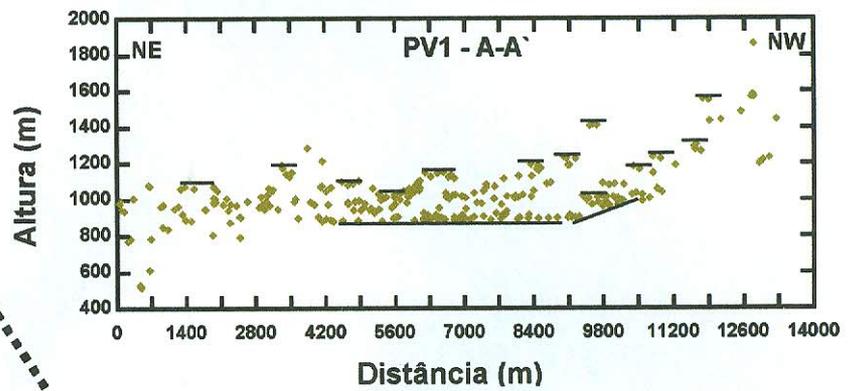
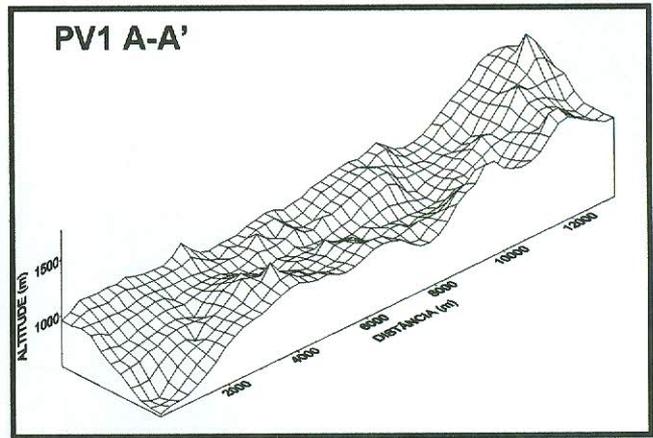
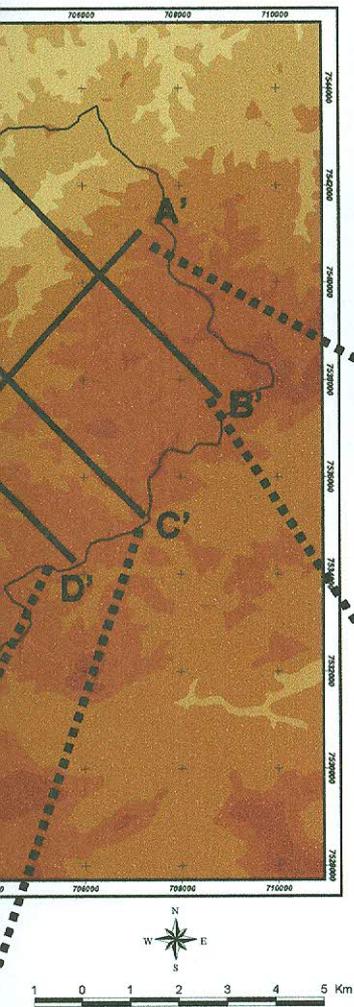


Figura 10.2.2.2 – Visualização dos perfis em varredura elaborados para as áreas traçadas no mapa hipsométrico, em con



conjunto com os perfis em 3D das mesmas áreas.

O perfil em varredura PV2 (B-B') (Figura 10.2.2.2), exibe um expressivo desnivelamento até atingir o nível de base do rio principal, assim como o perfil longitudinal traçado para o canal principal. Esse desnivelamento, associado à presença de uma soleira (Figura 10.1.5.6), apresenta relação com a geração da cachoeira do rio Bonito sendo significativo o rebaixamento do relevo no reverso da soleira, em direção a jusante (Figura 10.1.5.8).

A sedimentação mais significativa na área do perfil em varredura PV2 (B-B') pode ser observada no trecho do alto-médio curso do rio, também está associada a estruturas com orientação NE-SW, que promovem o escalonamento nesse setor da bacia, favorecendo essa sedimentação. Não foram identificadas estruturas nessa área de maneira direta, mas a presença de tais estruturas pode ser relacionada à presença de *trends* de lineamentos de drenagem e do relevo que mostram relação com as estruturas identificadas numa posição numa posição mais a sul.

Nos perfis PV3 (C-C'), PV4 (D-D') e PV5 (E-E') (Figura 10.2.2.2), observa-se o mesmo padrão de controle da sedimentação (Figuras 10.2.2.3, Figura 10.2.2.4 e Figura 10.2.2.5), onde as estruturas NE-SW assumem importante papel na geração dos desnivelamentos, como já apresentado.

Os desnivelamentos em relação ao rio principal são menos abruptos para as áreas dos perfis PV3 (C-C') e PV4 (D-D') (Figura 10.2.2.2), embora existentes. Já para a situação do perfil PV5 (E-E') (Figura 10.2.2.2), o desnivelamento em relação ao canal principal é expressivo. Isso pode ser comprovado integrando-se a observação dos perfis em varredura com os perfis longitudinais traçados para os canais nas mesmas áreas, no contexto dos vales suspensos.

A visualização do comportamento do relevo no eixo do canal principal mostra-se limitada, já que não exibe toda a área do curso do rio. Mas é eficiente para apresentar a principal área de sedimentação da bacia, a montante da soleira, a qual, além de ser fator limitante da zona de deposição, configura-se como um relevo anômalo à jusante da bacia, fortemente evidenciado pelo grande desnivelamento do perfil longitudinal local (Figura 10.1.5.2).



Foto 10.2.2.3 – Vale suspenso localizado na área do perfil em varredura PV5 (E-E').



Foto 10.2.2.4 – Vale suspenso localizado na área do perfil em varredura PV5 (E-E').



Foto 10.2.2.5 – Vale suspenso localizado na área do perfil em varredura PV4 (D-D').

### 10.2.3 – Dissecação atual do relevo

A partir da hierarquização da rede de drenagem, realizada de acordo com STRAHLER (1957) e metodologia proposta por CENTAMORE *et al.* (1996) foi realizada a análise de orientação dos canais de primeira ordem (Figura 10.2.3.1). Segundo CENTAMORE *et al.* (1996), os traços mais jovens da rede de drenagem podem corresponder a direções relacionadas às fases tectônicas mais recentes. É reconhecida a maior efetividade da rede de drenagem em refletir as alterações associadas à evolução do relevo e, especialmente no caso dos canais de drenagem mais jovens as respostas às mudanças tornam-se mais evidentes.

Na área de estudo pode ser observada, a partir do diagrama de rosetas (Figura 10.2.3.1), a predominância das direções NW-SE, N-S e E-W, evidenciando um forte controle dessas direções nos canais de primeira ordem, e indicando que a dissecação do relevo ocorre com maior intensidade seguindo estas direções. A relação entre essas direções com a dissecação da atual paisagem é destacada por vários autores no Planalto Atlântico, como GONTIJO (1999), SANTOS (1999), NEVES (1999). Estes autores destacam que as principais zonas de dissecação atual da paisagem possuem direções preferenciais NW-SE, indo de acordo com o regime neotectônico definido por eles.

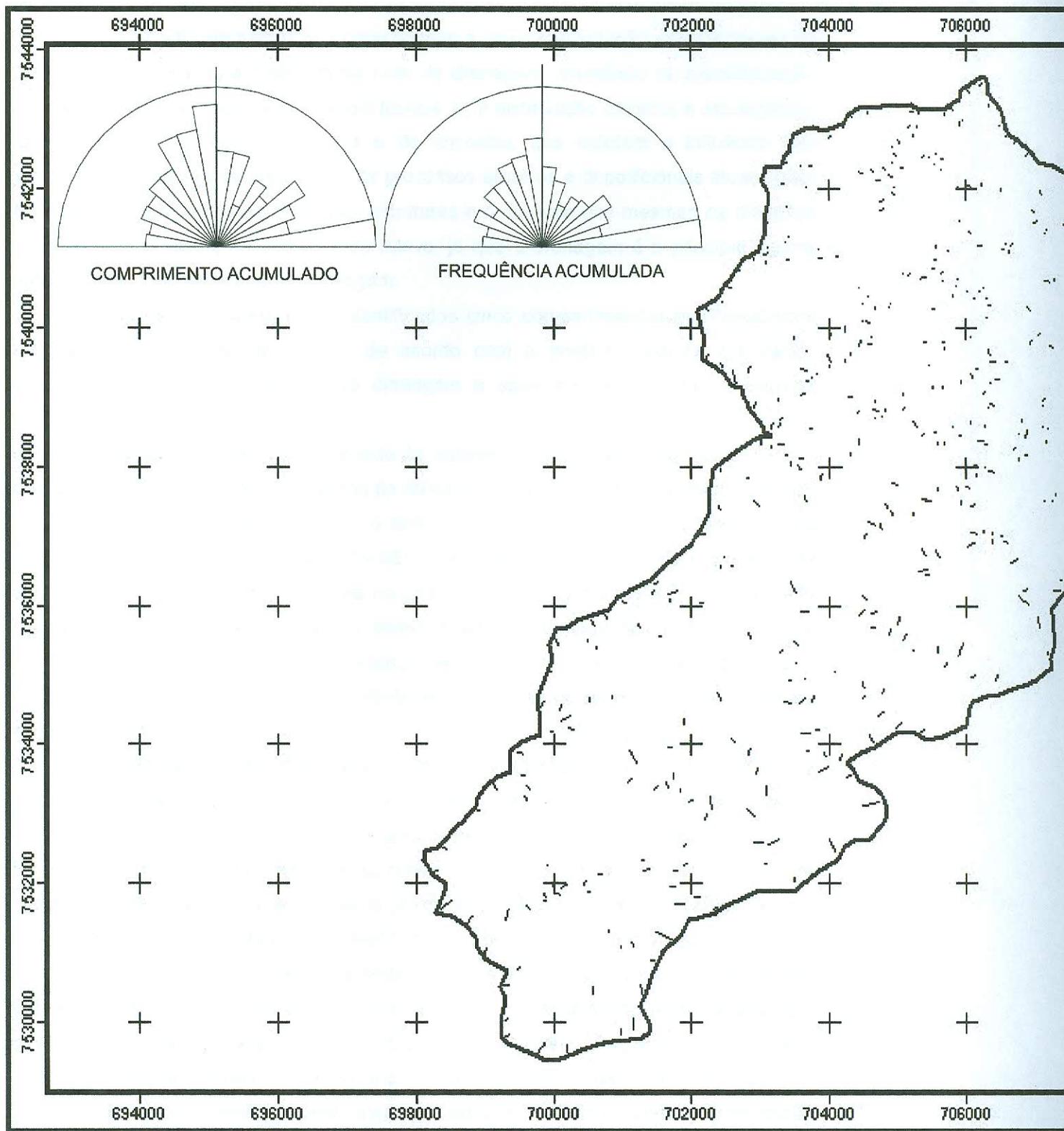
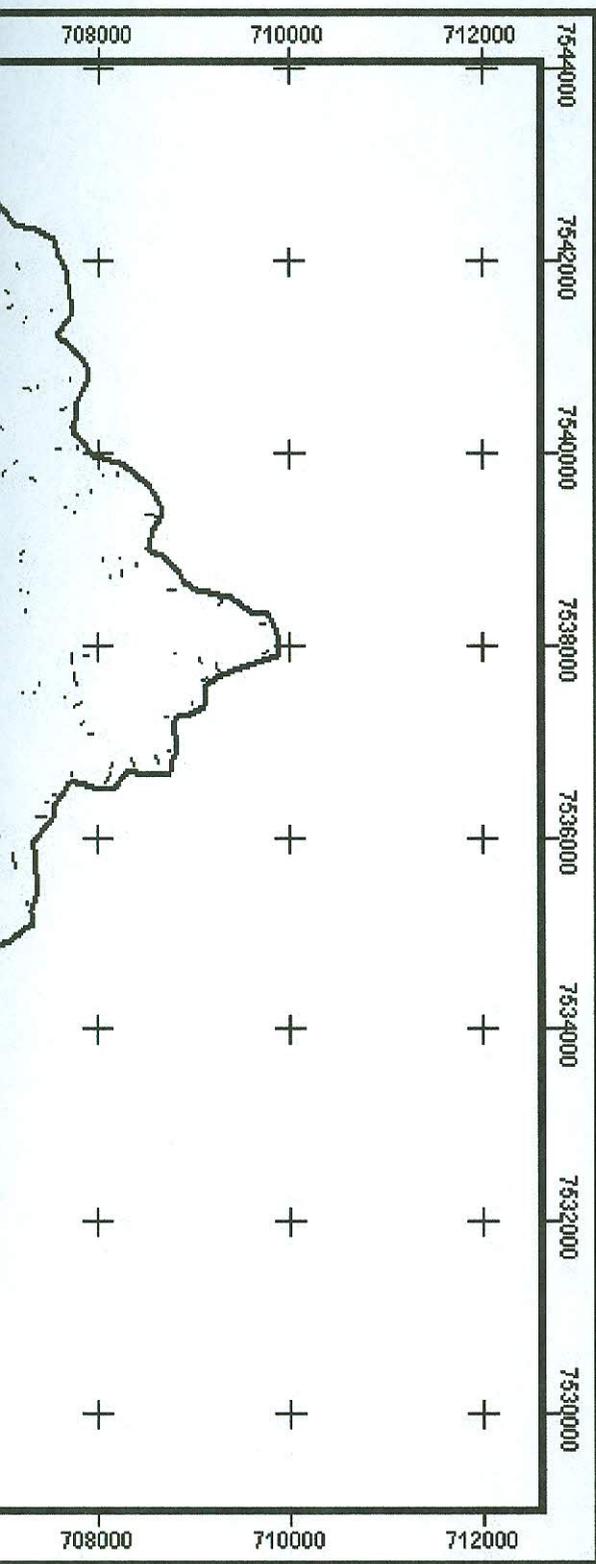


Figura 10.2.3.1 – Mapa Orientação dos canais de 1ª ordem com aplicação de rosetas.

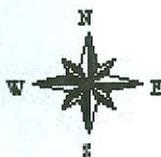
# ORIENTAÇÃO CANAIS DE 1ª ORDEM



## LEGENDA

-  Orientação do canal
-  Limite da bacia

## ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS (IBGE, 1966, 1974, 1983 e 1986)



0 1 2 3 Km

TECTÔNICA, REDE DE DRENAGEM E SEDIMENTAÇÃO NO PLANALTO SERRANO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO: O CASO DA BACIA DO RIO BONITO (PETRÓPOLIS, RJ).  
Laura Delgado Mendes

### 10.3 – Compartimentação morfotectônica

Os principais elementos que caracterizam a compartimentação morfotectônica da área correspondem: a) a dinâmica da rede de drenagem, sobretudo na caracterização dos feixes dos alinhamentos dos canais fluviais; b) a distribuição espacial e estratigráfica das coberturas sedimentares fluviais e de encostas, que refletem a influência das estruturas na geração de áreas onde os processos erosivos e deposicionais atuam mais efetivamente; e c) o mapeamento das estruturas e o controle das mesmas na dinâmica da drenagem e assim, na evolução do relevo, já que a drenagem é o principal agente morfodinâmico ou modelador da paisagem.

Diante desse quadro, foram identificados cinco compartimentos morfotectônicos (Figura 10.3.1) na área de estudo, de acordo com a análise conjunta dos dados estruturais, configuração da rede de drenagem e seus lineamentos, das coberturas sedimentares e do relevo.

O **compartimento CI** corresponde às cabeceiras da bacia, sendo caracterizado pela presença de feixes de lineamentos de drenagem e de relevo com orientação NE-SW e NW-SE, além de feixes E-W que o limitam a sul. A orientação do limite sul do compartimento segundo a direção NW-SE corresponde à orientação de uma falha de caráter normal identificada, importante no direcionamento da drenagem, principalmente orientando as confluências dos canais, como observado no mapa de anomalias da rede de drenagem (Figura 10.1.3.1). A presença de falhas sinistrais com orientação N-S e E80W também assumem importante influência no controle da rede de drenagem nesse compartimento.

No **compartimento CII** predominam as estruturas NE-SW, associadas à falhamentos com caráter normal, responsáveis pela geração do escalonamento observado na bacia, que promove o desenvolvimento dos vales suspensos. Esse compartimento representa uma área de relevo negativo, sendo expressiva a cobertura sedimentar, associada ao eixo do canal principal da bacia. Falhas com caráter normal com orientação E-W também são identificadas, variando entre E70W e E80W, onde ocorre um espraiamento da cobertura sedimentar em direção aos vales afluentes, o que também é condicionado pela barreira existente para a sedimentação representada pelo alto topográfico (soleira) associada ao compartimento IV, que será apresentado adiante.

O **compartimento CIII** está associado aos vales suspensos, alinhados e perpendiculares ao canal principal, segundo estruturas NW-SE, com movimentação normal. São importantes também nesse compartimento as estruturas E-W, falhas dextrais que deslocam estruturas NW-SE, associadas aos eixos dos canais afluentes.

O **compartimento CIV** corresponde a uma importante área de relevo positivo na bacia, com presença marcante de estruturas E-W e N-S que assumem fundamental importância na orientação da rede de drenagem nesse compartimento. A sedimentação nesse compartimento é menos expressiva indicando o predomínio de processos erosivos no compartimento.

O **compartimento CV** é limitado a sul por um importante lineamento com orientação NE-SW, correspondendo ao seu limite com o alto topográfico, que representa o compartimento IV. Lineamentos E-W limitam o compartimento e a bacia a sul. A direção do rio principal nesse compartimento é distinta do que pode ser observado nos outros compartimentos, seguindo orientação NW-SE. Os principais canais afluentes convergem para o canal principal seguindo o lineamento NE-SW, exibindo um retorno da imposição de estruturas NE-SW na orientação da rede de drenagem, já que no compartimento IV apresenta uma orientação variada.

O rebaixamento do relevo nesse setor da bacia é expressivo, com relação ao compartimento IV, representando o limite entre os dois, num desnivelamento topográfico da ordem de 400-500 metros. Dessa maneira, observa-se o reflexo da diminuição da amplitude do relevo na sedimentação nesse setor da bacia, já associado ao nível de base do rio Preto.

17. CONCLUSÕES

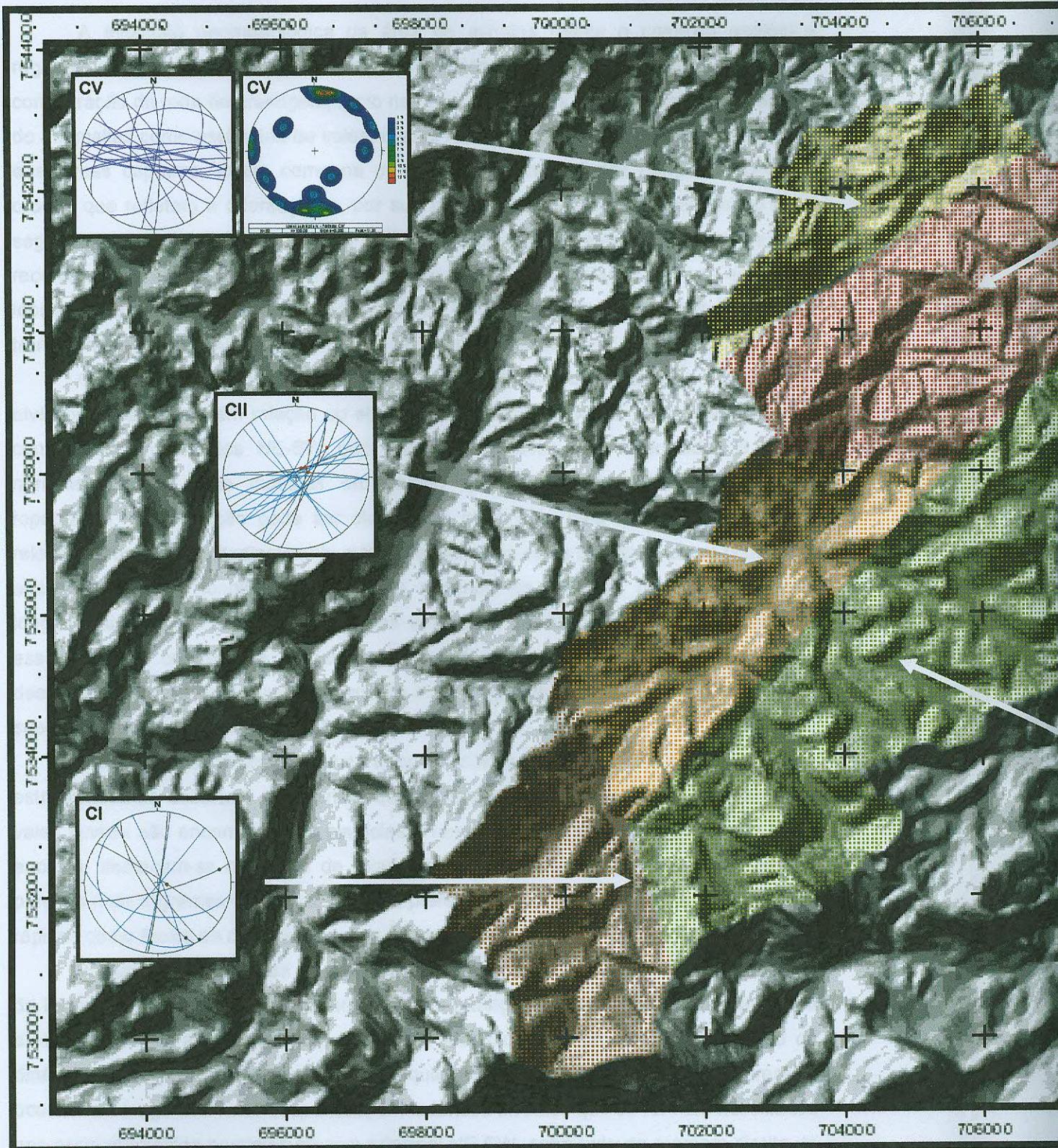
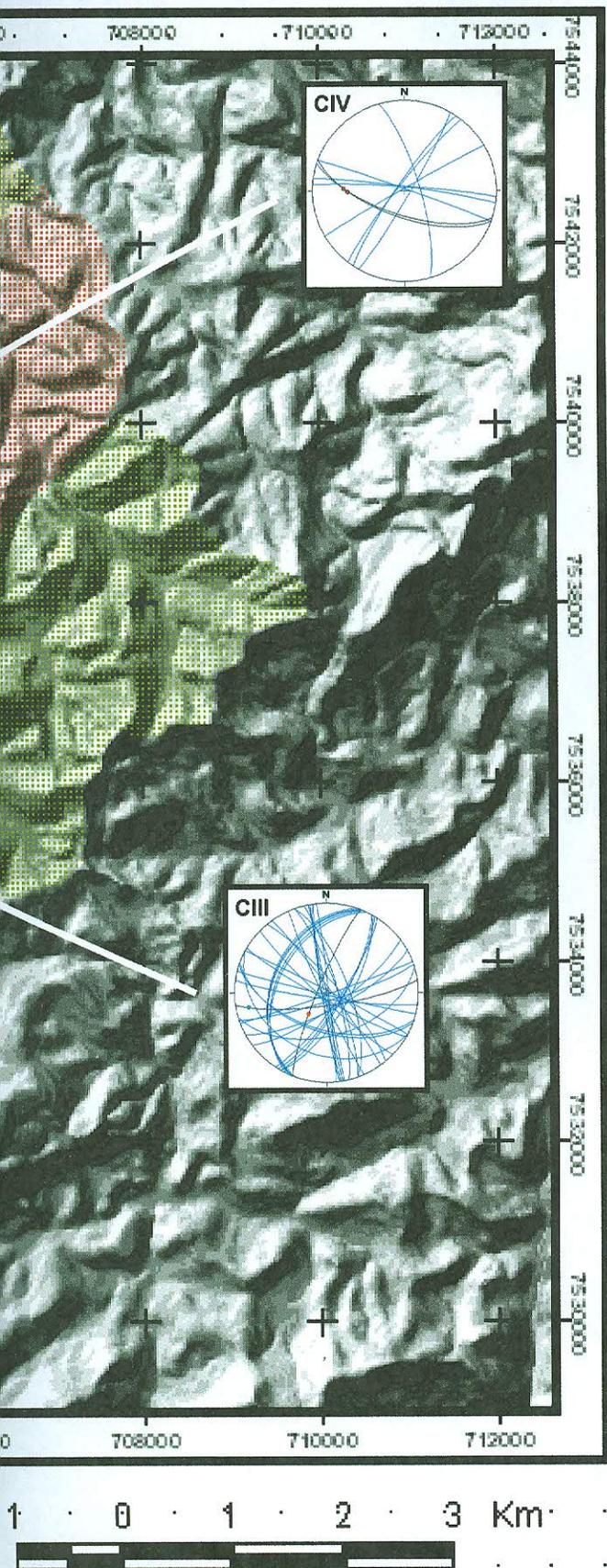


Fig. 10 - Diagrama de convergências, com as linhas, correspondente ao grupo escalarizado do canal principal, sobruído de ruído 10dB, até do orden de metros a algumas decimas





**Figura 10.3.1** – Compartimentação morfotectônica da área com projeções estereográficas para os planos de falhas dos compartimentos CI, CII e CIII e CIV e para as juntas do compartimento CV. Nos diagramas, estão exibidas as falhas normais (pontos em vermelho), sinistras (pontos em verde), dextrais (pontos em azul claro) e indefinidas (pontos em azul). As linhas ciclográficas em azul correspondem aos planos de falhas medidos sem indicadores cinemáticos.



## 11. CONCLUSÕES

A evolução geomorfológica da área de estudos reflete o contexto geológico regional ao qual se insere. O controle tectônico-estrutural mostra-se marcante na configuração da rede de drenagem, tanto nas orientações dos canais, como pela exibição de anomalias como assimetria de vales, canais retilíneos, cotovelos, deflexões de canais e algumas capturas, assim como na orientação preferencial dos canais da primeira ordem, que refletem a orientação e, por sua vez, a maior atuação da dissecação atual segundo as orientações NW-SE, N-S e E-W, associadas aos episódios tectônicos mais recentes. Tais elementos da drenagem apresentam estreita relação com as estruturas identificadas e medidas na área, destacando-se falhamentos de caráter normal/oblíquo e transcorrentes com movimentação dextral ou sinistral e famílias de juntas.

O desenvolvimento dos vales suspensos, alinhados, com extensos e alongados alvéolos escalonados em relação ao eixo do rio principal responde expressivamente ao controle de lineamentos NE-SW que, em alguns casos, são associados à falhas normais/oblíquas, tanto medidas em campo quanto inferidas pela caracterização topográfica. Esta relação pode ser claramente observada pela análise dos perfis de relevo elaborados longitudinalmente e transversalmente ao rio principal, assim como pela análise dos perfis longitudinais traçados segundo os mesmos critérios. Os perfis longitudinais exibem nitidamente rupturas em vários trechos dos canais, estritamente associadas ao controle de estruturas subjacentes e que indicam uma situação de desequilíbrio do sistema fluvial, de acordo com o conceito de equilíbrio fluvial (*graded stream*) proposto por Gilbert, em 1877.

Inserida neste mesmo contexto ocorre a distribuição espacial e a caracterização estratigráfica da cobertura sedimentar, que é típica de áreas soerguidas. Ao longo dos vales fluviais são encontradas as planícies e terraços e, nas porções de média a baixa encosta, destacam-se os fluxos de movimentos de massas lentos e rápidos. Já nas porções mais íngremes do relevo, ocorrem preferencialmente os movimentos de massas rápidos como fluxos de detritos e quedas de blocos em tálus.

A mais expressiva área de sedimentação fluvial ocorre ao longo do canal principal da bacia do rio Bonito, com importante área de retenção de sedimentos controlada pela existência de um alto topográfico, de caráter tectônico, que promove a diminuição da dinâmica fluvial. Outras importantes áreas que apresentam cobertura aluvial expressiva ocorrem ao longo dos vales suspensos, em extensos alvéolos que se formam associados aos escalonamentos paralelos ao eixo principal NE-SW, sobretudo na margem direita do rio Bonito. Os desnivelamentos que se formam, conectando os vales escalonados ao canal principal, sobretudo de direção NW, são da ordem de metros a algumas dezenas

de metros e se refletem nas rupturas observadas nos perfis longitudinais dos canais de drenagem.

A condição de assimetria do vale, associada aos desnivelamentos constatados para a bacia foi corroborada pela análise de assimetria da por basculamento de blocos devido a causas tectônicas, baseada no Fator de Simetria Topográfica transversa (FSTT), ressaltando a influência da estrutura subjacente no basculamento da bacia para NW.

Os cinco compartimentos morfotectônicos identificados a partir da análise combinada dos dados estruturais, dos lineamentos da rede de drenagem e do relevo, assim como da distribuição espacial da cobertura sedimentar, reproduzem a complexidade de feições observadas tanto no contexto local quanto regional. Tais compartimentos exibem morfologias distintas que sugerem uma influência mais efetiva das estruturas, sobretudo rúpteis, do que da litologia, visto ser a mesma predominantemente homogênea.

No compartimento I, as estruturas mais importantes que condicionam a configuração do relevo e da rede de drenagem possuem orientação NW-SE e N-S. No compartimento II as estruturas NE-SW é que assumem maior importância, combinadas com estruturas E-W, que geram expressivas áreas de deposição de sedimentos, características desse compartimento, gerando uma feição rômbrica na área, constituindo uma área rebaixada e, por sua vez, de acúmulo sedimentar.

O compartimento III também é representado por estruturas NE-SW, principalmente falhas com atitude normal que promovem o escalonamento da bacia, desenvolvendo nessa área os vales suspensos alinhados e com áreas de extensas planícies aluvionares.

No compartimento IV, área que representa um alto topográfico, tem marcante atuação de estruturas com orientação E-W, com atitude normal, possivelmente associadas à evolução desse relevo positivo nesse setor da bacia e que se refletem no controle do direcionamento da rede de drenagem.

Já no compartimento V observa-se a imposição de estruturas NE-SW e NW-SE que controlam o fluxo tanto dos principais canais afluentes como o do canal principal, respectivamente. O rebaixamento do relevo nesse compartimento, associado ao reverso do alto topográfico do compartimento IV, promove nessa área uma importante condição de acúmulo sedimentar.

Em todos os compartimentos são observadas estruturas com orientações distintas, como falhas, com e sem presença de indicadores cinemáticos, e famílias de juntas que correspondem a descontinuidades de caráter regional que algumas vezes

aproveitam as estruturas do embasamento, como foliações, ou truncam as mesmas. Embora as falhas com indicadores cinemáticos tenham sido encontradas em reduzido número, os dados obtidos são de significativa qualidade e mostram que o caráter das falhas é normal e transcorrente.

Em geral, o conjunto total das falhas medidas, com e sem indicadores cinemáticos delineiam feixes de mergulhos verticais e subverticais, segundo as direções NNE, NE, ENE, com mergulhos preferenciais para NW; NW, NNW, NW e WNW, com mergulhos para NE e SW; e E-W, vertical, embora com leve caimento para N. Falhas de baixo ângulo associam-se às reativações nos planos da foliação.

Nas rochas do embasamento foram encontradas oito famílias bem definidas de juntas com atitudes N-S, NNW, NW-SE, WNW, E-W, NNE, NE-SW e ENE, verticais e subverticais. Nos diques foram reconhecidas seis famílias de direções bem marcadas NNE, NE, E-W, NNW e NW, com mergulhos verticais a subverticais.

O diagrama de paleotensões dos diedros retos, mesmo com poucos e dispersos dados, indicam, de maneira geral, eixo compressivo  $\sigma_1$  SSE (N-172/39) subvertical,  $\sigma_2$  (intermediário) NNW (N-347/51) subvertical e eixo distensivo  $\sigma_3$  E (N-080/02) horizontal. Estes dados, em linhas gerais, mostram certa concordância com paleotensões definidas no sudeste brasileiro por vários pesquisadores, cujo regime tectônico daria-se a partir do Neógeno, prevalecendo até os dias atuais com pulsos tectônicos distintos entre o Plioceno-Pleistoceno e Pleistoceno–Holoceno.

Neste trabalho, mesmo que os dados de falhas tenham sido insuficientes para definir com mais clareza as paleotensões e assim definir melhor o(s) regime(s) tectônico(s) que viria(m) influenciar na estruturação da paisagem ao longo do cenozóico, ficou bastante claro, através de parâmetros definidos pela Geomorfologia Tectônica, a interferência direta das estruturas rúpteis no relevo local.

Dessa maneira, tendo como princípio que a tectônica influencia diretamente a evolução da paisagem, os dados obtidos através de mapeamentos morfotectônicos das feições de relevo e da drenagem, mostram uma interferência direta das estruturas na dinâmica e evolução da paisagem da área em estudo.

Especialmente no contexto da Região Sudeste do Brasil, que possui uma complexa evolução geológica e geomorfológica, este tipo de estudo se faz necessário para dar subsídios tanto ao entendimento da evolução da paisagem quanto à compreensão da relação que tal evolução possui com a dinâmica de ocupação e uso do solo.

## 12. PROPOSTAS DE TRABALHOS FUTUROS

Considerando os estudos realizados para o desenvolvimento da pesquisa apresentada no âmbito da dissertação, constata-se que existem possibilidades para o desdobramento de alguns aspectos discutidos. Entre eles, destaca-se um aprofundamento da análise das coberturas sedimentares observadas na área, com vistas a um melhor conhecimento no que se refere a sua configuração estratigráfica e sua relação com condições de deposição, já relacionadas em alguns trabalhos, que refletem a evolução tectônica do Sudeste brasileiro.

A integração de estudos que discutam o comportamento fractal das feições observadas também se apresenta como um possível desdobramento da pesquisa, tendo sido utilizada em estudos desenvolvidos internacionalmente, associados tanto à feições geológicas como geomorfológicas, que buscam compreender a organização da paisagem em diferentes escalas.

Uma outra possibilidade corresponde a um melhor entendimento das condições de evolução de tais coberturas, a partir de uma abordagem pedo-geomorfológica que integre a compreensão da evolução geomorfológica da área, associada à evolução tectônica regional, contribuindo, dessa forma, para um melhor entendimento da relação solo-paisagem.

## 13 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N.; BERNARDES, N. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOGRAFIA, 18, Guia de excursão n.4, Rio de Janeiro: União Geográfica Internacional, Conselho Nacional de Geografia, 1958, 303 p.
- AGLIO, M. L. D.; MENEZES, P. M. L.; SOUZA NETO, N. C. (1999) Comparação metodológica entre a construção analógica e a digital de mapas pedológicos. <http://www.cartografia.org.br/xixcbccd/c3.html> (acessado em 06/08/2002).
- AHNERT, F. Zur Frage der rückschreitenden denudation und des dynamischen Gleichgewichts bei morphologischen Vorgängen. *Erdkunde*, Kleve, v. 8, p. 61-64, 1954.
- ALMEIDA, F. F. M. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM 1967 241 p. (Boletim DNP)
- ALMEIDA, F. F. M. The system of continental *riffs* bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 48, n 1, p.15-26. 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. L. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150. 1998.
- ALMEIDA, J. C. H. *Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul*. 2000. 201p Tese – Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- ANGELIER, J.; MECHLER, P. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des diédres droit. *Bulletin Société Géologique de France*, Paris, n.19, p.1309-1318. 1977.
- ANGELIER, J. La néotectonique cassante et sa place dans un arc insulaire: L'arc égéen meridionale. *Révue de Géographie Physique, Géologie Dynamique*, Strasbourg, v. 18, p. 1257-1265, 1976.
- ARTHAUD, F. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin Société Géologique de France*, Paris, v.11, p.729-737. 1969.
- ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: Cenes/Dintep (Ed.). *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1978, p.75-88. (Série Projeto REMAC, 4)
- ASSUMPTÃO, M. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of Seismology Society of America*, El Cerrito, v.88, n.1, p.160-169. 1989.
- AZEVEDO Jr., M. F. *Integração entre o preenchimento sedimentar Cenozóico das bacias de Campos e Santos e a evolução tectônica e geomorfológica das áreas continentais adjacentes*. 1991. 160 p. Dissertação – Mestrado em Geologia. Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.
- BANNISTER, E. Joint and drainage orientation of S.W. Pennsylvania. *Zeitschrift für Geomorphologie Supp. N.F.*, Stuttgart, v. 24, p.273-286, 1980.
- BARBOSA, R. L.; SILVA, J. F. C. (1999) Geração de um modelo digital de terreno por aproximações sucessivas. <http://www.cartografia.org.br/xixcbccd/c3.html> (acessado em 06/08/2002).
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. In: *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, n. 16/17. p. 153 - 197. 1965.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais: intemperismo biológico, pedogênese, laterização, bauxitização e concentração de bens minerais*, v.2. Florianópolis: EDUFSC, 1996. 442 p.
- BIROT, P. *Précis de Géographie Physique Générale*. Librairie Armand Colin, Paris, 1959.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. *Progress in Physical Geography*, London, v. 19, n. 4, p. 449-473. 1995.

- BISHOP, P.; BOUSQUET, J. C. The quaternary terraces of the Lergur River and active of the Cévennes Faults in the lower Hérault valley (Lanuedoc), Southern France. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Stuttgart, v. 33, p. 405-415. 1989.
- BORGES, M. S.; CAVALCANTE, L. M.; EBERT, H. D.; BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S. Aspectos geomorfológicos e modelagem digital de terreno da área entre as praias do Farol e Paraíso - ilha do Mosqueiro, Nordeste do Pará. *Geociências*, Rio Claro, v. 16, n. 2, p. 627-643, 1997.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; PIRES NETO, A. G.; MORALES, N.; RUEDA, J. R. J. Compartimentação Neotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998, p. 74.
- BUENO, J. M. R.; EBERT, H. D.; BORGES, M. S. (Modelos digitais de terreno e análise morfoestrutural dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro: dados preliminares. In: SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 8., 2000, Rio Claro. Boletim de resumos expandidos. Rio Claro: IGCE/UNESP, 2000, p.39 - 43.
- BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic Geomorphology. *Geology*, Boulder, v. 13, p. 216. 1985.
- BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. *Tectonic Geomorphology*. Oxford: Blackwell Science Publications, 2001. 274 p.
- CENTAMORE, E.; CICCACCI, S.; DEL MONTE, M.; FREDI, P.; LUPIA PALMIERI, E. Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of northeastern Abruzzo (central Italy). *Geomorphology*, Amsterdam, v. 16, n. 2, p.127-137, jun. 1996.
- CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia*. São Paulo: Edgard Blücher, 1980. 149 p.
- COELHO NETTO, A.L.; FERNANDES, N.F.; DANTAS, M.E.; DIETRICH, W.E.; MONTGOMERY, D. & DAVIS, J.C. <sup>14</sup>C MAS evidences of two Holocene erosion-sedimentation cycles in SE Brasil: stratigraphy and stratigraphic inversions. In: INTERNATIONAL SEDIMENTARY CONGRESS, 14, Recife, 1994, *Anais...*Recife: IAS-Internat. Association of Sedimentologists, 1994, p. 28-30.
- COLLINSON, J. D. Alluvial sediments. In: READING, H.G. (Ed.) *Sedimentary Environments and facies*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1986. 615 p.
- COSTA, D. T.; EBERT, H. D.; ALMEIDA, J. C. H; SILVA, L. G. E.; GONTIJO, A. H. (2003) Contato Tectônico Central da Faixa Ribeira: limite tectônico e estrutural. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., Búzios, 2003, *Boletim de Resumos...* Rio de Janeiro: SBG, 2003, p.299 – 301.
- COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt block tectonics: as example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 106, n. 5, p. 571-581, may 1994.
- CRAVINHO, F. F., GONTIJO, A. H. F., MELO, P. B., MOURA, J. R. S., MORALES, N., HASUI, Y. (2002) Morfotectônica e geometria de falhas no gráben do Rio Santana-RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. *Anais...* João Pessoa: SBG, 2003?p
- CRAVINHO, F. F.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F. & MELO, P. B. (2003) Relevos tectônicos no Gráben do Rio Santana (RJ). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., Búzios, 2003. *Boletim de Resumos...*Rio de Janeiro: SBG, 2003, p.299 – 301.
- DANTAS, M. E. *Controles naturais antropogênicos da estocagem diferencial de sedimentos fluviais: bacia do rio Bananal (SP/RJ), médio vale do rio Paraíba do Sul*. 1995. 142 p. Dissertação – Mestrado em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- DANTAS, M. E.; COELHO NETTO, A. L. Morfologia dos fundos de vale da bacia do rio Bananal (SP-RJ): médio vale do rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 4., Porto Alegre, 1991. *Anais...* Porto Alegre, UFRGS, 1991. p.113-120.
- DANTAS, M. E.; EIRALDO SILVA, L. G.; COELHO NETTO, A. L. Spatially non-uniform sediment storage in fluvial systems: the role of bedrock knickpoint the Southeastern Brazilian Plateau. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14., Recife, 1994. *Anais...* Recife: IAS, 1994, p.12-13.

- DANTAS, M. E.; EIRALDO SILVA, L. G.; COELHO NETTO, A. L. Níveis de base locais e estocagem diferencial de sedimentos nas bacias do rio Bananal (SP/RJ) e do Salto (RJ): controles geológicos e morfométricos. In: CONGRESSO DA ABEQUA, 5., Niterói-RJ, 1995, *Anais....* Niterói: EDUFF, 1995, p.176-182.
- DAVIS, W. M. The Geographical cycle. *Geographical Journal*, v.14, p.481-504, 1899.
- DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 194, n. 3, p. 237-263, aug. 1991.
- DEFFONTAINES, B. Contribution of the drainage network analysis to neotectonic: method and application in France. *INQUA Neotectonics Bulletin*, Oxford, v.14, p.16-17. 1992.
- DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523-50. 1943.
- \_\_\_\_\_. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 4, n. 2, p.155-178, abril/junho 1944.
- DELOU, A. L. A.; FARIA, C. R. G.; CAL, C. F. R. Sistema de aquisição automática de dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA, 6., 1993, v. 3. Rio de Janeiro. *Anais....* Rio de Janeiro: SBC, 1993, p.510-515.
- DEROIN, J. P.; DEFFONTAINES, B. Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central). *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl. N.F.*, Stuttgart, v.39, p. 97-116, 1995.
- DIAS, M. S. *Significado Tectônico da topografia do sudeste do Brasil e suas prováveis relações com a margem continental adjacente*. 1997. 169 p. Tese – Doutorado em Geofísica. Observatório Nacional, Rio de Janeiro, 169 p.
- DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R. Hillslopes, channels and landscape scale. In: SPOSITO, G. (Ed.) *Scale dependence and scale invariance in hidrology*. Cambridge: University Press, 1998, p.30-60.
- DRM/UFRJ (1981) Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro - Relatório Final. Folha Itaipava. Rio de Janeiro: DRM/UFRJ.DUCHAUFOR, A.FO1977) *Atlas ecológico de los suelos del mundo*. Barcelona: Toray-Masson, S.A.
- EBERT, H. D.; BUENO, J. M. R. Modelo Digital de terreno e geológico tridimensional da folha de Rio Claro (1:50 000). *Geociências*, Rio Claro, v. 17, n. 2, p. 469-486, 1998.
- EBERT, H. D.; BORGES, M. S.; LINDENBECK, C.; ULMER, H.; LAVORANTE, L. P. Sobreposição de dados fisiográficos e geológicos em Modelos Digitais de Terreno (MDT) utilizando GEO3VIEW: procedimentos e aplicações morfoestruturais. *Geociências*, Rio Claro, v. 18, n. 2, p. 215-234, 1999.
- EMBLETON, C. Neotectonic and morphotectonic research. *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl. Band*, Stuttgart, n. 63, p. 1-17, 1987.
- EMBRAPA (Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária Centro Nacional de Pesquisa de Solos) *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Rio de Janeiro: Embrapa – CNPS/ Brasília: Embrapa – CNPI, 1999. 421p.
- FERNANDES, N. F. & AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (Ed.) *Geomorfologia e meio ambiente* Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2000. 372 p.
- FERRARI, A. L. *Evolução tectônica do Gráben da Guanabara*. 2001. 412 p. Tese – Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FERREIRA, M. F. M. *Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí – Pouso Alegre (MG)*. 2001. 276 p. Tese – Doutorado em Geociências. Instituto. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- FGEL-UERJ-TEKTOS (Inédito) Mapa Tectônico da Faixa Ribeira Central. TEKTOS-UERJ (Grupo de Pesquisa em Geotectônica da faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro).

- FORMENTO-TRIGILIO, M. L.; PAZZAGLIA, F. J. Tectonic geomorphology of the Sierra Nacimiento: traditional and new techniques in assessing Long-Term landscape evolution in the Southern Rocky Mountains. *The Journal of Geology*, Chicago, v. 106, n. 4, p. 433-453, jul. 1998.
- FREITAS, R.O. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 2, n. ?, p. 218, 1951(a).
- \_\_\_\_\_. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. São Paulo: FFCL/USP, 1951(b), 120p. (Boletim 130, Série Geologia, nº 6)
- \_\_\_\_\_. Considerações sobre a tectônica e geologia do Vale do Paraíba. *Engenharia de Minas e Metalurgia*, v. 24, n. 143, p. 276-284, 1956.
- FRYE, J. C.; WILLMAN, H. B. Morphostratigraphic units in Pleistocene stratigraphy. *Bulletin of American Association of Petrology Geologists*, Tulsa, v. 46, n. 1, p. 112-133, 1962.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the Southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, Columbia, v. 8, n.1, p.65-77, jan. 1995.
- GILBERT, G. K. *Report on the Geology of the Henry Mountains*. U.S. department of the Interior, Geographical and Geological Survey of the Rock mountain, Washington, 1877, 160 p.
- GOMES, R. A. T.; FERNANDES, M. C.; GUIMARÃES, R. F.; MENEZES, P. M. L.; FERNANDES, N. F. Avaliação de alguns métodos interpoladores de construção de modelos digitais de elevação. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 4., 2002, São Luís. *Anais...* São Luiz: UFMA, 2002. CD-ROOM.
- 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*. 1999. 259p. Tese – Doutorado em Geociências. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- GONTIJO, A. H. F.; BORGES, M. S.; HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; JIMENEZ-RUEDA, J. R. Morfoestrutura, morfotectônica e modelagem digital de terreno da região da Serra da Bocaina. *Geociências*, Rio Claro, v. 17, n. 1, p.137-159, 1998(a).
- GONTIJO, A.H.F.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; MORALES, N.& COSTA, J.B. (b) Feições morfotectônicas na Serra da Bocaina, SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG / Minas Gerais, 1998(b), p. 81.
- GONTIJO, A. H. F.; SILVA, T. M.; MOURA, J. R. S. Anomalias de drenagem como elemento indicativo do controle neotectônico no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ) In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 3., 2000, Campinas. *Anais...* Campinas, UNICAMP, 2000, CD-ROOM.
- GONTIJO, A. H. F.; MELO, P. B.; CRAVINHO, F. F.; MOURA, J. R. S.; MORALES, N. & HASUI, Y. Morfotectônica e Geometria de Falhas no Gráben do Rio Santana-RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002, João Pessoa. *Anais...*João Pessoa: SGB, 2002, p.358 – 358.
- GONTIJO, A. H. F.; MELO, P. B.; CRAVINHO, F. F. Orientações da rede de drenagem e sua relação com a tectônica mesozóico-cenozóica no Gráben do Rio Santana, RJ. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios,. *Boletim de resumos...*, v.1 Rio de Janeiro: SBG, 2003, p.302 – 304.
- GONTIJO, A. H. F.; CRAVINHO, F. F.; MELO, P. B. & MORALES, N. (2003b) Falhas, fraturas e relevos associados no Gráben do Rio Santana, porção ocidental do Gráben da Guanabara (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8., São Pedro, 2003. *Anais...*São Paulo: SGB, 2003 p.320.
- GOY, J. L.; SILVAG Y.G.; ZAZO, C.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L. Model of morphotectonic map and legend. *INQUA Neotectonics Bulletin*, Oxford, v.12, p. 19-31, 1991.
- HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *American Journal Science*, New Haven, v. 258, p.80-97, 1960.

- HACKSPACHER, P.; HADLER, J. C.; LUNES, J. P.; PAULO, S. R.; RIBEIRO, L. F. B.; TELLO, C. A. S. Alguns dados sobre o período Cretáceo na serra da Mantiqueira através de Análise de Traços de Fissão em Apatitas (ATFA). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO NO BRASIL, 5, 1999, Serra Negra (SP), *Anais...* Rio Claro: UNESP, 1999, p. 33-37
- HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; FETTER, A. H.; HADLER, N. J. C.; TELLO, C. S. Consolidation and Break-Up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. *Gondwana Research*, Cotton Hill, v. 7, n. 1, p. 91 – 101, jan. 2004.
- HASUI, Y. Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. Belo Horizonte: *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, n.11, p.1-31, 1990.
- \_\_\_\_\_. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO. Belo Horizonte: SBG/MG, 1990b, 766-771 p.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; MIOTO, J. A.; MELO, M. S. *Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. São Paulo: IPT, v. 7. 1982 (Monografia).
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém, *Notas de Curso...* Belém: SBG (Núcleo Norte), 1996, p.1-20.
- HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; MORALES, N.; RUEDA, J. R. J. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG/ Minas Gerais, 1998, p.78.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C. M.; MILANI, E.; ALAMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M. From collision to extension: the roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: MOHRIAK, T.; TALWANI, M. (Eds.). *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington: American Geophysical Union, 2000, p.1-34.
- HEILBRON, M.; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt (se Brazil). *Precambrian Research*. Amsterdam, v.125, n.1-2, 2003, p.87 – 112.
- HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MONDENESI-GAUTTIERI, M. C. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.31, n. 3, p. 375-384, 2001.
- HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, Tulsa, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967.
- HSIEH, P. A. Scale effects in fluid flow through fractured Geologic Media. In: SPOSITO, G. (Ed.) *Scale dependence and scale invariance in hidrology*. New York: Cambridge University Press, 1998, p. 335-353.
- IBGE (1966) Cartas topográficas do Brasil. Folha Três Rios (SF.23-Q-II-2). Escala 1:50 000. Rio de Janeiro: IBGE, 1966.
- \_\_\_\_\_. Cartas topográficas do Brasil. Folha Anta (SF.23-Z-B-II-1). Escala 1:50 000. Rio de Janeiro: IBGE, 1974.
- \_\_\_\_\_. Cartas topográficas do Brasil. Folha Teresópolis (SF.23-Z-B-II-3). Escala 1:50 000. Rio de Janeiro: IBGE, 1983.
- \_\_\_\_\_. Cartas topográficas do Brasil. Folha Itaipava (SF.23-Z-B-I-4). Escala 1:50 000. Rio de Janeiro: IBGE, 1986.
- INPE. Teoria: Modelagem Digital de Terreno. [www.dpi.inpe/spring/teoria/mnt/mnt.htm](http://www.dpi.inpe/spring/teoria/mnt/mnt.htm) (acessado em 06/08/2002).
- JACKSON, J.; LEEDER, M. Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley, Nevada. *Journal of Structural Geology*, Amsterdam, v. 16, n. 8, p. 1041-1059, aug. 1994.
- JAHN, A. Denudation balance of slopes. *Geographia Polonica*, v. 13, p.9-29, 1968.

- KELLER, E. A.; PINTER, N. (Eds). *Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 1996, 338 p.
- KING, L. C. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, Boulder, v. 64, n. , p. 721-751, 1953.
- \_\_\_\_\_. A Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 4, n.2, p.147-265, abr./jun. 1956.
- LEEDER, M. R.; JACKSON, J. A. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from western United States and central Greece, *Basin Research*, Oxford, v. 5, p. 79-102. 1993.
- LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. P. *Fluvial processes in Geomorphology*. W.H. San Francisco: Freeman and Company, 1964. 522p.
- LEOPOLD, L. B.; BULL, W. B. Base level, aggradation and grade. *Proceedings of American Philosophical Society*, Philadelphia, v. 123, p.168-202, 1979.
- LIU, K. C. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens do LANDSAT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA RJ/ES, 1, 1987, Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro: SBG RJ/ES, 1987, p.164-188.
- LOCZY, L.; LADEIRA, E. A. *Geologia estrutural e introdução à geotectônica*. São Paulo: Edgard Blücher, 1976, 528 p.
- LOPES, R S; MAFRA, N M C; SATHLER, R; MENDES, L D; PORTOCARRERO, H. Levantamento de Reconhecimento Detalhado dos Solos no município de Petrópolis, RJ: Bacia do Rio Bonito. In: XXVIII CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 2001, Londrina. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo*. Londrina: SBCS, 2001. v. 1, p. 229-229.
- MACEDO, J. M.; BACOCOLI, G.; GAMBOA, L. A. P. O tectonismo meso-cenozóico da região Sudeste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991 São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG/SP, 1991, p. 429-437.
- MAFRA, N. M. C. (2000) Suelos con epípedones úmbricos en zona tropical de montaña y su relación con el uso agrícola: Petrópolis, Rio de Janeiro, Brasil. In: INTERNATIONAL SOIL CONSERVATION ORGANIZATION CONFERENCE (ISCO 2000), 11., 2000, Buenos Aires. *Anales...* Buenos Aires: UBA - Facultad de Agronomía, 2000.v. 1, p. 235-239.
- MAFRA, N. M. C.; LOPES, M. R. S.; SATHLER, R.; MENDES, L. D. Caracterização física, química e mineralógica de solos de pedogênese diferenciada a partir de sedimentos aluviais, na Bacia do rio Bonito, Petrópolis, RJ. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 7., 1999, Belo Horizonte. *Anais...*, v.1. Belo Horizonte: UFMG/FUNEC(MG), 1999. p.233 - 234.
- MAGALHÃES Jr., A. P.; TRINDADE, E. S. Condicionamento tectônico da dinâmica fluvial cenozóica do vale do rio do Cervo – sul de Minas Gerais. *Revista Sociedade e Natureza*, Uberlândia, v. 15, p. 81-86, 1996.
- MARQUES JÚNIOR, J.; LEPSCH, I. F. Depósitos superficiais neocenozóicos, superfícies geomórficas e solos em Monte Alto, SP. *Geociências*, Rio Claro, v. 19, n. 2, p. 265-281, 2000.
- MARUJO, M.F.; PIRES NETO, A.G.; HASUI, H.; MORALES, N. Morphostructural compartments of upper Sapucaí valley, Pouso Alegre region (MG). In: REGIONAL CONFERENCE IN GEOMORPHOLOGY, 1999, Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro: UGI, 1999, p. 36.
- Mc FADDEN, L. D.; KUEPFER, P. L. K. Soil Geomorphology: the linkage of pedology and surficial processes. *Geomorphology*, Amsterdam, v. 3, n.3/4, p. 197-205, sept. 1990.
- MEIS, M. R. M.; MONTEIRO, A. M. F. (1979) Upper quaternary rampas: Doce river valley, Southeastern Brazilian Plateau. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Stuttgart, v. 23, p. 132-151.
- MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper quaternary sedimentation and hillslope evolution: Southeastern Brazilian Plateau. *American Journal of Science*, New Haven, v. 284, n. 3, p. 241-254, 1984.
- MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. H. G.; FERNANDES, N. F. Desnivelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador, v. 4, *Anais...* Salvador: SBG-BA, 1982, p. 1489-1509.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. Sedimentação e tectônica da bacia de Resende (RJ). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 57, n. 4, p. 467-479, 1985.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, M. C. 1985b Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogências continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.15, n.3, p.193-201, 1985.

MELO, P. B.; GONTIJO-PASCUTTI, A. H. F.; CRAVINHO, F. F. & MOURA, J. R. S. Orientações da rede de drenagem e sua relação com a tectônica mesozóico-cenozóica no gráben do Rio Santana, RJ. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., Búzios, 2003. *Boletim de Resumos...* Rio de Janeiro, SBG-RJ, 2003, p. 302 – 304.

MELLO, C. L.; SILVA, T. M.; MOURA, J. R. S.; HEES, F. J. Evidências geomorfológicas e estratigráficas para um tectonismo recente na região de Bananal (SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, 1989, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG/SP-RJ, 1989, p. 26-27.

MELLO, C. L.; CARMO, I. O.; MOURA, J. R. S. Estudo faciológico de depósitos sedimentares holocênicos com base na análise da arquitetura deposicional - médio vale do Rio Paraíba do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo, *Anais...* São Paulo: SBG/SP, 1991, p.19-26.

MELLO, C. L.; CARMO, I. O.; SILVA, T. M.; MOURA, J. R. S.; RODRIGUES, L. F. Estratigrafia e relações morfotectônicas da ocorrência de depósitos cenozóicos na área do Cafundó (Barra Mansa, RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4., 1995, Águas de São Pedro. *Anais...* SBG-SP, 1995. p. 90.

MELLO, C. L.; MOURA, J. R. S.; CARMOS, I. O.; SILVA, T. N. & PEIXOTO, M. N. O. (b) Eventos de sedimentação durante o Holoceno no médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ) - aloestratigrafia e datações por radiocarbono. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 5, 1995, Niterói. *Anais...* Niterói: EDUFF, 1995, p.193-197.

MELLO, C. L. *Fácies Sedimentares, Arquitetura Depositional e Relações Morfoestratigráficas em um Sistema de Leques Aluviais Holocênicos: Aloformação Manso - Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*. 1992. 188 p. Dissertação – Mestrado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MENDES, L. D. Pedogênese diferenciada a partir de depósitos de gênese aluvial: bacia do rio Bonito, Petrópolis, RJ. Monografia em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001. 100 p.

MENDES, L. D.; MAFRA, N. M. C.; GONTIJO, A. H. F. Condições de desenvolvimento e caracterização de coberturas pedológicas a partir de depósitos aluviais em diferentes compartimentos morfotectônicos: Bacia do rio Bonito, Petrópolis, RJ. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 4., 2002, São Luiz, v. 01, *Anais...*, São Luiz: UFMA, 2002, p. 64-64.

MENDES, L. D.; MAFRA, N. M. C.; ULL, F. V.; SANTOS, F. A.; SOUZA, L. F. L.; SILVA, J. R.; RODRIGUES, E.; AGUIAR, M. H. & MIRANDA, M. (2002b) Ocorrência de solos com epípedons húmicos em área serrana no Rio de Janeiro e a sua relação com o uso agrícola. In: REUNIÃO BRASILEIRA DE MANEJO E CONSERVAÇÃO DO SOLO E DA ÁGUA, 14., 2002, Cuiabá. *Resumos (CD-ROM)...*, Cuiabá: UFMT, 2002.

MENEZES, P. M. L. *Cartografia - Notas de Aula*. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geografia. 2002.

MERRITTS, D. J.; ELLIS, M. Introduction to special section on tectonics and topography, *Journal of Geophysical Research*, Washington, v, 99, n. B6, p. 12135-12142, 1994.

MERRITTS, D. J.; VINCENT, K. R.; WOHL, E. E. Long rivers profiles, tectonism, and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 99, n. B7, p. 14031-14050, 1994.

MIALL, A. D. *Principles of sedimentary basin analysis*. New York: Springer-Verlag, 1990. 668 p.

- MILLER, J. R. The influence of bedrock geology on knickpoint development and channel-bed degradation along downcutting streams in south-central Indiana. *The Journal of Geology*, v. 99, n. 5, p. 591-605, 1991.
- MIOTO, J. A.; HASUI, Y. Aspectos da estabilidade sismotectônica do sudeste Brasileiro de interesse à geologia de engenharia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBGE-BA, 1982, p. 1652-1659.
- MONTGOMERY, D.R. Valley incision and the uplift of mountain peaks. *Journal of Geophysical Research*, v.99, p.13913-13921.
- MORALES, N.; HASUI, Y. Neotectônica e compartimentação neotectônica da Região Sudeste e importância. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, p. 4-5, março 2001.
- MORIZAWA, M. Rivers: forms and process. *Geomorphology Texts*, v.7, 1985.
- MORIZAWA, M.& HACK, J.J. (1985) *Tectonic Geomorphology*. Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, Allen & Unwin. 390 p.
- MOURA, J. R. S. *Transformações ambientais durante o Quaternário tardio no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ)*. 1990. 267p. Tese – Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- MOURA, J. R. S.; MEIS, M. R. M. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do Rio Paraíba do Sul – Bananal SP. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 58, p. 89-102, 1986.
- MOURA, J. R. S.; MELLO, C. L. Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 21, n. 3, p. 236-254, set. 1991.
- NEVES, M. A. *Evolução cenozóica da região de Jundiaí (SP)*. 1999. 135p. Dissertação – Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- NEVES, M. A.; MORALES, N.; BORGES, M. S.; EBERT, H. D. Compartimentação morfotectônica da Região de Jundiaí. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 167-176, jul. 2003.
- NIMER, E. Climatologia da região SE do Brasil: introdução à climatologia dinâmica - subsídios à geografia regional do Brasil. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 34, n. 1, p. 3 – 48, 1972.
- \_\_\_\_\_. *Climatologia do Brasil*. v. 4. Rio de Janeiro: IBGE, 1979.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 87, n. , p. 1463-1469, 1976.
- OLLIER, C. D. *Tectonics and landforms*. London: Longman Inc., 1981. 324 p. (Geomorphology texts).
- \_\_\_\_\_. *Geomorphology and Geocology. Morphotectonics and structural geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie Supp.*, Stuttgart, v. 82, p., 1991.
- ONORATI, G.; POSCOLIERI, R.; VENTURA, R.; CHIARINI, V.; CRUCILLÀ, U. The Digital Elevation Model of Italy for Geomorphology and structural Geology. *Catena*, Amsterdam, v. 19, n. 2, p. 147-178, 1992.
- PANIZZA, M. (1982) Introduction to the morphotectonics problems. In: AMERICAN REGIONAL CONFERENCE OF THE I.G.U., Rio Claro. p. 48-57.
- PAVLIDES, S. B. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, Oxford, v. 1, n. 3, p. 233-235, 1989.
- PENK, W. *Morphological analysis of landforms: a contribution of Physical Geology*. London: Macmillian. 1953.

- PIRES NETO, M. F. *Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí – Pouso Alegre (MG)*. 2001. 276 p. Tese – Doutorado em Geociências. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- PREFEITURA MUNICIPAL DE PETRÓPOLIS. Coordenadoria de Planejamento. Levantamento Aerofotogramétrico Digital. Folhas: SF.23-Z-B-I-4-NE-B, SF.23-Z-B-I-2-SE-F, SF.23-Z-B-I-2-SE-D, SF.23-Z-B-I-4-NE-D. Escala 1:10 000.. Rio de Janeiro: PROSPEC. 1994.
- PROJETO RADAMBRASIL (MINISTÉRIO DAS MINAS E ENERGIA). Levantamento de Recursos Naturais. Volume 32, Folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: RADAMBRASIL, 1983.
- QUEIROZ NETO, J. P. Revisão de conceitos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 7, 1997, Curitiba, *Anais...*, v.2. Curitiba, Técnica e Arte Ltda, 1997, CD-ROOM.
- RAMIREZ-HERRERA, M. T.; SUMMERFIELD, M. A.; ORTIZ-PEREZ, M. A. Tectonic geomorphology of the Acambay graben, mexican Volcanic Belt. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Stuttgart, v. 38, n. 2, p. 151-168, 1994.
- RIBEIRO, M.C.S. História tectônica e exumação das Serras da Bocaina e Mantiqueira, SP/RJ. 2003. 124 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro, 2003.
- RIBEIRO, L. F. B. *Tectônica Ressurgente da Borda Sul da Serra da Mantiqueira: Geologia Estrutural e Geocronologia Por Traços de Fissão*. 1996. 200p. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro.
- RICCOMINI, C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 256 p. Tese – Doutorado em Geologia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- RICCOMINI, C.; PELLOGIA, A. U. G.; SALONI, J. C. L.; KOHNKE, M. W.; FIGUEIRA, R. M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, Columbia, v. 2, n. 2, p. 191-197, 1989.
- RINALDO, A.; RODRÍGUEZ-ITURBE, I. Scaling in river networks. In: SPOSITO, G. (Ed.) *Scale dependence and scale invariance in hidrology*. New York: Cambridge University Press, 1998, p. 61-87.
- ROCHA, C. H. B. *Geoprocessamento: tecnologia transdisciplinar*. Juiz de Fora: Ed. do autor, 2000. 220 p.
- RUELLAN, A. A história dos solos: alguns problemas de definição e de interpretação. *Revista Geografia*, Rio Claro, v.10, n.19, p.183-191, 1985.
- RUELLAN, F. A evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, v. 4, n.4. p. 445-508, 1944
- RUST, B. R.; KOSTER, E. H. Coarse alluvial deposits. In: WALKER, R.G. (Ed.) *Facies models*. 2<sup>nd</sup> ed. Toronto: Geological Association of Canada, 1984. 317 p. (Geoscience Canada, Reprinted Series, 1)
- SAADI, A. Elementos de discussão da neotectônica brasileira. In: SICEG, SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, Belo Horizonte: UFMG, 1990, p. 1-12.
- \_\_\_\_\_. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. 1991. 285 p. (Tese - Professor Titular). Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte.
- \_\_\_\_\_. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminar. *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993
- SAADI, A.; VALADÃO, R. C. Eventos tectono-sedimentares na bacia neo-cenozóica de Rio das Mortes (Região de São João del Rei - MG). In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1990, Belo Horizonte: SBG / Minas Gerais, 1990, p.81-99.
- SAADI, A.; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F. S. Informações sobre a neotectônica e morfogênese de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Rio Claro. *Anais...* SBG / São Paulo: 1991, p.105-107.

- SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 25, n. 3, p.151-164. jun. 1995.
- SANTOS, M. Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica. 1999. v.1-134p, v.2-91. Tese – Doutorado em Geociências. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (coord.) *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*, Escala 1:2 500.000. Brasília: Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984, p.9-53.
- SCHEIDEGGER, A. E. The orientation of valley trends in Ontario. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Stuttgart, v. 24, p. 19-30. 1980.
- SCHUM, S.A. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: MORISAWA, M. (Ed.). *Fluvial Geomorphology*. (Binghamton: State University of New York, 1973, p..299-310.
- \_\_\_\_\_. Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. *American Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, Tulsa, v. 31, p.19-29, 1981.
- \_\_\_\_\_. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, Palo Alto, v. 13, p. 5 -27, may 1985.
- \_\_\_\_\_. Alluvial river response to active tectonics. In: WALLACE, R. E. (Ed.) *Active Tectonics*. Washington: National Academy Press, 1986, p.80-94.
- \_\_\_\_\_. A. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology*, v. 101, n. 2, p. 279-294, mar. 1993.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. *Active tectonics and alluvial rivers*. New York: Cambridge University Press, 2000. 275 p.
- SEIDL, M. A.; DIETRICH, W. E.; KIRCHNER, J. W. Longitudinal profile development into bedrock: na analysis of Hawaiian channels. *The Journal of Geology*, Chicago, v. 102, n. 4, p. 457-474, jul. 1994.
- SILVA, A. C.; VIDAL-TORRADO, P.; SAADI, A. Influência da tectônica ressurgente nas formas do relevo e na distribuição dos solos no centro-sul de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO, 27. Brasília, *Resumos...*, Brasília, Embrapa-CPAC/SBCS, 1999, CD-ROM.
- SILVA, L. G. E.; DANTAS, M. E.; COELHO NETO, A. L. Condicionantes lito-estruturais na formação de níveis de base locais ("knickpoints") e implicações geomorfológicas no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, 1993, Rio de Janeiro, *Atas...* Rio de Janeiro: SBG, 1993, p.96-102.
- SILVA, T. M. *A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. 2002. 264p. Tese – Doutorado em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SOUSA, M. O. L. *Evolução tectônica dos altos estruturais de Pitanga, Ártemis, Pau d' Alho e Jibóia – centro do Estado de São Paulo*. 2002. 204 p. Tese – Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (Ed.). *Continental Deformation*. London: Pergamon Press., 1994, p.370-409.
- STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed Geomorphology. *Amer. Geoph. Union*, v.38, p. 913-920, 1957.
- SUGUIO, K. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo: Paulo's Comunicações e Artes Gráficas, 1999. 366 p.
- SUMMERFIELD, M. A. Neotectonics and landform genesis. *Progress in Physical Geography*, London, v. 11, n. , p. 384-397, 1987.

\_\_\_\_\_. Global tectonics and landform development. *Progress in Physical Geography*, London, v. 12, n. , p. 388-404, 1988.

\_\_\_\_\_. *Global Geomorphology: An Introduction to the Study of Landforms*. London: Longman Scientific & Technical, 1991. 537p.

TELLO SAENZ, C. A., HACKSPACHER, P. C., HADLER NETO, J. C., IUNES, P. J., GUEDES, S.; RIBEIRO, L.F.B.; PAULO, S. R. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, Columbia, v. 15, n. 7, p. 765-774, jan. 2003.

THOMAS, D. S. G.; ALLISON, R. J. (Eds.) *Landscape Sensitivity*. In: British Geomorphological Research Group Symposium Series, John Wiley and Sons, 1993, pp 129-147.

TUPINAMBÁ, M. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. 1999. 221p. Tese – Doutorado em Geografia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

TURCOTTE, D. L. *Fractal and chaos in Geology and Geophysics*. New York, Cambridge University Press, 1992. 221 p.

VITA-FINZI, C. *Recent earth movements: An introduction to neotectonics*. London: Academic Press, 1986. 226 p.

WALLACE, R. E. (Ed.). *Active tectonics*. Washington: National Academy Press, 1986. 280p.

WELLS, S. G.; BULLARD, T. F.; MENGES, C. M.; DRAKE, P. G.; KARAS, P. A.; KELSON, K. I.; RITTER, J. B.; WESLING, J. R. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, Amsterdam, v. 1, n. 3, p.239-265, sept. 1988