

PARÂMETROS GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS
CONTROLADORES DOS MOVIMENTOS DE MASSA NA ROTA
DO SOL/ RS 486 – ITATI, RS

Andréa Valli Nummer

Porto Alegre
Agosto de 2003

ANDRÉA VALLI NUMMER

**PARÂMETROS GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS
CONTROLADORES DOS MOVIMENTOS DE MASSA NA
ROTA DO SOL/ RS 486 – ITATI, RS**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Engenharia

Porto Alegre
Agosto de 2003

NUMMER, Andréa Valli

Parâmetros Geológico-Geotécnicos controladores dos Movimentos de Massa na Rota do Sol/RS 486 – Itati, RS/ Andréa Nummer.- Porto Alegre: PPGEC/UFRGS, 2003.

241p.

Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da Universidade Federal do Rio Grande do Sul; Doutor em Engenharia. Orientador: Luiz Antônio Bressani.

1. Geologia 2 Geotecnia.

CCAA2

Esta tese foi julgada adequada para a obtenção do título de DOUTOR EM ENGENHARIA e aprovada em sua forma final pelo orientador e pelo Programa de Pós-Graduação.

Prof. Luiz Antônio Bressani
Orientador

Prof. Américo Campos Filho
Coordenador do PPGEC

BANCA EXAMINADORA

Prof. Luiz Antônio Bressani (orientador/UFRGS)
Ph.D. Imperial College, Univ. of London/Inglaterra

Prof. Carlos Leite Maciel Filho (co-orientador/UFSM)
Dr. USP/SP

Prof. Anna Laura Lopes da Silva Nunes (COPPE/UFRJ)
Ph.D. Univ. Montreal/ Canadá

Prof. Adelar José Strieder (PPGEMM/UFRGS)
Dr. UnB/DF

Prof. Adriano Virgílio Damiani Bica (PPGEC/UFRGS)
Ph.D. Univ. Surrey/Inglaterra

Ao meu pai que me ensinou a ter coragem
e estará comigo para sempre (NEOQEAV).

AGRADECIMENTOS

Agradeço às seguintes instituições por terem possibilitado a realização desta tese: CAPES, FAPERGS, CPGEC-UFRGS e UFSM.

Aos professores Luiz Antônio Bressani e Carlos Leite Maciel Filho por terem orientado este trabalho.

Ao DAER, Toniollo Busnelo e Etel pela colaboração nos trabalhos de campo e na cedência de relatório técnicos.

Aos professores Antônio Pedro Viero, Anna Laura Nunes e Adelir Strieder, pelo apoio técnico.

Aos antigos colegas do CPGEC - UFRGS pelo companheirismo e ensinamentos, em especial à Rinaldo Pinheiro, Marcelo Rigo, Pedro Ferreira e Gioconda Martinez e aos novos colegas Rodrigo Silveira, Ana Paula dos Santos e Alexandre Knop pela amizade e colaboração.

Aos geólogos João Eduardo Figueró, Firmino Moraes e Sérgio Buffon pelas sugestões e amizade.

À geóloga Cândida Menezes de Jesus pela ajuda nos trabalhos de campo e descrição de lâminas petrográficas.

À minha mãe Leda, a minha filha Laura, aos meus irmãos Fernanda e Itavor Filho e à minha tia Tânia pelo apoio em todos os momentos.

"Não há saber mais ou saber menos. Há saberes diferentes".

Paulo Freire

SUMÁRIO

| | |
|---|------|
| CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO..... | p.21 |
| CAPÍTULO 2 - CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO..... | p.23 |
| 2.1 LOCALIZAÇÃO DO TRECHO ESTUDADO..... | p.23 |
| 2.2 HISTÓRICO DA CONSTRUÇÃO DA RODOVIA..... | p.24 |
| 2.3 CLIMA..... | p.28 |
| 2.4 VEGETAÇÃO..... | p.29 |
| CAPÍTULO 3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA..... | p.32 |
| 3.1 GEOLOGIA REGIONAL – BACIA DO PARANÁ..... | p.32 |
| 3.1.1 Evolução Tectônica e Estratigráfica da Bacia do Paraná..... | p.36 |
| 3.1.2 Tectônica Frágil..... | p.38 |
| 3.1.3 Formação Botucatu..... | p.40 |
| 3.1.4 Formação Serra Geral - Magmatismo da Bacia do Paraná-Etendeka | p.42 |
| 3.1.4.1 Aspectos de Campo e Petrográficos..... | p.43 |
| 3.1.4.2 Aspectos Geoquímicos..... | p.45 |
| 3.1.4.3 Estratigrafia da Seqüência Vulcânica..... | p.46 |
| 3.1.4.4 Origem do Magmatismo..... | p.48 |
| 3.1.4.5 Geocronologia..... | p.49 |
| 3.2 MOVIMENTOS DE MASSA..... | p.49 |
| 3.2.1 Classificações de Movimentos de Massa..... | p.50 |
| 3.2.2 Fatores Condicionantes dos Movimentos de Massa..... | p.60 |
| 3.2.2.1 Condicionantes Geológicos..... | p.63 |
| 3.2.2.2 Águas Superficiais e Subterrâneas..... | p.67 |
| 3.2.2.3 Geomorfologia..... | p.70 |
| 3.2.2.3.1 <i>Forma das vertentes</i> | p.71 |

| | |
|--|--------------|
| 3.2.2.4 Efeitos da Vegetação..... | p.78 |
| CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA DA ÁREA..... | p.81 |
| 4.1 METODOLOGIAS PARA MAPEAMENTO GEOLÓGICO..... | p.81 |
| 4.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO..... | p.83 |
| 4.2.1 Aspectos de Campo..... | p.83 |
| 4.2.2 Petrografia dos basaltos..... | p.85 |
| 4.2.3 Descrição dos Derrames Básicos..... | p.87 |
| 4.3 CLASSIFICAÇÃO DOS DERRAMES QUANTO AOS ASPECTOS PETROGRÁFICOS E COMPORTAMENTO GEOTÉCNICO..... | p.124 |
| 4.4 DISTRIBUIÇÃO DA ALTERAÇÃO NOS BASALTOS..... | p.126 |
| 4.5 CARACTERIZAÇÃO DOS COLÚVIOS..... | p.128 |
| CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL..... | p.131 |
| 5.1 ANÁLISE DE LINEAMENTOS DO TIPO 2..... | p.132 |
| 5.1.1 Metodologia para extração dos lineamentos..... | p.133 |
| 5.1.2 Metodologia para Análise Estatística Vetorial | p.133 |
| 5.1.3 Análise dos Dados..... | p.136 |
| 5.2 MAPEAMENTO ESTRUTURAL..... | p.143 |
| 5.2.1 Metodologias para Mapeamento Estrutural..... | p.143 |
| 5.2.1.1 Método da Scanline ou Linha de Varredura..... | p.143 |
| 5.2.1.2 Método da Fotoanálise..... | p.144 |
| 5.2.1.3 Método de Descrição Quantitativa de Descontinuidades | p.145 |
| 5.2.2 Caracterização das Estruturas dos Basaltos | p.152 |
| 5.2.2.1 Estruturas de origem não-tectônica..... | p.152 |
| 5.2.2.2 Estruturas de origem tectônica..... | p.157 |
| 5.3 INTERPRETAÇÃO DAS ESTRUTURAS TECTÔNICAS..... | p.162 |
| 5.4 ANÁLISE ESTRUTURAL DE RUPTURAS DE TALUDES NA RS 486..... | p.163 |

| | |
|---|--------------|
| | 10 |
| 5.4.1 Ensaio de Tilt das Amostras..... | p.163 |
| 5.4.2 Metodologia de Execução dos ensaios..... | p.165 |
| 5.4.2.1 Descrição do Equipamento..... | p.165 |
| 5.4.2.2 Modo de execução dos ensaios..... | p.167 |
| 5.4.3 Resultados obtidos..... | p.167 |
| 5.5 ANÁLISE ESTRUTURAL..... | p.168 |
| CAPÍTULO 6 – GEOMORFOLOGIA..... | p.173 |
| 6.1 METODOLOGIAS..... | p.174 |
| 6.1.1 Carta Topográfica..... | p.174 |
| 6.1.2 Morfometria..... | p.175 |
| 6.1.3 Mapa Hipsométrico..... | p.180 |
| 6.1.4 Mapa de Declividades..... | p.180 |
| 6.1.5 Mapa Geomorfológico..... | p.181 |
| 6.2 ANÁLISE DOS DADOS MORFOMÉTRICOS..... | p.184 |
| 6.3 FORMAS DE TERRENO E SUAS CARACTERÍSTICAS..... | p.187 |
| 6.3.1 Sistema de terreno Meia Encosta..... | p.193 |
| 6.3.2 Sistema Baixa Encosta..... | p.198 |
| 6.4 MORFOGÊNESE DAS VERTENTES..... | p.206 |
| CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES..... | p.208 |
| BIBLIOGRAFIA..... | p.213 |
| ANEXO A - MAPA GEOLÓGICO..... | p.222 |
| ANEXO B - COLUNA ESTRATIGRÁFICA..... | p.224 |
| ANEXO C - LINEAMENTOS..... | p.226 |
| ANEXO D - HIERARQUIA DE DRENAGENS..... | p.228 |
| ANEXO E - MODELO DIGITAL DE TERRENO..... | p.230 |

| | |
|------------------------------------|-------|
| ANEXO F - MAPA HIPSOMÉTRICO..... | p.232 |
| ANEXO G - MAPA DE DECLIVIDADE..... | p.234 |
| ANEXO H - MAPA MORFOLÓGICO..... | p.236 |
| ANEXO I - MAPA GEOMORFOLÓGICO..... | p.238 |

LISTA DE FIGURAS

| | |
|---|------|
| Figura 2.1: Localização da RS 486 no Estado do RS..... | p.23 |
| Figura 2.2: Mapa de localização dos Lotes na Rodovia..... | p.25 |
| Figura 2.3: Esquema de estaqueamento dos Lotes..... | p.27 |
| Figura 3.1: Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná, adaptação para Bizzi <i>et. al.</i> (2001)..... | p.33 |
| Figura 3.2: Localização da Bacia do Paraná na América do Sul..... | p.34 |
| Figura 3.3: Reconstrução pré-deriva dos continentes Sul-Americano e Africano - Bacia do Paraná-Etendeka..... | p.35 |
| Figura 3.4: Seção de correlação estratigráfica da Formação Botucatu no Rio Grande do Sul..... | p.41 |
| Figura 3.5: Representação da estrutura de um derrame e morfologia de uma escarpa constituída por derrames basálticos..... | p.43 |
| Figura 3.6: Perfil resumido da Bacia do Paraná..... | p.47 |
| Figura 3.7: Perfil N-S de estratigrafia interna da parte vulcânica da B. do Paraná..... | p.47 |
| Figura 3.8: Tipos de movimentos de massa..... | p.53 |
| Figura 3.9: Classes de materiais sugeridas por Vaunat <i>et. al.</i> (1994) e Leroueil <i>et. al.</i> (1996)..... | p.54 |
| Figura 3.10: Diferentes estágios de movimentos de taludes..... | p.55 |
| Figura 3.11: Caracterização de movimento de taludes segundo Leroueil <i>et. al.</i> (1996)..... | p.56 |
| Figura 3.12: Classificação de movimento de massa..... | p.58 |
| Figura 3.13: Causas de movimento de massa modificado de Terzaghi (1950) em Panizza (1996)..... | p.60 |
| Figura 3.14: Seção esquemática com diversos tipos de solos na região da Serra Geral.. | p.65 |
| Figura 3.15: Tipos de ruptura decorrentes da distribuição espacial das discontinuidades nos maciços rochosos..... | p.67 |
| Figura 3.16: Modelo de rede de fluxo..... | p.69 |
| Figura 3.17: Fluxo de água em encostas, antes e depois de um escorregamento..... | p.70 |

| | |
|---|------|
| Figura 3.18: Variação do nível d'água em um talude de solo e num talude rochoso pouco fraturado..... | p.70 |
| Figura 3.19: Composição de vertente normal..... | p.72 |
| Figura 3.20: Modelo de vertente..... | p.72 |
| Figura 3.21: Tipos elementares de vertente..... | p.74 |
| Figura 3.22: Tipos de vertentes compostas segundo Troeh (1965), citado por Cristofolletti (1980)..... | p.75 |
| Figura 3.23: Efeito da curvatura de contorno das vertentes em planta, no fluxo laminar e erosão..... | p.75 |
| Figura 3.24: Nove formas 3D possíveis para vertentes compostas..... | p.76 |
| Figura 3.25: Classificação de vertentes compostas..... | p.77 |
| Figura 4.1: Perfil geológico esquemático..... | p.86 |
| Figura 4.2: Afloramento do D1 dentro do Arroio Três Pinheiros..... | p.87 |
| Figura 4.3: Fotomicrografia (2,5x, LN, dimensões do campo: 3,6x5,4mm) do D1, mostrando textura em peneira dos fenocristais de plagioclásio..... | p.90 |
| Figura 4.4: Sill de diabásio com disjunções colunares perfeitas..... | p.90 |
| Figura 4.5: Afloramento de <i>intertrap</i> de arenito Botucatu dentro do Arroio Bernardes..... | p.91 |
| Figura 4.6: Contato do Derrame D2 com o arenito..... | p.91 |
| Figura 4.7: Afloramento da base do D3 e do D2, dentro do Rio Três Forquilhas..... | p.92 |
| Figura 4.8: Fragmento de lava amigdalal da base do D4..... | p.93 |
| Figura 4.9: Amígdalas achatadas da base do D4..... | p.93 |
| Figura 4.10: Talude do D4 em estado pouco alterado, com fraturas NE e de alívio..... | p.94 |
| Figura 4.11: Talude do D4 com estruturas de fluxo intercaladas com porções de rocha preservada..... | p.94 |
| Figura 4.12: Talude do D4 em estado avançado de alteração intempérica, com estruturas de fluxo e alguns blocos de rocha preservada..... | p.95 |
| Figura 4.13: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) mostrando as principais famílias de fraturas do D4..... | p.95 |
| Figura 4.14: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) mostrando textura antiofítica do D4..... | p.96 |

| | |
|---|-------|
| Figura 4.15: Talude onde aflora o D6 sobre o topo do D5..... | p.97 |
| Figura 4.16: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) mostrando as principais famílias de fraturas do D5..... | p.97 |
| Figura 4.17: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) mostrando a distribuição das argilas hidrotermais..... | p.98 |
| Figura 4.18: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) de amígdalas do D5 preenchida por zeolitas..... | p.99 |
| Figura 4.19: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D6 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.99 |
| Figura 4.20: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) mostrando os fenocristais de piroxênio e plagioclásio do D6..... | p.100 |
| Figura 4.21: Talude do D7, com blocos instáveis em sua porção superior..... | p.101 |
| Figura 4.22: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D7 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.102 |
| Figura 4.23: Talude do D8 com zona de falha E-W..... | p.103 |
| Figura 4.24: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D8 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.104 |
| Figura 4.25: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) do D8, mostrando as bandas com diferentes teores de piroxênio..... | p.105 |
| Figura 4.26: Talude mostrando o contato do topo do D9 com a base do derrame D10.. | p.105 |
| Figura 4.27: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D9 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.106 |
| Figura 4.28: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) do D8, mostrando bandas de contração da alteração..... | p.107 |
| Figura 4.29: Aspecto de campo do talude de corte do D11..... | p.108 |
| Figura 4.30: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D11 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.108 |
| Figura 4.31: <i>Slikensides</i> em paredes de fraturas E-W do D11..... | p.109 |
| Figura 4.32: Fotomicrografia do derrame 11 (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) mostrando amígdalas preenchidas por zeolitas..... | p.110 |
| Figura 4.33: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D12 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.110 |
| Figura 4.34: Zona de falha E-W no talude do D12..... | p.111 |

| | |
|---|-------|
| Figura 4.35: Dique de diabásio que corta o D12..... | p.111 |
| Figura 4.36: Juntas de contração do tipo colunado do D13..... | p.113 |
| Figura 4.37: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D13 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.113 |
| Figura 4.38: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D14 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.114 |
| Figura 4.39: Contato entre o D14 e o D15..... | p.115 |
| Figura 4.40: Fotomicrografia do derrame 11 (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) mostrando a leve orientação dos minerais da matriz paralelamente ao microfenocristal..... | p.116 |
| Figura 4.41: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D15 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.116 |
| Figura 4.42: Colúvio sobre solo residual, e camada de argilo-minerais..... | p.117 |
| Figura 4.43: Fotomicrografia do derrame 11 (2,5x, LP) do D15, mostrando o aspecto da rocha alterada..... | p.118 |
| Figura 4.44: Talude do derrame 16, mostrando a zona amigdalair de topo com estrutura de fluxo..... | p.119 |
| Figura 4.45: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D16 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.119 |
| Figura 4.46: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D17 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.120 |
| Figura 4.47: Talude em curva do derrame 17, mostrando as fraturas de alívio..... | p.121 |
| Figura 4.48: Pedreira para material de empréstimo onde aflora o D18..... | p.122 |
| Figura 4.49: Brecha de base do D18..... | p.122 |
| Figura 4.50: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D18 mostrando as principais famílias de fraturas..... | p.122 |
| Figura 4.51: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) do derrame 18, mostrando a textura glomeroporfírica, bem como amígdalas preenchida por argila e zeolita..... | p.124 |
| Figura 4.52: Fotomicrografia (2,5x, LP, dimensões de campo: 3,6x5,4mm) do derrame 18, mostrando um cristal de olivina pseudomórfico..... | p.124 |
| Figura 4.53: Difratogramas de raio X esquemáticos de amostras do D4 – a) solo residual; b) rocha alterada..... | p.127 |

| | |
|---|-------|
| Figura 4.54 Colúvio sobre solo residual (km 1+640, LoteII)..... | p.129 |
| Figura 4.55: Desenho esquemático representando a localização das camadas de argilas depositadas por eluviação..... | p.130 |
| Figura 4.56: Árvores inclinadas devido à movimentação do colúvio..... | p.130 |
| Figura 5.1: Esquema da geração de duplexes e ramificações, extensionais e compressionais, em um sistema de zona de cisalhamento transcorrente levógiro..... | p.132 |
| Figura 5.2: Histograma circular de frequência dos lineamentos tipo 2 – Bacia do Rio Três Forquilhas (862 medidas)..... | p.136 |
| Figura 5.3: Histograma e diagrama de dispersão Família 1..... | p.138 |
| Figura 5.4: Histograma e diagrama de dispersão Família 2..... | p.139 |
| Figura 5.5: Histograma e diagrama de dispersão Família 3..... | p.139 |
| Figura 5.6: Histograma e diagrama de dispersão Família 4..... | p.140 |
| Figura 5.7: Histograma e diagrama de dispersão Família 5..... | p.141 |
| Figura 5.8: Histograma e diagrama de dispersão Família 6..... | p.141 |
| Figura 5.9: Padrões de ramificações desenvolvidos para cada família..... | p.142 |
| Figura 5.10: Método da <i>scanline</i> de Brady e Brown, (1985)..... | p.144 |
| Figura 5.11: Propriedades geométricas das descontinuidades caracterizadas na Rota do Sol..... | p.145 |
| Figura 5.12: Orientação dos planos das descontinuidades utilizada na Rota do Sol..... | p.146 |
| Figura 5.13: Exemplos de persistência segundo (ISRM, 1978)..... | p.147 |
| Figura 5.14: Diferentes escalas de rugosidade, amostradas em função das diferentes escalas de ensaios. A ondulação pode ser caracterizada pelo ângulo (i)..... | p.148 |
| Figura 5.15: Perfis de rugosidade..... | p.149 |
| Figura 5.16: Definições de abertura e largura de descontinuidades..... | p.150 |
| Figura 5.17: Croqui do padrão de orientação dos cristais nas rochas com estrutura de fluxo..... | p.153 |
| Figura 5.18: Lâminas petrográficas escaneadas, mostrando os diversos aspectos de estrutura de fluxo em rocha sã (lâminas da direita e da esquerda) e alterada (lâmina do centro). Dimensões das lâminas: 5x2,5cm..... | p.153 |
| Figura 5.19: Estrutura de fluxo do D4, destaca-se a foliação ligeiramente ondulada..... | p.154 |

| | |
|--|-------|
| Figura 5.20: Modelo de fluxo de lava em superfície..... | p.155 |
| Figura 5.21: Modelo esquemático mostrando como a orientação da estrutura de fluxo acompanha a conformação do paleo-relevo..... | p.156 |
| Figura 5.22: Disjunção vertical bem desenvolvida..... | p.156 |
| Figura 5.23: Juntas de alívio próximo ao topo do maciço..... | p.157 |
| Figura 5.24: Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) mostrando as principais famílias de fraturas da área de estudo..... | p.158 |
| Figura 5.25: Perfil SE-NW com a localização da zona de falha..... | p.158 |
| Figura 5.26: Zona de falha (80°/80°) com cataclase que corta o D8..... | p.159 |
| Figura 5.27: Frequência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência da família E-W (211 medidas)..... | p.160 |
| Figura 5.28: Frequência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência da família NW-SE (105 medidas)..... | p.161 |
| Figura 5.29: Frequência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência da família NE-SW (84 medidas)..... | p.161 |
| Figura 5.30: Frequência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência da família N-S (51 medidas)..... | p.162 |
| Figura 5.31: Amostra de rocha alterada do D4..... | p.164 |
| Figura 5.32: Amostra de fratura com preenchimento do talude do derrame D11..... | p.164 |
| Figura 5.33: Amostra de fratura sem preenchimento do talude do derrame D11..... | p.165 |
| Figura 5.34: Vista lateral esquemática do equipamento de <i>tilt test</i> | p.166 |
| Figura 5.35: Equipamento de <i>tilt test</i> - Medida de ângulo: a) com transferidor e b) medidor de base magnética..... | p.166 |
| Figura 5.36: Ruptura da amostra..... | p.167 |
| Figura 5.37: Momento da ruptura da amostra..... | p.168 |
| Figura 5.38: Detalhe mostrando <i>slikensides</i> e <i>grooves</i> após a ruptura..... | p.168 |
| Figura 5.39: Face de ruptura do talude do D4..... | p.169 |
| Figura 5.40: Análise estrutural das fraturas do D4..... | p.170 |
| Figura 5.41: Talude do D11 onde ocorreu deslizamento translacional..... | p.171 |

| | |
|--|-------|
| Figura 5.42: Análise estrutural das fraturas do D11..... | p.172 |
| Figura 5.43: Condição para ruptura planar segundo Hoek e Bray (1981)..... | p.172 |
| Figura 6.1: Fluxograma das etapas de trabalho..... | p.173 |
| Figura 6.2: Disposição espacial dos principais padrões de drenagem..... | p.176 |
| Figura 6.3: Procedimento para determinar a hierarquização dos canais de drenagem.... | p.176 |
| Figura 6.4: Morfologia do Rio Três Forquilhas no seu alto curso, com destaque para as encostas íngremes e o vale estreito..... | p.187 |
| Figura 6.5: Morfologia do Rio Três Forquilhas em seu médio curso, destacando o vale aberto e encostas pouco íngremes..... | p.188 |
| Figura 6.6: Diferença de declividade entre os sistemas de Alta Encosta e Meia encosta..... | p.189 |
| Figura 6.7: Cicatriz de corrida de detritos em vertente côncava..... | p.190 |
| Figura 6.8: Vertentes convexas em unidades de morros alongados..... | p.194 |
| Figura 6.9: Escorregamento planar associado em talude e corte..... | p.195 |
| Figura 6.10: Depósito de colúvio sobre Planície Aluvial..... | p.199 |
| Figura 6.11: Colúvio em vertente convexa mostrando sinais de rastejo..... | p.200 |
| Figura 6.12: Rastejo de colúvio por processo natural..... | p.200 |
| Figura 6.13: Escorregamento rotacional em colúvio gerado por corte de talude (km 1+600 – Lote II)..... | p.201 |
| Figura 6.14: Escorregamento planar em colúvio sobre rocha alterada..... | p.201 |
| Figura 6.15 Depósito de coluvio e tálus em vertente côncava (km 9+800)..... | p.202 |
| Figura 6.16: Cone de dejeção suspenso, afloramento próximo ao arroio Bananeiras..... | p.204 |
| Figura 6.17: Planície de inundação do Rio Três Forquilhas com colúvios na encosta ao fundo..... | p.204 |
| Figura 6.18: Depósito de planície aluvial no rio Três Forquilhas..... | p.205 |
| Figura 6.19: Ilha fluvial do Rio Três Forquilhas constituída por seixos polimíticos..... | p.206 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|-------|
| Tabela 2.1: Dados da estação climatológica principal de Torres – RS (período 1961-1990)..... | p.28 |
| Tabela 3.1: Escala dos tempos geológicos..... | p.36 |
| Tabela 3.2: Parâmetros químicos distintivos dos diferentes tipos magmáticos..... | p.46 |
| Tabela 3.3: Classificação para movimentos de massa..... | p.51 |
| Tabela 3.4: Classificação resumida para movimentos de massa..... | p.54 |
| Tabela 3.5: Classificação e características dos principais tipos de movimentos de massa..... | p.57 |
| Tabela 3.6: Principais classes de movimento de massa propostas por Freire (1965), Guidicini e Nieble (1983) e IPT (1991)..... | p.58 |
| Tabela 3.7: Tipos de fenômenos instabilidade característicos da Bacia do Paraná..... | p.59 |
| Tabela 3.8: Características dos principais movimentos de massa na dinâmica ambiental brasileira..... | p.59 |
| Tabela 3.9: Fatores deflagradores dos movimentos de encosta..... | p.61 |
| Tabela 3.10: <i>Checklist</i> de causas de movimentos de massa..... | p.62 |
| Tabela 3.11: Características de cada unidade de vertente..... | p.73 |
| Tabela 3.12: Efeitos da vegetação na estabilidade de taludes..... | p.79 |
| Tabela 4.1: Nomenclatura utilizada para classificação das rochas..... | p.81 |
| Tabela 4.2: Termos técnicos utilizados nas descrições petrográficas..... | p.82 |
| Tabela 4.3: Resumo das principais características geológicas e geotécnicas de cada derrame..... | p.88 |
| Tabela 5.1: Distribuição azimutal dos lineamentos Tipo 2 e resultados do tratamento estatístico vetorial..... | p.137 |
| Tabela 5.2: Espaçamento de descontinuidades..... | p.146 |
| Tabela 5.3: Grau de fraturamento..... | p.147 |
| Tabela 5.4: Quantificação da persistência..... | p.148 |

| | |
|--|-------|
| Tabela 5.5: Caracterização da alteração das rochas..... | p.150 |
| Tabela 5.6: Caracterização da abertura das descontinuidades..... | p.150 |
| Tabela 5.7: Classificação da percolação de água em descontinuidades..... | p.151 |
| Tabela 5.8: Valores médios de ângulo de inclinação obtidos do <i>tilt test</i> | p.167 |
| Tabela 5.9: Valores obtidos para o Fator de Segurança..... | p.170 |
| Tabela 6.1: Classes hipsométricas para a bacia do rio Três Forquilhas..... | p.180 |
| Tabela 6.2: Classes de declividades, adaptadas de Cristo (2002)..... | p.181 |
| Tabela 6.3: Parâmetros lineares por ordem de rio..... | p.184 |
| Tabela 6.4: Parâmetros lineares entre ordens dos rios..... | p.184 |
| Tabela 6.5: Parâmetros de área da bacia do Rio Três Forquilhas..... | p.186 |
| Tabela 6.6: Dados quantitativos das classes hipsométricas..... | p.186 |
| Tabela 6.7: Formas de terreno para a bacia do Rio Três Forquilhas..... | p.191 |

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

O trecho ora em construção da rodovia RS 486 é o último elo de uma importante rota que ligará o norte do estado, desde São Borja, até o litoral e servirá para transporte de bens ligados à indústria metal -mecânica de Caxias do Sul ao centro do país, principalmente São Paulo.

O trecho estudado da RS 486 situa-se entre os municípios de Tainhas e Terra de Areia (BR-101) no vale do rio Três Forquilhas e seu substrato é formado por quatro unidades geológicas: i) sedimentos praias da Planície Costeira, ii) sedimentos fluviais da planície do rio Três Forquilhas, iii) arenitos da Formação Botucatu, e iv) rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Sobre as rochas vulcânicas desenvolveram-se solos residuais, depósitos coluvionares e de tálus.

A maior parte do traçado da Rota do Sol desenvolve-se sobre o rebordo do Planalto que é uma área de relevo muito acidentado, constituída por vertentes escalonadas em patamares, modeladas pela alternância dos derrames.

Os taludes de corte executados nesta região, bem como os taludes naturais, estão sujeitos a instabilidades geradas por quedas de blocos e escorregamentos. Os mecanismos de instabilização de taludes dependem de inúmeros fatores, mas os condicionantes básicos são determinados por características como litologia, estrutura dos solos, intemperismo, níveis de água e geomorfologia.

Este trabalho apresenta um estudo dos aspectos geológicos, geomorfológicos e estruturais de um trecho da RS 486 –Rota do Sol, com a finalidade de identificar os agentes que levam à instabilização os taludes naturais e de corte e condicionam o aparecimento dos diferentes tipos de movimentos de massa encontrados ao longo da rodovia.

Os trabalhos de campo, bem como as descrições das lâminas petrográficas, foram realizados em conjunto com o Instituto de Geociências da UFRGS, que desenvolveu a monografia de graduação intitulada “Os Derrames Basálticos do Vale do Rio Três Forquilhas” de autoria da geóloga Cândida Menezes de Jesus, sob orientação dos professores Antônio Pedro Viero (IG) e Luiz Antônio Bressani (Escola de Engenharia).

Na estruturação desta tese o Capítulo 1 é o de introdução e o Capítulo 2 contém a localização do trecho estudado da RS 486- Rota do Sol, um breve histórico de sua construção, além de aspectos gerais do clima e vegetação.

O Capítulo 3 apresenta uma revisão bibliográfica sobre dois temas considerados relevantes para o desenvolvimento deste trabalho: geologia da Bacia do Paraná com ênfase nas formações Serra Geral e Botucatu e revisão dos conceitos, classificações e fatores condicionantes dos movimentos de massa.

No Capítulo 4 são apresentadas as metodologias utilizadas para o mapeamento geológico e os resultados obtidos. Neste capítulo foram caracterizados cada um dos derrames basálticos do trecho estudado, apresentando descrições de lâminas delgadas, principais estruturas e produtos de alteração. Este capítulo contém ainda a classificação petrográfica dos derrames e uma descrição geral dos colúvios da região.

A geologia estrutural da Rota do Sol está apresentada no Capítulo 5 que contém a metodologia utilizada para o mapeamento e análise de lineamentos, os dados obtidos, além de apresentar duas análises de casos de rupturas ocorridos em taludes rochosos.

O Capítulo 6 apresenta a análise geomorfológica da Bacia do Rio Três Forquilhas com ênfase na margem direita do rio onde está localizada a rodovia. Neste capítulo o relevo foi dividido em sistemas, unidades e elementos de terreno e correlacionados aos processos morfogenéticos e movimentos de massa que ocorrem na região.

As conclusões e as recomendações para futuros trabalhos constam no Capítulo 7, último capítulo.

Nesta tese encontram-se nove anexos, identificados pela letras de A até I, que apresentam os principais resultados obtidos neste trabalho.

CAPÍTULO 2 – CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A construção da rodovia RS486, conhecida como Rota do Sol, tem como objetivo facilitar a integração da Serra Gaúcha com o Litoral Norte e centro do país, ligando cidades importantes como Caxias do Sul, Bento Gonçalves e outras à BR 101. Permite assim o encurtamento das rotas de transporte de cargas pesadas, provenientes dos complexos industriais localizados na serra com os principais centros consumidores e pólos de exportação.

2.1 LOCALIZAÇÃO DO TRECHO ESTUDADO

A rodovia RS 486 liga o município de Terra de Areia na altura do km 46 da BR 101, com o município de Estrela na altura do Km 350 da BR 386. A área de estudos desta tese compreende um trecho de 53,45 km da RS 486, ao longo do Vale do Rio Três Forquilhas, entre os municípios de Terra de Areia, Itati e Tainhas (Figura 2.1).

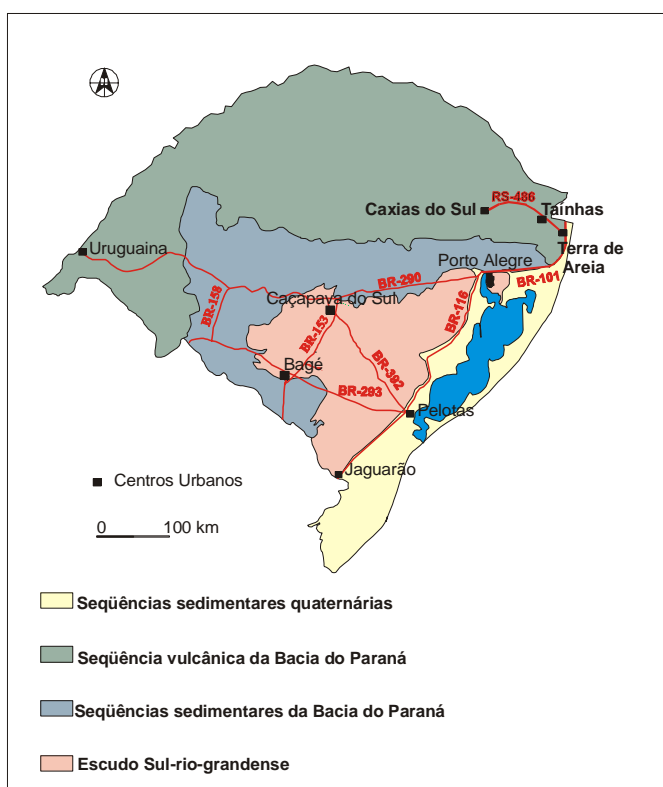


Figura 2.1 Localização da RS 486 no Estado do RS (Menezes de Jesus, 2002).

O trecho de 53,45km entre Terra de Areia e Tainhas foi dividido em três lotes denominados de Lote I, II e II (Figura 2.2) sob responsabilidade das empresas Camargo Corrêa S/A, Toniolo Busnello S/A e Construtora Sultepa S/, respectivamente. Durante o projeto, a locação do eixo da rodovia foi feita a partir de 2 pontos (considerados “zero” posteriormente): na intersecção com a RS 020 em Tainhas (Lote III) e no arroio Bananeiras (Lote II). A Figura 2.3 mostra este arranjo geral e as convenções de quilometragem utilizadas na obra e neste trabalho.

O arroio Bananeiras é a referência “zero” de quilometragem mas não é divisor de lotes. A quilometragem do trecho cresce nos dois sentidos: serra e litoral. Para diferenciar estes dois trechos foi adotado em obra o seguinte esquema: do km 0 ao km 10+500, na direção oeste é o segmento de “serra”, por convenção denominou-se o outro trecho (direção litoral) como km 100 (=km 0) ao km 122+051 (encontro com a BR 101). Neste trabalho foram estudados materiais encontrados desde o km 120 (Lote I) até o km 14 (Lote II), passando pelo km 0 no arroio Bananeiras.

2.2 HISTÓRICO DA CONSTRUÇÃO DA RODOVIA

Os estudos de viabilidade técnico-econômica e anteprojeto de engenharia para a implantação da Rota do Sol iniciaram em 1972. Em 1974/75, a empresa ETEL desenvolveu o projeto final de engenharia do trecho compreendido entre Aratinga e BR 101, via Serra do Costão. A partir deste projeto, o traçado original foi substancialmente alterado em função das dificuldades geotécnicas para a construção da rodovia no segmento escolhido.

Com a reformulação dos planos rodoviários estaduais e federais em 1975, o projeto (RS 025) no trecho Aratinga-Torres passou para a alçada federal como rodovia BR 453, tendo sido descartada sua construção pelo Estado.

Em 1987/88, foram retomados os estudos através do DAER para a ligação da rodovia BR 453 com a localidade de Terra de Areia, aproveitando a estrada RS 486 (Aratinga-Terra de Areia). Os estudos preliminares foram interrompidos pelo DAER em virtude da não implantação, pela União, da BR 453.

Em 1989/90, a ETEL desenvolveu o Projeto Final de engenharia, para a Rodovia RS 230/486 no trecho Tainhas-Terra de Areia.

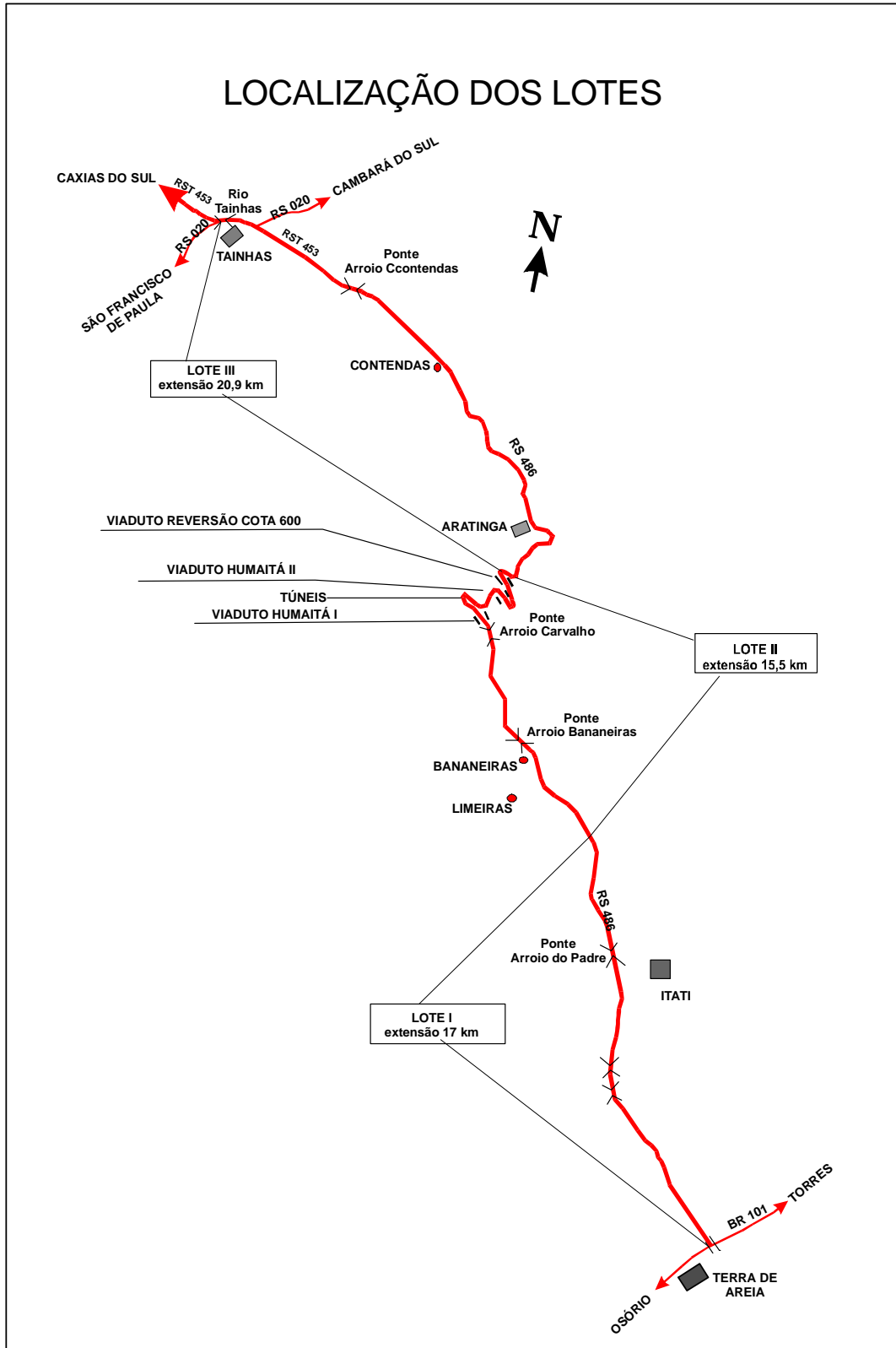


Figura 2.2 Mapa de localização dos Lotes na Rodovia (Figueró,1997).

Em 1990, houve uma audiência pública no município de Terra de Areia com o objetivo de discutir o projeto da estrada Rota do Sol com relação a seus aspectos técnicos, econômicos e ambientais. O questionamento principal centrou-se nos aspectos relacionados à supressão das formações vegetais componentes da Mata Atlântica. Naquela oportunidade, o IBAMA propôs outra alternativa composta de pista simples com mão única, ou seja, aproveitando os corredores existentes tanto na Serra do Pinto como na Serra do Umbú, utilizando uma estrada para a subida da serra e outra para a descida.

Nesta época, para a ligação da região de Caxias do Sul com a BR 101 faltava o trecho compreendido entre a cidade de Tainhas, no entroncamento da RST 453, da RS 486 e a RS 020, com o litoral norte do Estado. Existiam para este trecho 7 alternativas de traçado detalhadas no EIA (Estudos de Impactos Ambientais – Har Engenharia, 1990), sendo que todas elas apresentavam em comum, segmentos situados em regiões fisiográficas do planalto, da serra e da baixada.

A alternativa escolhida contempla o traçado via Serra do Pinto (RS 486), o qual liga a localidade de Tainhas com a cidade de Terra de Areia, na altura do km 46 da BR 101. A extensão total do trecho é de 53,45 km. As justificativas para a escolha do traçado foram as seguintes:

i) Facilidade de acesso ao Litoral para seus usuários: esta alternativa facilita o acesso ao Litoral pois, encontra-se com a BR 101 em Terra de Areia e permite, via RS 486 e RS 786 (Estrada do Mar), o acesso direto às praias gaúchas, ao litoral norte do estado e a região leste do Estado de Santa Catarina, principalmente para os usuários de veículos leves;

ii) Desenvolvimento contínuo do traçado: apresenta um traçado, a partir do município de Tainhas, sem interferência de outra rodovia até chegar a BR 101 e, após, segue na direção do litoral pela RS 486 para veículos leves e para caminhões e ônibus, dá acesso direto à BR 101;

iii) Custo de implantação: representa uma economia de investimentos na ordem de 6,2 milhões de dólares sem considerar que já tem trechos com obras realizadas tais como alargamentos executados sobre a ponte do arroio Bananeiras e rio Tainhas, além de terraplenagens em alguns trechos;

iv) Economia com desapropriações: desconsiderando as áreas que já foram desapropriadas, a economia de recursos para este fim é da ordem de US\$ 54,000.00. As relocações de construções e de moradores é maior nesta alternativa, porém, os outros benefícios já mencionados cobrem folgadoamente os custos adicionais de relocação.

O projeto da Rota do Sol neste trecho contempla uma rodovia de Classe III na serra e Classe II na planície e planalto. O traçado procura manter-se sobre ou muito próximo à estrada existente, porém, no segmento da serra, devido às severas condições geométricas da rodovia atual, houve necessidade de abandoná-la na sua quase totalidade, para permitir o emprego de rampas e curvas compatíveis com a operação de tráfego esperada com as normas de projeto.

Foram projetadas as seguintes obras de arte especiais no trecho entre Terra de Areia e Aratinga: Ponte Arroio do Padre (43 m); Ponte Arroio Bernardes (40 m); Ponte Arroio Pinheiros (40 m); Ponte Arroio Carvalho (291 m); Viaduto Humaitá I (53 m); Viaduto Humaitá II (53 m), Viaduto Reversão (100 m) e Ponte Rio Contendas (62 m), além do túnel do km 5 e mais dois outros túneis ainda em fase de projeto.

A partir de julho de 1997, as obras da rodovia foram retomadas com ritmo acelerado até o final de 1998. A partir daí, o ritmo diminuiu. Até o final de 2002 foram construídos e pavimentados trechos dos Lotes II e III, estando por ser executada a parte mais íngreme da serra (km 10 ao 14 do Lote II).

Atualmente, aproximadamente 32 km de rodovia encontram-se finalizados. Das obras de arte projetadas, estão concluídas as pontes sobre os arroios Bernardes, Três Pinheiros, do Padre, Carvalho, os viadutos Humaitá I e II e o túnel do km 5.

| CONTRUTORA SULTEPA S/A, Lote III Extensão do Lote 20.906,97m | | | TONIOLO BUSNELLO S/A, Lote II Extensão do Lote 15.500,00m | | CAMARGO CORRÊA S/A, Lote I Extensão do Lote 17.051,37m | |
|--|---|---|--|---|--|---|
| 10.463,82m | 6.600,00m | 3.843,15m | 10.500,00m | 5.000,00m | 17.051,37m | |
| R S / O 2 0 - T A I N H A S | | | B A N A N E I R A S | | S A N G A D A L I M E I R A | |
| C O N T E N D A S | | | A R A T I N G A | | T E R R A D E A R E I A | |
| 1 0 + 4 0 0 0 0 0 | 5 0 + 0 0 0 0 0 0 | 5 6 + 6 0 0 0 0 0 | 1 4 + 3 0 0 0 0 0 | 1 0 + 5 0 0 0 0 0 | 0 0 0 0 0 0 0 0 | 5 + 0 0 0 0 0 0 0 |
| 2 | 0 | 0 | 5 | 0 | 0 | 0 |
| Sentido do Estaqueamento → | | | Sentido do Estaqueamento ← | | Sentido do Estaqueamento → | |
| | | | | | 2 2 + 0 5 1 ; 3 7 | |

Figura 2.3 Esquema de estaqueamento dos Lotes (Figueró, 1997).

2.3 CLIMA

O vale do Rio Três Forquilhas possui um clima subtropical superúmido a úmido com quatro estações bem marcadas. A proximidade do litoral fornece ao clima local a umidade necessária aos processos de formação de nuvens e chuvas, estas intensas na região. A formação de nuvens é favorecida pela presença de cristais de cloreto de sódio em suspensão no ar costeiro, os quais atuam como núcleos de condensação (HAR, 1990).

O grau de umidade desta área é relativamente alto pois está situada no barlavento das correntes úmidas provenientes da Frente Polar Atlântica e em posição altimétrica relativamente elevada. Os totais pluviométricos encontram-se entre 1750 a 2500 mm anuais, sendo que as precipitações mensais médias são de 115 mm. A Tabela 2.1 apresenta os dados da estação climatológica de Torres no período de 1961 a 1990.

Tabela 2.1 Dados da estação climatológica principal de Torres - RS (período 1961–1990).

| Parâmetros | JAN | FEV | MAR | ABR | MAIO | JUN | JUL | AGO | SET | OUT | NOV | DEZ | ANUAL |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|---------------|----------------|----------------|---------------|--------------|----------------|---------------|----------------|----------------|-------------------|
| Pressão Atm. (Mb) | 1008,6 | 1009,3 | 1010,7 | 1012,7 | 1013,9 | 1014,9 | 1015,9 | 1015 | 1014,5 | 1012,3 | 1009,9 | 1008,6 | 1012,2 |
| Temperatura Do Ar (°C) | 22,9 | 23,3 | 22,6 | 20,1 | 17,5 | 15 | 14,8 | 15,2 | 16,3 | 18,2 | 20 | 21,4 | 16,9 |
| Temperatura Máxima (°C) | 25,9 | 26,4 | 25,8 | 23,7 | 21,4 | 19,1 | 18,7 | 18,7 | 19,3 | 21,1 | 23 | 24,6 | 22,3 |
| Temperatura Mínima (°C) | 19,8 | 20,3 | 19,3 | 16,4 | 13,8 | 11,5 | 11,3 | 11,9 | 13,3 | 15,1 | 16,8 | 18,5 | 15,7 |
| Temp. Max. Absoluta(°C) | 39,2 24/71 | 35,1 26/84 | 35,4 10/83 | 32,6 24/70 | 31,6 29/70 | 32,2 22/83 | 33,4 30/77 | 36 24/88 | 35 09/81 | 29,2 01/66 | 30,9 30/63 | 36 15/76 | 39,2 24/01/71 |
| Temp. Min. Absoluta(°C) | 12,8 02/75 | 14,9 04/72 | 10,4 30/64 | 6 16/80 | 4 26/87 | 2 26/88 | 1,9 27/75 | 1,6 06/63 | 3 03/64 | 7 03/65 | 8,8 01/80 | 10,6 09/82 | 1,6 06/08/63 |
| Precipitação Total (mm) | 117,5 | 137,5 | 141,6 | 96,4 | 88,5 | 96,2 | 100,1 | 138,9 | 136,2 | 123,6 | 106,3 | 102,2 | 1386,9 |
| Dias de Chuva | 16 | 14 | 15 | 13 | 10 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 13 | 13 | 156 |
| Precip. Max. em 24 Horas (mm) | 135,2 29/63 | 115,9 16/71 | 121,9 21/71 | 80,6 16/71 | 118,3 12/76 | 152,6 28/82 | 84,3 29/80 | 115 09/85 | 138,1 12/88 | 68,2 10/86 | 104,7 15/83 | 181,8 03/80 | 181,8 03/12/80 |
| Evaporação Total (mm) | 70,9 | 57,8 | 65,4 | 69 | 61,1 | 60,6 | 48,8 | 51,8 | 50,1 | 61,5 | 68,4 | 76,7 | 742,1 |
| Umidade Relativa do Ar (%) | 83 | 84 | 83 | 81 | 82 | 82 | 84 | 83 | 84 | 83 | 81 | 82 | 83 |
| Insolação Tot. Horas e Décimos | 206,2 | 182,6 | 187,9 | 190,5 | 179,7 | 151,9 | 163 | 157,8 | 143,8 | 180,2 | 192,3 | 222,2 | 2158,3 |
| Nebulosidade (0 A 10) | 6,5 | 6,3 | 6,1 | 5,5 | 5,4 | 5,7 | 5,8 | 6,1 | 6,8 | 6,4 | 6,4 | 6 | 6,1 |

A distribuição anual das chuvas se faz por um período de 9 a 12 meses consecutivos, sem que seja verificada a ocorrência de deficiência hídrica. As maiores taxas de precipitação são registradas nos meses de janeiro a março e de agosto a outubro, enquanto que o período mais seco coincide com o período de abril a junho.

Conforme os dados da Tabela 2.1, as temperaturas máximas variam entre 18 e 36 graus no inverno, e entre 23 e 39 graus no verão, enquanto que as temperaturas mínimas variam entre 1,6 e 11,3 graus no inverno e 8,8 e 20 graus no verão.

É importante destacar que as características climáticas, particularmente a taxa pluviométrica, interferem de forma significativa no comportamento geotécnico do terreno. Uma maior intensidade de chuvas resulta em maior probabilidade de rupturas e escorregamentos de taludes, o que aponta os meses de fevereiro e março como o período mais crítico para ocorrência de movimentos de massas na região.

2.4 VEGETAÇÃO

O trecho estudado da Rota do Sol compreende três ecossistemas distintos e respectivos ecótonos segundo IBGE (1986): i) Savana, no trecho inicial de Tainhas; ii) Floresta Ombrófila Mista, no trecho Contendas-Aratinga, na região do Planalto; iii) Floresta Ombrófila Densa, no trecho Aratinga-Terra de Areia, limitando-se a relictos de Mata Atlântica. As descrições detalhadas das três principais regiões fitoecológicas são apresentadas por HAR, 1990:

i) Região de Savana (campo): abrange o trecho de Tainhas até o Arroio Contendas, caracterizando-se por apresentar uma cobertura herbácea composta basicamente por gramíneas cespitosas, onde 60% do estrato graminoso é dominado pela espécie *Andropogon lateralis*, popularmente conhecida como capim-caninha, acompanhado de outras espécies rizomatosas. Ocorrem também algumas espécies de ciperáceas, leguminosas, umbelíferas e compostas, além de espécies arbóreas formando grupos pouco densos ou compondo uma vegetação de mata ciliar ao longo dos cursos d'água;

ii) Região de Floresta Ombrófila Mista: encontrada em grande parte no Planalto das Araucárias, abrange o trecho entre Contendas e Aratinga. Esta formação é caracterizada por uma fisionomia própria, onde o estrato superior é dominado pela *Araucária angustifolia*

(pinheiro-do-Paraná), apresentando uma altura de aproximadamente 35m, ocorrendo em altitudes entre 500 metros a oeste e 1000 metros a leste onde o estrato inferior é composto por árvores baixas, arbustos arborescentes pertencentes em grande parte às mirtáceas, sendo comum a aroeira, espinho de São João, uma grande quantidade de epífitas, orquídeas, musgos e líquens;

iii) Região da Floresta Ombrófila Densa: encontra-se nas planícies e áreas de relevo dissecado das encostas da Serra Geral, dentro de uma faixa que se estende de Torres ao município de Osório, fazendo parte da formação Floresta Atlântica (Mata Atlântica). Aparentemente homogênea, a Mata Atlântica é composta por trechos com composição florísticas, estruturais e fisionômicas distintas. Desta forma, podem ser diferenciadas as seguintes comunidades dentro da Mata Atlântica:

Mata de Encosta ou Mata Pluvial Costeira: composta por árvores de 20 a 30m de altura, com indivíduos emergentes de até 40m. Os espécimes arbóreos são esguios, as vezes com pequenas sapopembas. Encontram-se palmiteiros e o estrato herbáceo é rico em begônias e samambaias;

Mata de Altitude ou Mata Pluvial Tropical: Encontra-se a uma altitude de 1200 a 1500 metros. Nesta formação a umidade do ar é mais alta devido à maior pluviosidade e intensa formação de neblina. Sob estas condições existem árvores com troncos ramificados, baixos e deformados, cobertos por camada de musgos. A cobertura vegetal toma a forma de mata arbustiva;

Mata de Fundo de Vale ou Mata de Grotas: são semelhantes floristicamente às matas de encosta, porém, por encontrarem-se em locais de captação de água e em locais com maior proteção ao vento, são indivíduos mais desenvolvidos;

Mata Ciliar ou Mata Galeria: acompanha os cursos d'água. Em locais de clima mais úmido, aproxima-se florística e fisionomicamente da Mata de Fundo de Vale ou da Mata Pluvial de Encosta.

O trecho Arroio Carvalho-Sanga da Limeira encontra-se dentro de uma planície de solos úmidos que em determinados pontos, durante as épocas de chuva são parcialmente

encharcados. Neste trecho, inseridos à região da Planície Costeira encontram-se os seguintes ecótopos:

Mata Brejosa ou Turfosa: ocorre próximo a banhados, tendo sido destruída em mais de 90% para transformar-se em área de plantação de cana de açúcar. Possui uma grande densidade de árvores de médio a pequeno porte (15m), exceção às figueiras. O estrato herbáceo é composto por muitas samambaias e bromeliáceas terrestres.

Banhados: os banhados podem ser de origem primária ou secundária. Os de origem primária estão próximos às lagoas litorâneas e mais raramente próximo à jusante do rio Três Forquilhas. Os banhados de origem secundária apresentam densa formação de herbáceas, de 50 a 150cm de altura.

CAPÍTULO 3 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Dois temas serão revisados neste capítulo, os quais têm relação direta com o assunto da tese a ser desenvolvida: (i) geologia regional da Rota do Sol, com ênfase no magmatismo da Bacia do Paraná e, (ii) conceitos e classificações de movimentos de massa em encostas e taludes.

3.1 GEOLOGIA REGIONAL – BACIA DO PARANÁ

A área pesquisada faz parte da Bacia Sedimentar do Paraná a qual teve sua evolução iniciada no Permiano. Esta bacia sedimentar é do tipo intracratônico e esteve sujeita a movimentos epirogênicos verticais lentos e de pequena amplitude.

O vale do Rio Três Forquilhas corta uma seqüência de rochas vulcânicas ácidas e básicas da Formação Serra Geral (Cretáceo). Na base desta seqüência, na interface do primeiro e segundo derrames, ocorrem *intertraps* de arenitos da Formação Botucatu. Nas cotas mais baixas, encontram-se os sedimentos fluviais Quaternários da bacia do Rio Três Forquilhas e, sotopostos a estes, ocorrem os sedimentos da Planície Costeira, identificados por meio de sondagem quando da construção da ponte sobre o arroio Bernardes, por exemplo. Sobre as encostas do vale, encontram-se inúmeros corpos de colúvios e tálus.

A coluna estratigráfica completa e mais atualizada da Bacia do Paraná foi elaborada por Milani (1997) e modificada por Bizzi *et al.* (2001) e encontra-se na Figura 3.1,

A Bacia do Paraná – Etendeka está localizada no centro leste da América do Sul, sobre um embasamento cristalino (Plataforma Sul Americana) constituído de rochas metamórficas e ígneas. Sua forma é alongada para NE e está relacionada à reativação de antigas estruturas tectônicas do embasamento que promoveram, localmente, uma maior subsidência nas direções NNE, NE e NW.

A Bacia tem um comprimento de 1750 km segundo a direção NNE-SSW (seu maior alongamento) e uma largura média de 900 km, abrangendo os estados do Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Goiás, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. O eixo menor tem direção geral NW e estende-se desde o Rio Grande do Sul até a bacia do Chaco-

Paraná, na Argentina, passando pelo norte do Uruguai e oeste do Paraguai, atingindo uma largura máxima de 1200km (Figura 3.2).

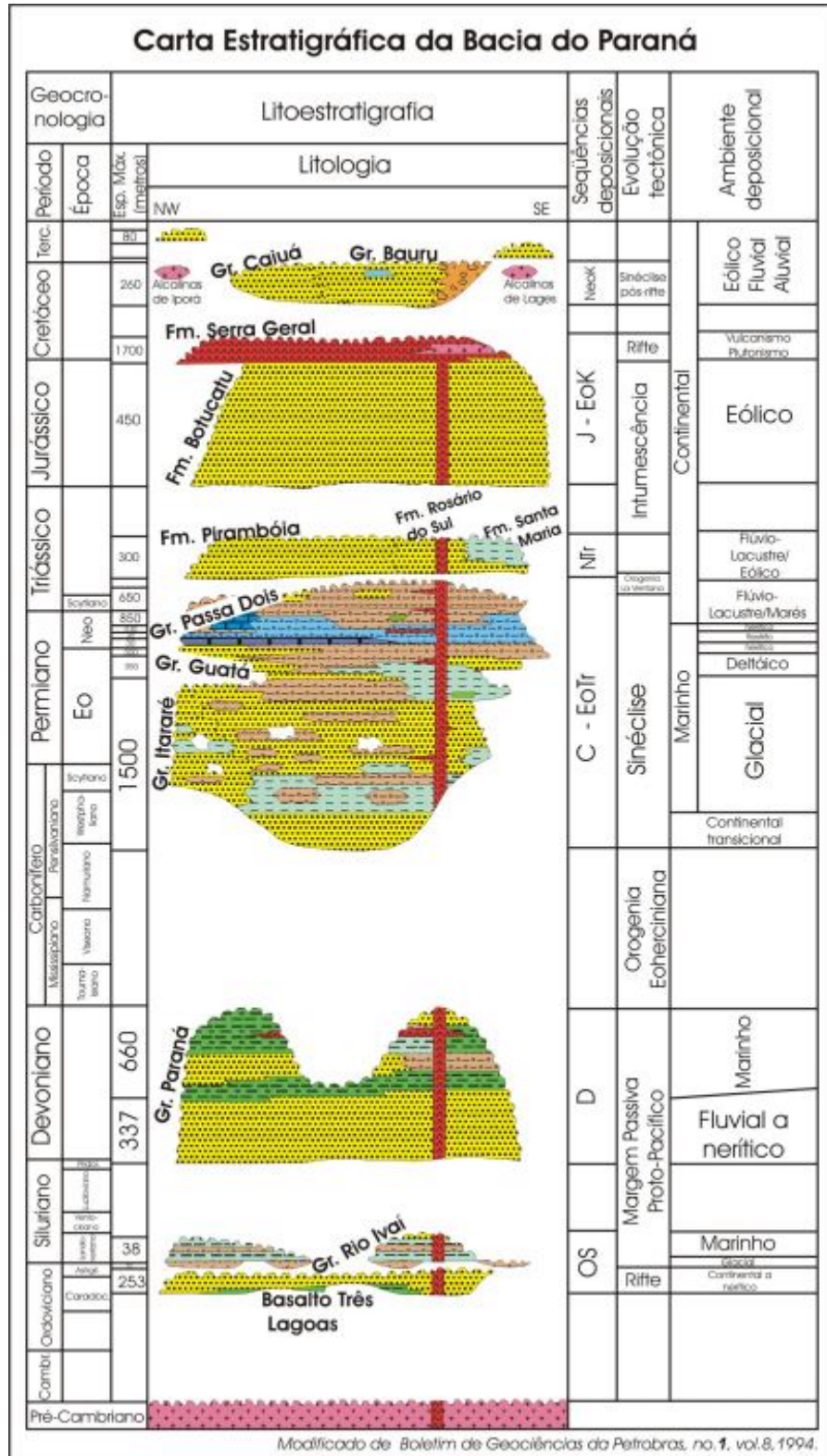


Figura. 3.1 – Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná (adaptação de Bizzi *et al.*, 2001).



Figura 3.2 Localização da Bacia do Paraná na América do Sul (modificado de Zalán *et al.*, 1990).

Dois terços da porção brasileira são cobertos por derrames de lavas que podem atingir até 1800 m de espessura, como no município de Presidente Prudente, interior do estado de São Paulo. A espessura máxima das rochas sedimentares e vulcânicas é de aproximadamente 8000m, no centro geométrico da bacia (Zalán *et al.*, 1990).

Segundo Melfi *et al.* (1988), a forma de **J** da bacia do Paraná tende para NE e está relacionada às reativações de estruturas tectônicas antigas do embasamento que promovem localmente uma subsidência ao longo de NNE, NE e NW. As feições tectônicas mais importantes são estruturas positivas alongadas (arcos) que rodeiam a bacia, exceto na margem continental. As estruturas NNE e NE, paralelas aos lineamentos do embasamento cristalino, são semelhantes àquelas relacionadas aos cinturões móveis do ciclo Brasileiro.

Para Zalán *et al.* (1990), os atuais limites da bacia são de natureza erosiva ou demarcados por estruturas de origem tectônica (grandes arcos ou soerguimentos).

São importantes também, as estruturas de direção NW–SE, que atravessam o eixo principal da bacia (Melfi *et al.*, 1988). Estas estruturas são representadas por arcos (ex. Ponta

Grossa, Campo Grande, Rio Grande), lineamentos magnéticos ou tectônicos (ex. Guapiara, Rio Piquiri, Rio Uruguai) e pela sinclinal de Torres (Figura 3.3).

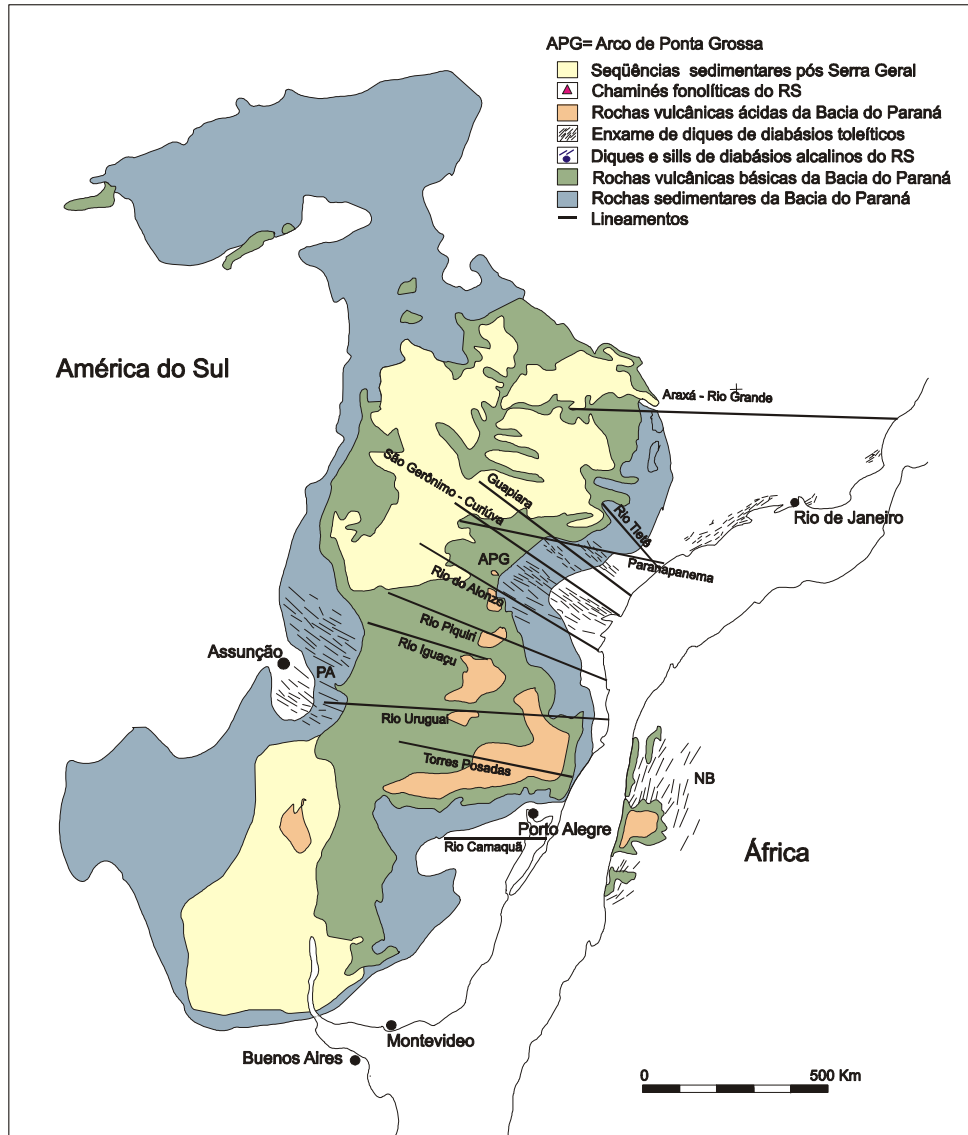


Figura 3.3 Reconstrução pré-deriva dos continentes Sul-Americano e Africano, Bacia do Paraná-Etendeka (modificado de Hawkesworth *et al.*, 1992).

Segundo Zalán *et al.* (1990), a origem da bacia do Paraná estaria relacionada a uma fase de subsidência generalizada (início do Paleozóico), em decorrência do resfriamento da crosta recém gerada, pela intensa deformação e granitogênese, provocadas pelos episódios compressivos e colisionais ocorridos durante o Ciclo Brasileiro (680-550Ma).

O Ciclo Brasileiro foi um evento tectônico, de natureza compressional, que uniu vários crátons isolados através de uma série de eventos colisionais. Estes eventos deformaram

e metamorfizaram os cinturões de dobramentos interpostos, originando um significativo magmatismo e remobilizando, isotopicamente, vastas áreas da América do Sul e África.

Após a intensa deformação e granitogênese (700-580 Ma), a litosfera deve ter sido espessada pelo empilhamento originado dos empurrões, o que, provavelmente, ocasionou um aumento no grau geotérmico. O resfriamento deste evento deve ter ocorrido por volta de 500-450 Ma podendo representar um provável mecanismo de subsidência que criou a depressão inicial da Bacia do Paraná. Após o início da sedimentação, o peso dos sedimentos, aliado ao resfriamento, induziu a subsidência que acolheu as seqüências Siluriana (438 Ma) e Devoniana (410 Ma) (Zalán *et al.* 1990, *op.cit.*)

3.1.1 Evolução Tectônica e Estratigráfica da Bacia do Paraná

A evolução da Bacia do Paraná pode ser separada em 4 estágios segundo Almeida (1981) citado por Melfi *et al.* (1988). A Tabela 3.1 apresenta a escala de tempo geológico.

Tabela 3.1 Escala dos tempos geológicos (Almeida e Ribeiro, 1998)

| EON | ERA | PERÍODO | MILHÕES DE ANOS |
|---------------|-------------------|-------------|-----------------|
| FANEROZÓICO | CENOZÓICO | Quaternário | 1,6 |
| | | Terciário | 64,4 |
| | MESOZÓICO | Cretáceo | 140 |
| | | Jurássico | 205 |
| | | Triássico | 250 |
| | PALEOZÓICO | Permiano | 290 |
| | | Carbonífero | 355 |
| | | Devoniano | 410 |
| | | Siluriano | 438 |
| | | Ordoviciano | 510 |
| | | Cambriano | 540/570 |
| PROTERO-ZÓICO | Neoproterozóico | | 1.000 |
| | Mesoproterozóico | | 1.600 |
| | Paleoproterozóico | | 2.500 |
| ARQUEANO | | | 4.500 |

Os dois primeiros estágios compreendem a deposição de sedimentos e subsidência em uma bacia sinforme, sendo que cada um deles está caracterizado por um ciclo tectono-sedimentar completo. O terceiro e quarto estágios incluem o soerguimento e extrusão de imensa quantidade de lavas básicas e ácidas, quando então, a bacia assume uma estrutura antiforme.

Estágio 1 (Devoniano - Carbonífero Inferior): Corresponde à deposição de sedimentos marinhos do Grupo Paraná. A formação dos arcos de Assunção e Ponta Grossa começou no final do Siluriano, início do Devoniano, promovendo a reativação, no embasamento, de antigos aulacógenos NW e, conseqüentemente, um importante controle na deposição dos sedimentos do Grupo Paraná.

O final do estágio 1 (Devoniano transição para o Carbonífero): é caracterizado por movimentos epirogenéticos e falhamentos, responsáveis pela superfície de erosão que marca uma das mais importantes descontinuidades estratigráficas na Bacia do Paraná.

Estágio 2 (Carbonífero Inferior a Permiano médio-superior): Começa com importantes movimentos tectônicos que originaram locais altos e depressões. Muitas das maiores estruturas tectônicas foram ativadas durante a sedimentação, que se acumulou rapidamente ao longo da direção NNE. Estes depósitos são sedimentos marinhos e continentais (Formação Itararé, Grupo Tubarão) que estiveram sujeitos à glaciação Permo-Carbonífera.

O ciclo deposicional da Formação Itararé (final do Permiano médio) e a glaciação subsequente foram seguidas por um período de relativa estabilidade tectônica, caracterizada por suave subsidência. A sedimentação foi inicialmente fluvial e deltaica gradando após, para ambientes marinhos de plataforma e pântanos costeiros (Formação Rio Bonito e Palermo: Grupo Tubarão, Formação Irati: Grupo Passa Dois). No início, a deposição do Rio Bonito foi controlada por um aulacógeno que adquiriu uma estrutura sinforme. A subsidência persistiu durante o Permiano superior. As estruturas periféricas mais importantes tornaram-se progressivamente mais elevadas com relação ao eixo da bacia. Ocorreu, então, um importante ciclo de sedimentação fluvial a deltaico que dominou até o final da Era Paleozóica (Corumbataí e Rio do Rastro: Grupo Passa Dois).

Estágio 3 (final do Permiano Superior): Corresponde aos soerguimentos que promoveram notáveis processos de erosão e o desenvolvimento de estruturas em arco NW (ex. Ponta Grossa). A sedimentação na Era Mesozóica (Períodos Triássico, Jurássico e Cretáceo) é do tipo continental (arenitos e siltitos fluviais: Formação Pirambóia) e ocorreu

durante relativa estabilidade tectônica. No começo do Jurássico prevaleceram as condições desérticas com a deposição dos arenitos eólicos (Formação Botucatu).

Estágio 4 (final do Jurássico a Cretáceo inferior): Começa com importantes eventos tectônicos que proporcionaram à Bacia do Paraná assumir uma estrutura antiforme. A tectônica extensional proporcionou a ascensão de grande quantidade de basaltos toleíticos e importantes vulcânicas ácidas (Formação Serra Geral). A ocorrência de arenito Botucatu, intercalado com as primeiras lavas básicas e ácidas, indicam a persistência das condições desérticas após o início da atividade vulcânica.

As áreas que foram afetadas pelo magmatismo Serra Geral excedem as ocorrências atuais, conforme indicam os numerosos diques de basaltos, intrudidos em rochas sedimentares (sedimentitos) Paleozóicas ou no embasamento cristalino Pré-Cambriano.

O vulcanismo Jurássico-Cretáceo não afetou somente a Bacia do Paraná mas também, a parte leste da Plataforma Sul Americana. Isto sugere que o vulcanismo esteve relacionado aos processos geodinâmicos que comandaram a separação América do Sul - África com a abertura do oceano Atlântico.

3.1.2 Tectônica Frágil

Zalán *et al.* (1990) demonstraram que os *trends* NW e NE ocorrem em toda a Bacia do Paraná, tendo também confirmado a existência de um terceiro grupo de lineamentos com orientação E-W. As orientações mais importantes são as NW-SE e NE-SW, que representam zonas de fraqueza antigas, recorrentemente reativadas durante a evolução da bacia.

Ao sistema NW é atribuída uma origem do Arqueano ao Proterozóico Inferior, passando por inúmeras reativações até o Mesozóico. Estas fraturas são profundas e teriam servido de condutos alimentadores para o magmatismo alcalino básico e fonolítico do Mesozóico e estariam associadas com o desenvolvimento do Arco de Rio Grande (Ribeiro, 1980). Estas estruturas, transversais ao eixo principal da bacia, são representadas por arcos (Ponta Grossa, Campo Grande, Rio Grande), lineamentos tectônicos e/ou magnéticos (Guapiara, Rio Piquiri, Rio Uruguai) e pela sinclinal de Torres.

A formação dos arcos NW provavelmente começou no Devoniano, mas desenvolveu-se mais durante o Triássico-Jurássico. O Arco de Ponta Grossa, com 600km de extensão influenciou a sedimentação durante o Devoniano. Este arco é caracterizado por centenas de diques básicos de direção NW e também por anomalias magnéticas importantes. A maioria

das zonas de fraturas do Atlântico Sul são subparalelas aos lineamentos tectônicos que aparecem no continente como por exemplo, os lineamentos de Florianópolis e do Rio Uruguai (Zalán et al, 1990).

O sistema NE (mais jovem), desenvolveu-se no Proterozóico Inferior a Superior e com importantes reativações no Brasiliano. As zonas de falhas NE, segundo Zalán et al. (1990), são constituídas ou por uma falha larga ou por uma zona de falha retilínea. No Mesozóico, as estruturas NE permitiram a ascensão dos magmas toleíticos da Formação Serra Geral. As reativações mais recentes são marcadas por grandes lineamentos no pacote vulcânico da bacia do Paraná e, pelo condicionamento da sedimentação Cenozóica.

As estruturas EW são registradas no Mesozóico como estruturas de natureza rúptil, acarretando o desenvolvimento de drenagens retilíneas e paralelas, marcadas pelo Rio Jacuí e Camaquã – Sistema de fratura Porto Alegre – Alinhamento do Camaquã (Asmus, 1978) e Arroio Basílio – Lineamento Jaguarão (Costa e Ramgrab, 1989).

O sistema rúptil EW também está impresso no pacote vulcânico da bacia do Paraná através do Lineamento Bento Gonçalves (Zalan *et al.*, 1990) e do Lineamento do Jarau (Viero *et al.* 1995), ambos no Rio Grande do Sul, e do Lineamento de Taquara Verde (Zalán *et al.*, 1990) e do Alinhamento do Rio Uruguai (Asmus, 1978), em Santa Catarina. O Lineamento do Rio Uruguai tem continuidade no Oceano Atlântico com a zona de fratura de Florianópolis (Asmus, 1978).

A continuidade das estruturas EW com grandes falhas transformantes oceânicas indica que elas exerceram um papel importante na reativação de fraturas no continente, criando condições favoráveis à ascensão de magmas mantélicos (Viero *et al.* 1995).

A distribuição das rochas alcalinas mesozóicas no RS, possui uma clara relação com o grande lineamento EW do Rio Camaquã que, projetado para o Oceano Atlântico, tem continuidade na Zona de Fratura Porto Alegre (Asmus, 1978). Situação semelhante é verificada em Santa Catarina, onde uma estrutura EW, coincidente no oceano com a Zona de Fratura Florianópolis (Asmus, 1978), passa pelos Complexos Alcalinos de Lajes e Anitápolis.

Os movimentos das zonas de falha NE e NW tiveram componentes horizontais e verticais e influenciaram na sedimentação das várias unidades estratigráficas da Bacia do Paraná.

3.1.3 Formação Botucatu

A Formação Botucatu, em conjunto com as lavas da Formação Serra Geral, compõem a Superseqüência Gondwana III da Bacia do Paraná (Milani, 2000). São unidades litológicas altamente particularizadas: a primeira é formada por uma unidade de arenitos médios a finos de origem eólica compondo um singular *blanket* em toda a bacia e a segunda é composta por um pacote de rochas magmáticas efusivas que correspondem à maior manifestação ígnea continental da Terra.

A Formação Botucatu representa o maior depósito eólico contínuo do mundo (Idade Triássica), cobrindo uma área de 1.300.000 km², desde Goiás até o Rio Grande do Sul, atingindo o Paraguai, Argentina e o Uruguai.

A primeira descrição destes arenitos foi apresentada no trabalho de Gonzaga de Campos (1889) citado por Brito (1979). Almeida (1954) citado por Brito (1979), dividiu os arenitos denominados de “deserto Triássico da América do Sul” em: (i) arenito Pirambóia (aluvial) na base; (ii) arenito Botucatu, eólico, e (iii) arenito Santana, alúvio-lacustre (São Paulo/Paraná).

No Rio Grande do Sul, Bortoluzzi (1974) denominou de membro Caturrita a seqüência inferior da formação Botucatu, formada em ambiente subaquoso.

Nos últimos anos, foram intensificados os estudos faciológicos e estratigráficos do pacote Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul, resultando em importantes avanços conceituais e metodológicos. A estruturação estratigráfica do Mesozóico, na borda sudeste da Bacia do Paraná, vem sendo enfocada a partir da adaptação dos conceitos de seqüência deposicional (Mitchum *et al.*, 1977, citado por Scherer *et al.*, 2000) para depósitos continentais.

Foram identificadas cinco unidades limitadas por superfícies erosivas regionais, denominadas com base no intervalo de tempo no qual a maior parte da sedimentação teve lugar (Scherer e Lavina, 1997): (1) Seqüência Eoscytiana (250 Ma); (2) Seqüência Ladiniana-Eonoriana (237-225 Ma); (3) Seqüência Rética (220-210 Ma); (4) Seqüência Neojurássica (140 Ma); (5) Seqüência Neocominiana.

As formações Botucatu e Serra Geral correspondem litoestratigraficamente à Seqüência Neocominiana que aflora na porção centro-norte do Rio Grande do Sul (Scherer *et al.*, 2000). Os arenitos eólicos da Formação Botucatu apresentam uma área aflorante mais reduzida, ocorrendo ao longo de uma faixa leste-oeste, desde o município de Torres até Jaguari.

A espessura da seqüência Neocominiana é bastante variada, alcançando valores até 700m, sendo que a Formação Botucatu possui uma espessura máxima de 100m, estando ausente em algumas localidades da região central do estado (Scherer *et al.*, 2000) conforme se observa na Figura 3.4.

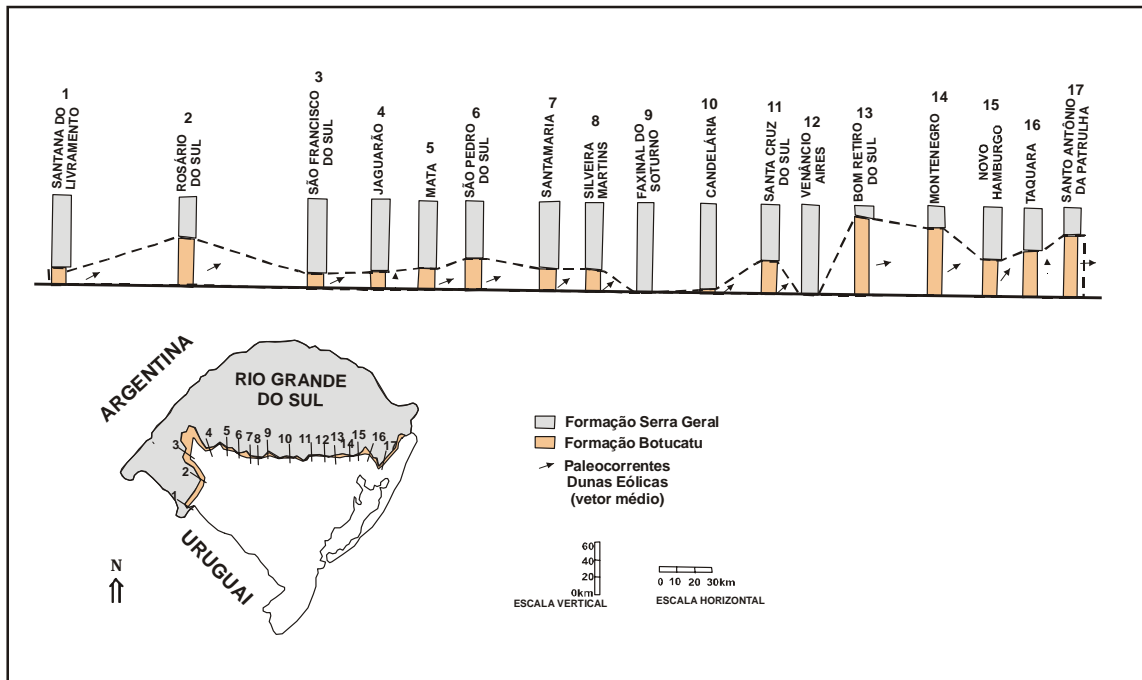


Figura 3.4 Seção de correlação estratigráfica simplificada da Formação Botucatu no Rio Grande do Sul (modificado de Scherer *et al.*, 2000).

A grande variação de espessura dos arenitos reflete a morfologia do *erg* (área onde no mínimo 20% de sua extensão é recoberta por areia, sendo composto por uma grande quantidade de dunas), inteiramente preservada pelo vulcanismo da Serra Geral. Em algumas seções levantadas por Scherer *et al.* (2000), a Formação Botucatu é representada por uma única duna eólica (ex: Faxinal do Soturno).

Segundo Scherer (1998), a formação Botucatu é constituída, no Rio Grande do Sul, por três associações faciológicas: AF1, AF2 e AF3.

A AF1 é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, interpretados como lençóis de areia (*sand sheets*) e fluxos torrenciais (*wadis*), na forma de lentes descontínuas com espessuras inferiores a 1m, sobrepostas à discordância basal. Estes depósitos são recobertos por outras duas associações faciológicas constituídas predominantemente por estratos cruzados, vinculados à migração de dunas crescentes simples a localmente compostas (AF2) e dunas lineares complexas (AF3).

Os arenitos da Formação Botucatu, na Rota do Sol, ocorrem como *intertraps* na interface do primeiro e segundo derrames vulcânicos, na base da seqüência estratigráfica. Os arenitos desta formação não ultrapassam, na área de estudo, a espessura de 30m. São avermelhados, finos à médios, normalmente bimodais, friáveis, grãos foscos e geralmente bem arredondados com estratificação plano paralela e cruzada de grande porte.

Com base nas datações radiométricas dos depósitos vulcânicos da Formação Serra Geral, e nas idades dos icnofósseis propostos por Bonaparte (1996), citado por Scherer (2000), foi atribuído um intervalo de tempo de deposição para a Formação Botucatu entre o Jurássico Superior e o Neocomiano, embora sem nenhuma sustentação paleontológica ou geocronológica.

Segundo Scherer (2000), a sedimentação do Botucatu parece apresentar um intervalo de tempo mais reduzido que o estimado pelos fósseis. Para este mesmo autor, as inúmeras feições de contato entre os depósitos eólicos e os derrames vulcânicos, indicam que as lavas recobriram campos de dunas que estavam migrando ao longo da bacia, o que pode ser constatado ao observar uma seção estratigráfica regional da Formação Botucatu (Figura 3.4).

Para Scherer (2000), a Formação Botucatu, no extremo sul da Bacia do Paraná apresenta uma idade de cerca de 132 milhões de anos, o que corresponde ao Eocretáceo (Neocomiano).

3.1.4 Formação Serra Geral - Magmatismo da Bacia do Paraná-Etendeka

O vulcanismo da Bacia do Paraná na América do Sul e o vulcanismo da Bacia de Etendeka na África Ocidental foram originados no Cretáceo Inferior (140Ma) como uma província magmática única, associada à tectônica distensiva que ocasionou a ruptura do Continente Gondwânico e a conseqüente abertura do Oceano Atlântico.

As rochas basálticas, com andesitos subordinados, constituem a base do pacote vulcânico. São dominantes no lado Americano e pouco expressivas no continente Africano, onde a seqüência acida é mais abundante. Frequentemente ocorrem interdigitações de derrames ácidos e básicos nas porções médias até o topo da seqüência vulcânica. São comuns as ocorrências de lentes de arenitos eólicos que se intercalam com os primeiros derrames básicos podendo aparecer até os níveis superiores da seqüência vulcânica (Roisenberg e Viero, 2000).

As espessuras das unidades vulcânicas giram em torno de 20m podendo atingir até 50m conforme a variação do paleorelievo. A atitude regional dos derrames tem sentido de mergulho para o eixo da bacia em ângulos menores do que 5 graus.

3.1.4.1 Aspectos de Campo e Petrográficos

O magmatismo básico da Bacia do Paraná é dominado por uma seqüência de basaltos toleíticos e andesi-basaltos na base, e por dacitos, traquidacitos e riolitos na parte superior da seqüência (Gomes, 1997).

A morfologia dos derrames vulcânicos, segundo Leinz e Amaral (1989) e Roisenberg e Viero (2000), mostra na base uma zona densa e parcialmente vítrea, relativamente delgada, seguida de uma zona com diáclases horizontais, enquanto que a parte central é mais volumosa e apresenta fraturas. Segue-se mais uma zona de diáclases horizontais, enquanto que o topo é amigdalado com vesículas de tamanhos variados (Figura 3.5).

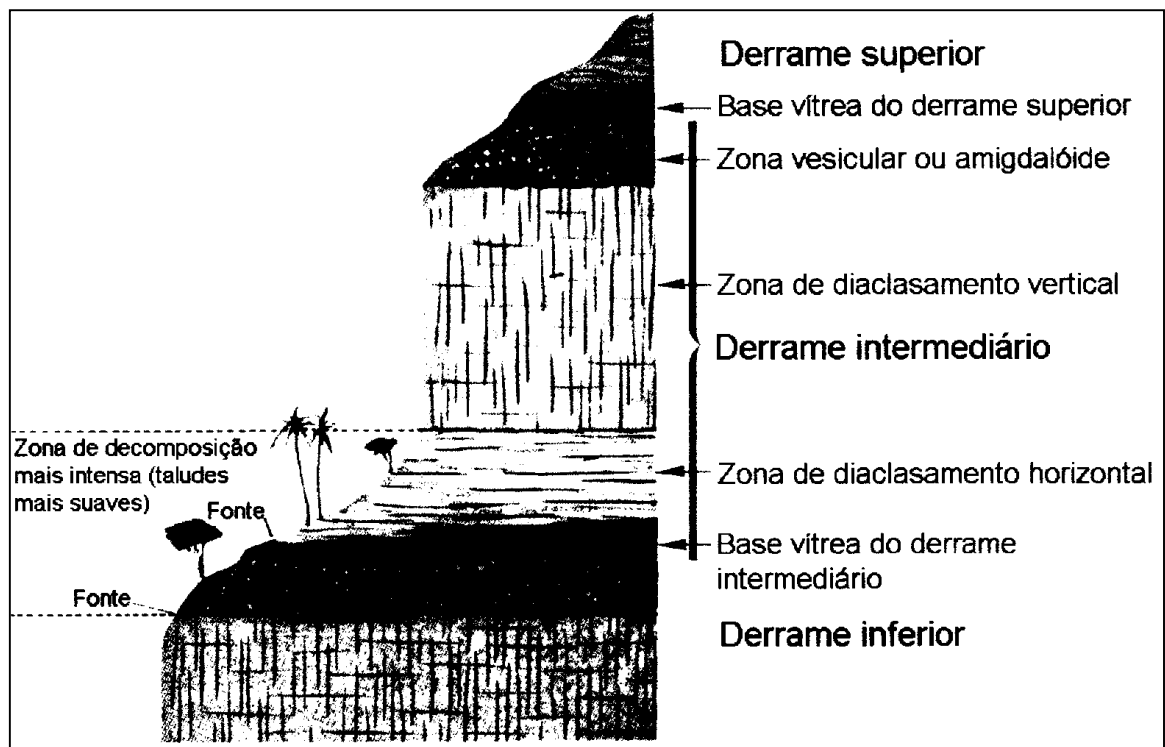


Figura 3.5 Representação da estrutura de um derrame e morfologia de uma escarpa constituída por derrames basálticos (Leinz e Amaral, 1989).

As amígdalas são preenchidas por zeolitas e, subordinadamente, por apofilita, ametista, calcedônia, ágata, opala, calcita, selenita, Cu nativo e outros minerais e agregados. Ocorrem comumente associados às amígdalas argilo-minerais expansivos (esmectitas) de cor verde característica, que resultam da alteração de minerais primários (piroxênio e plagioclásio).

Os basaltos são geralmente afíricos a subafíricos, com um conteúdo de fenocristais e microfenocristais inferior a 5% do volume, sendo constituídos por plagioclásio, augita, pigeonita, ilmenita e rara olivina, usualmente pseudomorfizada para argilo-minerais. Os resíduos subvítreos contém cristais aciculares de apatita tardia, quartzo e feldspato.

As unidades ácidas têm formas tabulares e homogêneas com espessuras médias de 40m. A persistente forma tabular e a extensão desses derrames, bem como o registro ainda preservado de texturas do tipo *shards* e *fiammés*, sugerem, segundo Roisemberg (1989), que essas rochas sejam ignimbritos de alta temperatura. Para outros autores, a presença de estruturas contorcidas de fluxo, comuns nesses materiais, sugere a possibilidade de derrames de lavas ácidas, porém, a presença destas estruturas é também registrada, com frequência, em ignimbritos.

O pacote ácido é constituído de dois tipos distintos petrográfica e quimicamente: (i) tipo afírico: denominado de rochas vulcânicas tipo Palmas (Bellieni *et al.*, 1986), cuja ocorrência no estado do Rio Grande do Sul é registrada desde a borda oriental da escarpa até os setores do centro-oeste, correspondente à região de Santiago e, (ii) tipo notadamente porfírico: denominado rochas vulcânicas tipo Chapecó, localizado na região noroeste do Estado, correspondente a Nonoai e adjacências.

A morfologia completa destas rochas só aparece nas unidades afíricas do tipo Palmas, e pode ser dividida em três zonas: zona basal, zona central e porção superior. A zona basal é constituída por vitrófiros e brechas de fluxo dispostos sem padrão definido. A zona central é mais espessa, caracterizada por granófiros acinzentados com diáclases tabulares na base, aspecto maciço, finamente cristalino com fraturas colunares na porção intermediária e fraturas tabulares na porção superior. A zona de topo é delgada, com características similares à zona basal, da qual se distingue pela presença de vesículas e amígdalas preenchidas por quartzo, calcita e mais raramente por zeolitas.

Muitas unidades exibem disjunção tabular perfeita em toda a sua extensão, o que, segundo Roisemberg (1989), marca o caráter deposicional do material piroclástico, gerando planos de descontinuidade horizontais.

As ácidas do tipo Palmas são predominantemente afíricas, com até 5% de fenocristais e microfenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita, Ti-magnetita e, raramente, apatita e ortopiroxênio. Ocorre hornblenda uralítica de alteração de clinopiroxênios nos granófiros, nos quais a matriz é constituída de finos intercrescimentos de quartzo e sanidina.

Os riolitos tipo Chapecó têm textura granofírica e porfíricas. São maciços e não preservam feições piroclásticas em consequência das temperaturas mais elevadas. Possuem fenocristais de plagioclásio altamente reativos, exibindo textura em peneira, e piroxênios uralitizados.

3.1.4.2 Aspectos Geoquímicos

Segundo Nardy *et al.* (1993), as rochas básicas ($\text{SiO}_2 < 53\%$) concentram-se preferencialmente no campo subalcalino e subordinadamente no campo transicional (classificação segundo diagrama R1xR2). As rochas pertencentes ao campo subalcalino, mais especificamente toleítico, são representadas em sua maioria por andesi-basaltos e, em menor número, por basaltos subalcalinos. As rochas de afinidades transicionais são representadas por lati-basaltos e basaltos transicionais. Os termos ácidos distribuem-se nos campos quartzo-latitos, riodacitos e riolitos.

As rochas vulcânicas foram agrupadas por Nardy *et al.* (1993), em duas associações distintas denominadas:

(i) Subalcalina ou Toleítica (Th): basaltos e andesi-basaltos toleíticos com baixas concentrações em TiO_2 e elementos incompatíveis (BBT = basalto baixo titânio), andesitos toleíticos e por riolitos do tipo Palmas (ATP = ácida tipo Palmas) e riodacitos;

(ii) Subalcalina transicional ou Toleítica transicional (Th-Tr) basaltos e andesi-basaltos toleíticos com altas concentrações de TiO_2 e elementos incompatíveis (BAT = basalto alto titânio), basaltos transicionais e lati-basaltos, escassos lati-andesitos e quartzo latitos, riodacitos e riolitos tipo Chapecó (ATC = ácidas tipo Chapecó).

Ambas as associações possuem forte afinidade toleítica (quartzo e hiperstênio normativo, razões álcalis/sílica relativamente baixas e coexistência de fenocristais de augita e pigeonita).

Bellieni *et al.* (1986) definiram a presença de duas províncias basálticas distintas pelo teor de TiO_2 e elementos incompatíveis. Ao sul, especialmente no Rio Grande do Sul,

predominam os basaltos baixo TiO_2 (<2%), enquanto ao norte ocorrem basaltos enriquecidos em TiO_2 (>2%) e elementos incompatíveis.

Trabalhos mais recentes (Piccirillo *et al.*, 1988; Mantovani *et al.*, 1988) reconheceram um terceiro grupo com conteúdo intermediário entre alto e baixo TiO_2 (entre 2 e 3%).

As rochas vulcânicas ácidas foram separadas em dois tipos por Bellieni *et al.*, (1986): tipo Palmas (ATP) e tipo Chapecó (ATC), este caracterizado por um enriquecimento relativo em TiO_2 , P_2O_5 , Sr, Ba, Rb, Zr, La e Ce.

Autores como Bellieni *et al.* (1986) e Nardy *et al.* (1993) admitem uma afinidade química entre os basaltos do tipo BAT com rochas ácidas do tipo ATC, as quais apresentam um caráter mais alcalino e maiores concentrações em elementos incompatíveis em comparação com os tipos BBT e ATP.

Peat (1989) e Peat *et al.* (1990), citado por Gomes (1997), propuseram uma nova classificação com base em elementos químicos maiores e traços, resultando na separação de seis tipos de magmas basálticos (Tabela 3.2): Ubirici e Pitanga (que corresponderiam ao tipo alto teor de TiO_2), Paranapanema e Ribeira (com valores intermediários de TiO_2) e Gramado e Esmeralda (baixo teor de TiO_2).

Tabela 3.2 Parâmetros químicos distintivos dos diferentes tipos magmáticos (Peat, 1989 em Gomes, 1997)

| Tipo Magmático | TiO_2 % | Ti/Y | Zr/Y | Sr ppm |
|----------------------------------|------------------|------|---------|---------|
| Ubirici (alto -Ti) | >3,3 | >500 | >6,5 | >550 |
| Pitanga (alto -Ti) | >2,9 | >350 | >5,5 | >350 |
| Paranapanema (Ti -intermediário) | 1,7-3,2 | >330 | 4,0-7,0 | 200-450 |
| Ribeira (Ti -intermediário) | 1,5-2,3 | >300 | 3,5-7,0 | 200-375 |
| Gramado (baixo -Ti) | 0,75-1,9 | <300 | 3,5-6,5 | 140-400 |
| Esmeralda (baixo -Ti) | 1,1-2,3 | <330 | 2,0-5,0 | 120-250 |

Ti=titânio, Zr=zircônio, Y=Ítrio e Sr=estrôncio.

3.1.4.3 Estratigrafia da Seqüência Vulcânica

Mantovani *et al.* (1988), estudando um perfil N-S de São Paulo ao Paraná, concluíram que as lavas baixo -Ti são geralmente restritas à metade sudeste da seção e, lavas com alto -Ti e Ti- intermediário concentram-se no centro nordeste da bacia.

Na metade nordeste do perfil, as formações geoquímicas aparecem como uma seqüência de unidades que mergulham mais para norte, onde as lavas Ti-intermediário cobrem as lavas alto-Ti que, por sua vez, cobrem baixo-Ti na parte mais ao sul (Figura 3.6).

Este padrão litoestratigráfico, segundo Mantovani *et al.* (1988) implica que:

(I) o tipo de magma dominante evoluiu de baixo-Ti para alto-Ti e para Ti-intermediário com o tempo e,

(ii) que a fonte do magmatismo pode ter migrado para norte.

Hawkeswoth *et al.* (1992) e Peat *et al.* (1992), citados por Gomes (1997), resumiram a estratigrafia química da Bacia do Paraná no perfil esquemático da Figura 3.7, que é determinada pelo padrão litoestratigráfico definido pelos diferentes tipos magmáticos.

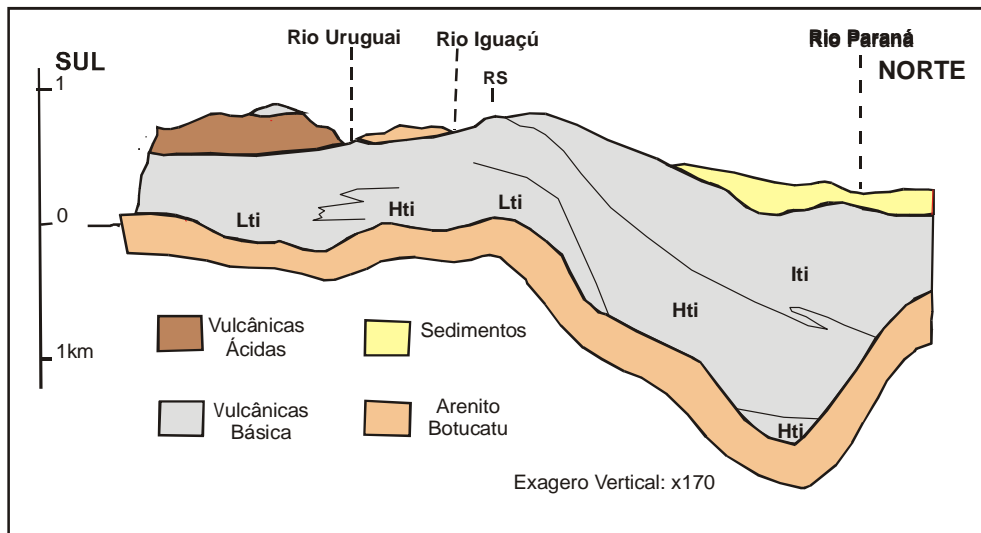


Figura 3.6 Perfil resumido da Bacia do Paraná (modificado de Mantovani *et al.*, 1988)

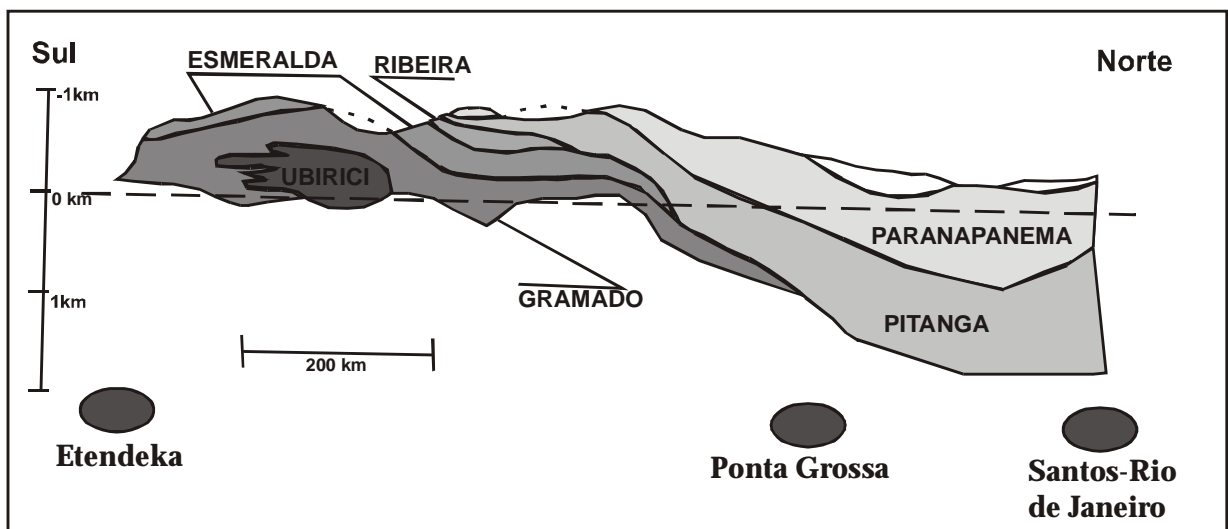


Figura 3.7 Perfil N-S da estratigrafia interna da parte vulcânica da B. do Paraná (modificado de Hawkeswoth *et al.*, 1992, em Gomes 1997).

Segundo os autores os tipos de magmas evoluíram de Gramado para Esmeralda, para Pitanga e para Paranapanema com o tempo. A superposição das seqüências para norte sugere uma migração da fonte nesta direção.

Turner *et al.* (1994) apresentam dados geocronológicos discordantes da estratigrafia química. Para estes autores, tipos de magmas quimicamente semelhantes foram gerados em tempos diferentes e em locais distintos, assim como magmas diferentes podem ter sido gerados simultaneamente em determinados locais. Para estes autores, magmas quimicamente definidos não constituem unidades cronoestratigráficas, de modo que suas relações refletem a distribuição das fontes magmáticas e não a sua evolução temporal.

3.1.4.4 Origem do Magmatismo

Segundo Nardy *et al.* (1993), as rochas básicas seriam geradas a partir da fusão de porções mantélicas diferentes, produzindo grupos de rochas com altas (BAT) e baixas (BBT) concentrações de TiO_2 e elementos incompatíveis. O processo de cristalização fracionada juntamente com a assimilação é capaz de explicar as variações composicionais observadas nas rochas pertencentes a cada um destes grupos.

Para Nardy *et al.* (1993) é mais provável que o processo de fusão parcial (fusão da crosta) seja o responsável pela origem das rochas ácidas, devido à escassez de termos intermediários e a sua própria distribuição (deslocadas em direção à borda leste da bacia).

Belliene *et al.* (1990) afirmam que as rochas ácidas, como possuem temperaturas de cristalização das fases minerais superiores à $1000^{\circ}C$, são produtos de fusão parcial de um material crustal de composição básico-intermediário, equivalente ao dos basaltos dos tipos baixo titânio (BBT) e alto titânio (BAT).

Hawkesworth *et al.* (1992) apresentam dois modelos para a origem do magmatismo: (i) o primeiro considera que as rochas vulcânicas são originadas de magmas derivados da astenosfera (origem dos elementos maiores) e da fusão de parte do manto continental (litosfera), responsável pelos isótopos, elementos menores e elementos traços, (ii) o segundo considera que a fusão ocorreu no manto continental (litosfera) em presença de pequena quantidade de água.

3.1.4.4 Geocronologia

Renne *et al.* (1992) citado por Gomes (1997), admite uma duração de aproximadamente 1 milhão de anos para o vulcanismo da Bacia do Paraná. Entretanto, autores como Turner *et al.* (1994) admitem uma duração de 10 milhões de anos para os diferentes tipos magmáticos.

Segundo Rocha-Campos *et al.* (1988), a maior fase de atividade vulcânica, indicada por dados radiométricos, ocorreu no Cretáceo Inferior (130-135 Ma). As maiores seqüências de lavas vulcânicas parecem pertencer a este intervalo de tempo. As rochas ácidas poderiam ter ocorrido em associação com as variedades básico-intermediárias em qualquer tempo, dependendo do processo de evolução da fonte magmática.

3.2 MOVIMENTOS DE MASSA

As paisagens são formadas por vertentes ou encostas com declividades e formas muito variadas. As mudanças de forma destas encostas estão relacionadas aos tipos de materiais, clima, processos de intemperismo, erosão e movimentos de massa.

Na literatura internacional, os movimentos de massa são conhecidos como: *landslides* para a maioria dos autores americanos, *landslips* para os ingleses, *mass movements* para alguns engenheiros e geomorfólogos, *mass wasting* para a maioria dos geomorfólogos e, ainda, *slope movements* para a maioria dos engenheiros. Neste trabalho, o termo movimento de massa será utilizado para descrever os fenômenos de transporte de solo e/ou rocha que ocorrem em encostas com qualquer inclinação.

Segundo Bates e Jackson (1984), *landslides* é um termo geral utilizado para uma variedade de processos e formas de terreno envolvendo movimentos de transporte de massas de solo e material rochoso em taludes, sob ação da gravidade. Os movimentos de massa incluem quedas de blocos, corridas de lama, colapsos, escorregamentos e deslizamentos. Estes autores definem *mass movement* como uma unidade de movimento de uma porção da superfície do terreno como, por exemplo, rastejo (*creep*).

Skempton e Hutchinson (1969) definiram *landslides* como um termo genérico que envolve todos aqueles movimentos de massas de solo e/ou rocha resultantes de uma ruptura por cisalhamento ao longo de um plano ou superfície. Segundo os autores, algumas formas de

movimentos de massa (*mass movements*) não podem ser consideradas como *landslides sensu stricto*.

Crozier (1986) incluiu na definição de *landslides* muitos movimentos onde os deslocamentos ocorrem preferencialmente por corridas (*flow*) ao invés de deslizamentos (*slides*).

Cruden (1991) define o termo *landslides* como o movimento de uma massa de rocha, detritos ou terra, provenientes das partes mais altas de um talude que se move em direção as partes mais baixas.

Summerfield (1997) define como *mass movement* os movimentos dos materiais dos taludes (massas) sob força da gravidade, auxiliados pela presença de água, gelo ou ar. Para este autor o termo *mass wasting* é usado como sinônimo de movimento de massa (*mass movements*).

Para Bloom (1991), *mass wasting* é um termo geral para todos os movimentos gravitacionais ou movimentos de descida de detritos de rocha e materiais intemperizados. Segundo o autor, este conceito implica em que a gravidade é a única força importante e que, nenhum meio de transporte de material como o vento, a água, o gelo ou a lava estão envolvidos, o que vem a contrariar o conceito colocado por Summerfield (1997).

Bloom (1991) lembra que, embora o fluxo de água esteja excluído do processo por definição, ele é importante pelo fato de criar superfícies de erosão e por gerar poropressão. Segundo este autor, a presença de fluxo de água na análise de movimentos de massa é, muitas vezes, referida erroneamente como “lubrificação”.

A grande confusão em relação ao conceito de *landslides* está no fato de que alguns autores consideram o termo como sinônimo de movimento de massa e outros como um processo, semelhante a um *slide* (deslizamento).

Parece bastante coerente traduzir o termo *landslides* como escorregamentos e utilizá-lo como sinônimo de movimento de massa (*mass movements*), o que significa, em termos mais amplos, todo e qualquer movimento de materiais terrosos ou rochosos, sob ação da gravidade, na presença, ou não, de água, gelo ou ar, não importando sua forma, velocidade e nem o processo que o gerou.

3.2.1 Classificações de Movimentos de Massa

Existem na natureza vários tipos de movimentos de massa, os quais envolvem uma grande variedade de materiais, processos e fatores condicionantes.

Sob o ponto de vista de aplicação, a importância das classificações está no fato de poder associar um determinado tipo de movimento à suas características (profundidade, raio de alcance, material, etc). Estas características, em conjunto com o entendimento dos condicionantes, permitem formular modelos que são fundamentais para orientar medidas preventivas e/ou corretivas.

De modo geral, as classificações de movimentos de massa baseiam-se na combinação dos seguintes critérios básicos: (i) velocidade, direção e recorrência dos deslocamentos; (ii) natureza do material, textura, estrutura e teor de umidade; (iii) geometria da massa movimentada; (iv) velocidade de deformação do movimento.

A primeira classificação de ampla aceitação para movimentos de massa e que serviu de base para muitos trabalhos posteriores, foi proposta por Sharpe (1938), citado por Bloom, (1991).

Esta classificação é comumente utilizada nos livros americanos de geomorfologia (Tabela 3.3). Os fatores pelos quais o autor dividiu os movimentos de massa são: (i) quantidade de água ou gelo atuante no processo; (ii) natureza do movimento: escorregamento ou queda, quando massa coerente e corrida quando há deformação interna; e (iii) velocidade do movimento.

Tabela 3.3 Classificação para movimentos de massa (Sharpe, 1938 em Bloom, 1991).

| Natureza e taxa do movimento | | | ↔ | | |
|------------------------------|----------------|--------------------|---------------------------------|---|--|
| | | | Com aumento do conteúdo de gelo | Rocha ou solo | Com aumento do conteúdo de água |
| Fluxo/corrida | Imperceptível | Transporte Glacial | Solifluxão | Rastejo (rocha e solo) | Solifluxão |
| | Lento a rápido | | Avalanche de detritos | | Corrida de terra Corrida de lama Avalanche de detritos |
| Deslizamento | Lento a rápido | | | Slump Deslizamento de detritos Deslizamento de rocha Queda de blocos | |

Skempton e Hutchinson (1969) apresentaram um sistema de classificação de movimentos em taludes argilosos onde propõem 5 tipos básicos e 6 formas complexas de

PARÂMETROS GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS CONTROLADORES DOS MOVIMENTOS DE MASSA NA ROTA DO SOL/RS 486 – ITATI, RS

movimentos de massa. Os tipos básicos de movimentos de massa foram classificados como: quedas, escorregamentos rotacionais, escorregamentos compostos, escorregamentos translacionais e corridas.

Varnes (1978) e Hutchinson (1988) propuseram uma classificação geomorfológica detalhada para movimentos de talude onde estabeleceram uma ligação entre a geologia e os movimentos de massa. Estas classificações relacionam os tipos de movimento ao tipo de material envolvido e são representadas por uma matriz bi-dimensional.

Sassa (1985) e Hutchinson (1988) sugeriram classificações em que o movimento dos taludes está associado ao comportamento mecânico de solos e rochas. Os aspectos geotécnicos considerados são parâmetros de resistência e estabilidade, onde os problemas relativos ao movimento dos taludes ocorrem antes ou após a sua ruptura.

A classificação proposta por Hutchinson (1988), uma das mais complexas, baseia-se na morfologia da massa em movimento e em critérios associados ao tipo de material, ao mecanismo de ruptura, à velocidade do movimento, às condições de poropressão e as características do solo (textura, estrutura e orientação). Devido à sua complexidade, este esquema de classificação requer um grande volume de informações dificultando sua utilização no campo.

Os tipos de movimentos definidos inicialmente por Varnes (1978) e Cruden *et al.* (1994), foram modificados por Cruden e Varnes (1996) e são: quedas (*falls*), tombamentos (*topples*) escorregamentos (*slides*), espraio/expansões laterais (*lateral spread*), corrida (*flows*) e a combinação destes tipos básicos (Figura 3.8)

Em relação ao material, Varnes (1978) e Cruden e Varnes (1996) consideraram somente três classes: rochas, detritos (20% a 80% das partículas são >2mm) e solo (80% ou mais das partículas são < 2mm).

Segundo Cruden e Varnes (1996), qualquer movimento de massa pode ser classificado e descrito por dois nomes: o primeiro descreve o tipo de movimento e o segundo o material, como mostra a Tabela 3.4.

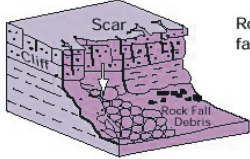
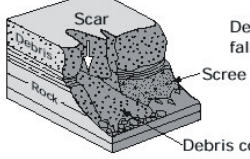
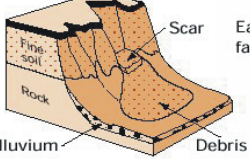
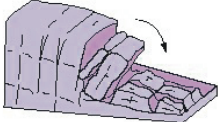
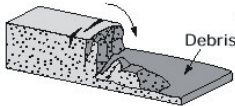
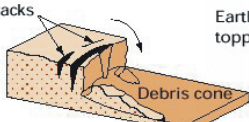
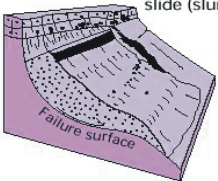
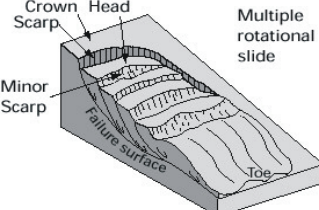
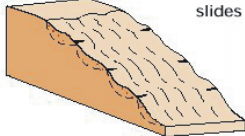
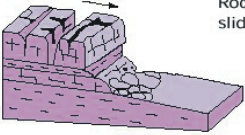
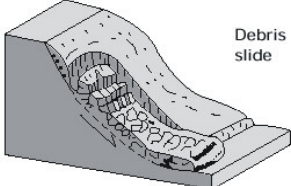
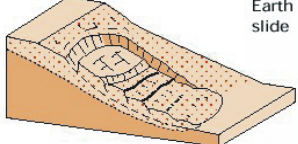
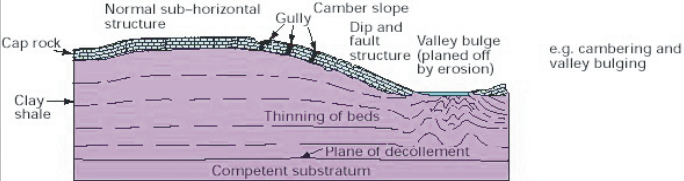
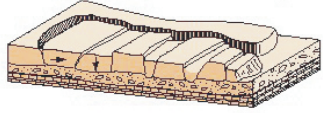
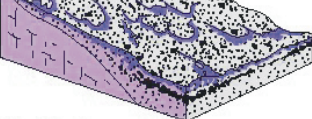
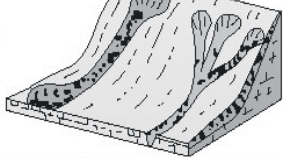
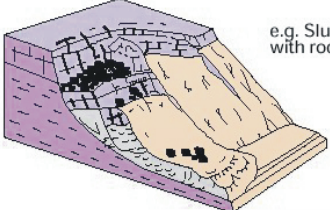
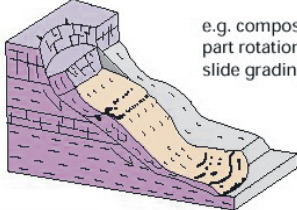
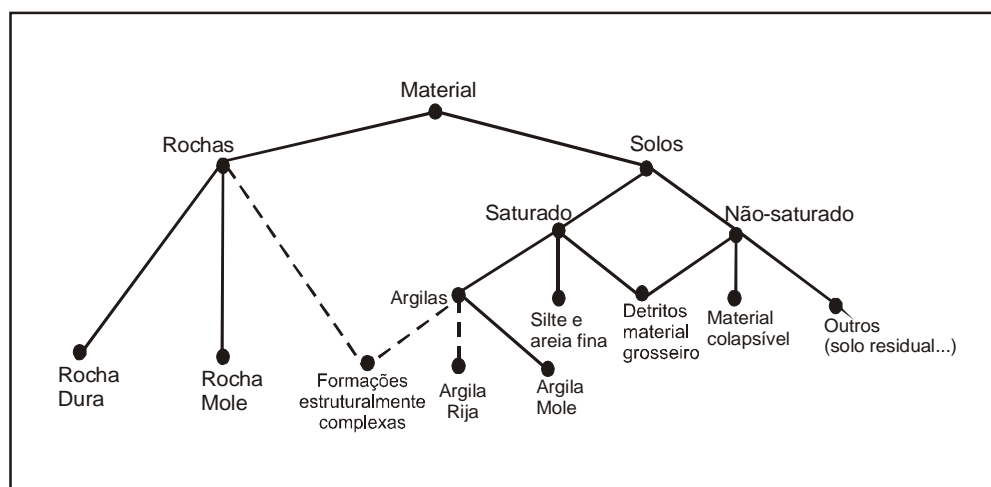
| Material | | ROCK | DEBRIS | EARTH |
|---------------|---|--|--|--|
| Movement type | | | | |
| FALLS | |  Rock fall |  Debris fall Scree Debris cone |  Earth fall Colluvium Debris cone |
| | TOPPLES |  Rock topple |  Debris topple Debris cone |  Earth topple Debris cone |
| SLIDES | Rotational |  Single rotational slide (slump) Failure surface |  Multiple rotational slide Crown Scarp Head Scarp Minor Scarp Failure surface Toe |  Successive rotational slides |
| | Translational (Planar) |  Rock slide |  Debris slide |  Earth slide |
| SPREADS |  Earth spread | | |  |
| FLOWS |  Solifluction flows (Periglacial debris flows) |  Earth flow (mud flow) | | |
| COMPLEX |  e.g. Slump-earthflow with rockfall debris | |  e.g. composite, non-circular part rotational/part translational slide grading to earthflow at toe | |

Figura 3.8 Tipos de movimentos de massa (Varnes 1978, em Mc Millan e Powell,1999).

Tabela 3.4 Classificação resumida para movimentos de massa (Cruden e Varnes, 1996).

| Tipo de Movimento | Tipo de Material | | |
|-------------------|-------------------------|-----------------------------|-------------------------|
| | Rocha | Solos em engenharia | |
| | | Predominantemente Grosseiro | Predominantemente Finos |
| Queda | Queda de rocha | Queda de detritos | Queda de solo |
| Tombamento | Tombamento de rocha | Tombamento de detritos | Tombamento de solo |
| Escorregamento | Escorregamento de rocha | Escorregamento de detritos | Escorregamento de solo |
| Espraiamento | Espraiamento de rocha | Espraiamento de detritos | Espraiamento de solo |
| Corridas | Corridas de rocha | Corridas de detritos | Corridas de solo |

Leroueil *et al.* (1996) propuseram uma classificação para movimento de taludes utilizando parâmetros geomorfológicos e aspectos relacionados à mecânica dos solos e rochas. Para estes autores, o comportamento geomecânico dos materiais não pode ser descrito adequadamente considerando-se apenas três tipos de classes de materiais como na classificação proposta por Varnes (1978). Leroueil *et al.* (1996) sugeriram 9 classes de materiais como na Figura 3.9.

Figura 3.9 Classes de materiais sugeridas por Leroueil *e. al.* (1996).

Para a matriz bi-dimensional de Varnes (1978), Leroueil *et al.* (1996), sugeriram a adição de um terceiro eixo por conta de quatro estágios de movimento de taludes (Figura 3.10):

- Estágio de pré-ruptura: quando a massa de solo encontra-se intacta e contínua. Este estágio é controlado principalmente pelos fenômenos de ruptura progressiva e rastejo;
- Estágio de ruptura: o princípio da ruptura caracteriza-se pela formação de uma superfície de cisalhamento contínua no solo ou rocha;

- Estágio de pós-ruptura: é o estágio que se estabelece após a ruptura até cessar o movimento;

- Estágio de reativação: quando existe uma ou mais superfícies de cisalhamento ao longo do solo ou rocha. A reativação pode ser ocasional ou contínua com variações na velocidade de deslocamento. O comportamento neste caso é controlado essencialmente pelo ângulo de atrito residual do solo.

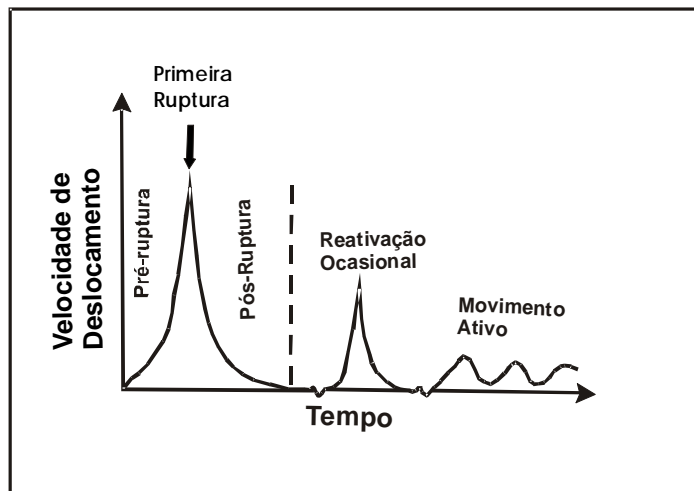


Figura 3.10 Diferentes estágios de movimentos de taludes (Leroueil *et al.* 1996).

A matriz 3D sugerida por Leroueil *et al.* (1996), cujos eixos principais são tipo de material, tipo de movimento e estágio de movimento está esquematizada na Figura 3.11. Segundo os autores, nem todos os elementos desta matriz representam uma situação real e, para cada elemento relevante, é proposta uma caracterização que contém os seguintes itens:

- leis e parâmetros controladores;
- fatores predisponentes;
- fatores deflagradores ou agravantes;
- fatores reveladores e,
- consequência do movimento.

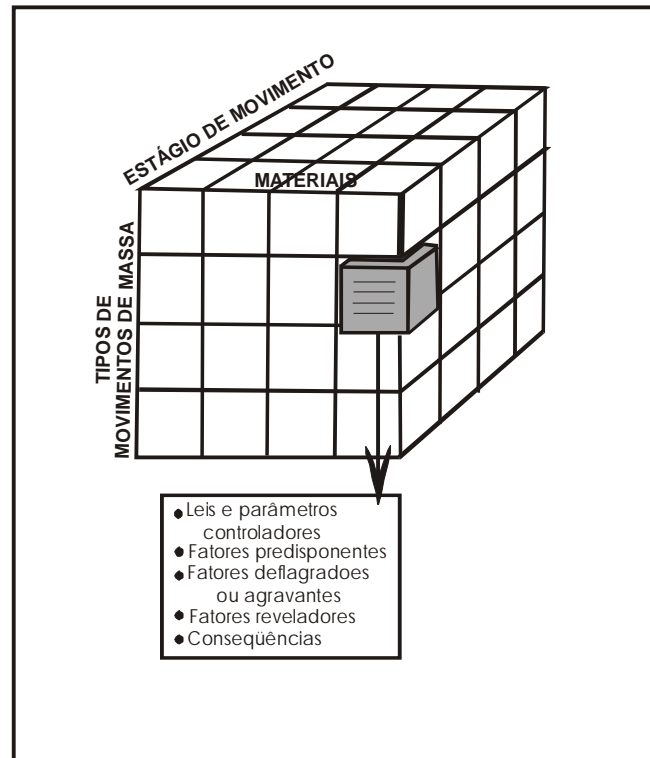


Figura 3.11 Caracterização de movimento de taludes (Leroueil *et al.*, 1996).

Summerfield (1997) com base na literatura internacional dividiu os movimentos de massa em seis tipos básicos: rastejo (*creep*), corrida (*flow*), deslizamento (*slide*), espraçamento (*heave*), queda (*fall*) e subsidência. Cada um destes podem ser subdivididos em outras formas específicas de movimento de massa conforme a Tabela 3.5.

Muitas formas de movimentos de massa são de natureza composta conforme está ilustrado na Figura 3.12, que mostra como os diferentes tipos de movimentos variam em relação ao conteúdo de água e velocidade de deslocamento. Segundo Carson e Kirkby (1972), os movimentos de massa do tipo corridas tendem a ser úmidos, os deslizamentos são secos enquanto movimentos do tipo espraçamento, podem ocorrer sobre amplas condições de umidade. Os processos do tipo espraçamento são invariavelmente lentos, enquanto corridas e deslizamentos tendem a ser rápidos.

Uma das primeiras classificações para movimentos de massa no Brasil, reconhecida internacionalmente, foi proposta por Jones (1973), citado por Thomas (1994). Este autor dividiu os movimentos de massa que ocorriam no Rio de Janeiro em quatro categorias que podem ser amplamente reconhecidas em outras regiões tropicais: colapso (plano de cisalhamento côncavo), escorregamento de detritos e avalanches (plano de cisalhamento paralelo à superfície), corrida de detritos e lama, queda de blocos e deslizamento de rocha.

Tabela 3.5 Classificação e características dos principais tipos de movimento de massa (adaptada de Summerfield, 1997).

| Mecanismo Primário | Tipo de mov. Massa | Materiais envolvidos | Teor de umidade | Tipo de deformação e Natureza do movimento | Velocidade de movimento | | |
|------------------------------------|--------------------|-------------------------------------|--|--|--|---|-----------------------------------|
| Componente horizontal predominante | Rastejo | Rastejo de rocha | Rocha (especialmente os tipos deformáveis como argilito e folhelho) | Baixa | Deformação plástica lenta de rocha ou solo produzindo formas variadas, incluindo abaulamento e afloramentos com acamadamentos curvos | Muito lento a extremamente lento | |
| | | Rastejo contínuo | Solo | Alta | | | |
| | Corrida | Corrida seca | Areia ou silte | Muito baixa | Fluxo afunilado em talude íngreme, sedimentos não-coesivos | Rápidos a extremamente rápidos | |
| | | Solifluxão | Solo | Alta | Fluxo espalhado de solo saturado sobre talude com inclinação baixa a moderada | Muito a extremamente lento | |
| | | Gelofluxão | Solo | Alta | Fluxo espalhado de solo saturado sobre subsolo congelado | Muito a extremamente lento | |
| | | Corrida de lama | >80% tamanho argila | Extremamente alto | Fluxo alongado, confinado | Rápido | |
| | | Corrida de terra Lenta | >80% tamanho areia | Baixo | Fluxo alongado, confinado | Lento | |
| | | Corrida de terra rápida | Solo contendo argila sensível | Muito alto | Rápido colapso e espalhamento lateral de solo | Muito rápido | |
| | | Corrida de detritos | Mistura de detritos grossos e finos (20-80% de partículas maiores que tamanho areia) | Alta | Fluxo encaixado em linhas de drenagem pré-existente. | Muito rápido | |
| | | Avalanche de detritos (rocha) | Detrito de rocha em alguns casos com gelo e neve | Baixo | Fluxo catastrófico | Extremamente rápido | |
| | | Avalanche de neve | Neve e gelo, em alguns casos detritos de rocha | Baixo | Fluxo catastrófico | Extremamente rápido | |
| | | Avalanche de fusão de neve fundida | Neve saturada de água | Extrem. alta | Fluxo ao longo de linhas de drenagem | Muito rápido | |
| | Escorregamento | Rotacional | Escorregamento de rocha | Maciço rochoso não fraturado | Baixo | Escorregamento raso, paralelo a superfície de maciços rochosos ao longo de fraturas | Muito lento a extremamente rápido |
| | | | Escorregamento de bloco de rocha | Rocha fraturada | Baixo | Escorregamento paralelo a superfície em rochas fraturadas | Moderado |
| | | Translacional | Escorregamento de detrito/terra | Detrito de rocha ou solo | Baixo a moderado | Escorregamento raso de massas de solo deformadas | Muito lento a rápido |
| | | | Escorregamento de bloco de detrito/terra | Detrito de rocha ou solo | Baixo a moderado | Escorregamento raso de grandes massas de solo não deformado | Lento |
| | | | Colapso de rocha | Rocha sã | Baixo | Movimento rotacional ao longo de um plano de ruptura | Extremamente Lento a moderado |
| | | | Colapso de detrito / rocha | Detrito de rocha ou solo | Moderado | Movimento rotacional ao longo de um plano de ruptura côncavo | Lento |
| | Espraia m. | Rastejo de solo | Solo | Baixo | Movimento de espalhamento de solo ou partícula de rocha | Extremamente lento | |
| | | Rastejo de tálus | Detrito de rocha | Baixo | | | |
| Componente vertical predominante | Queda | Queda de rocha | Blocos de rocha gerados por fraturamento | Baixo | Queda de blocos individuais originados de faces verticais | Extremamente Rápido | |
| | | Queda de detrito/terra (tombamento) | Fragmento (unidades) de solo coesivo | Baixo | Tombamento de unidades coesivas de solo de faces aproximadamente verticais, tais como margens de rios | Muito rápido | |
| | Subsidência | Colapso de cavidades | Solo ou rocha | Baixo | Colapso de solo ou rocha dentro de cavidades subterrâneas tais como cavernas calcáreas ou tubo de lavas | Muito rápido | |
| | | Recalque | Solo | Baixo | Abaixamento da superfície por densificação resultante de retirada da água subterrânea | Lento | |

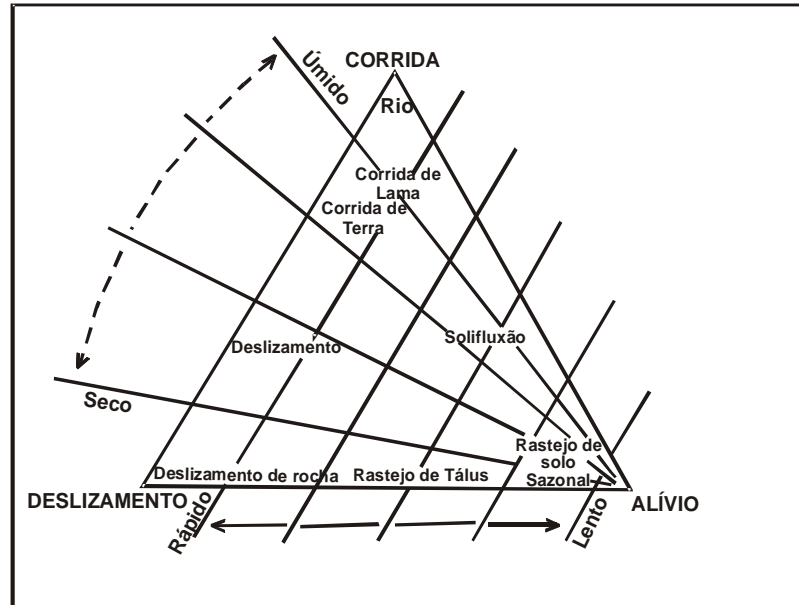


Figura 3.12 Classificação de movimento de massa (Modificado de Carson e Kirby, 1972).

Outras classificações para movimentos de massa foram apresentadas por Freire (1965), Guidicini e Nieble (1984) e IPT (1991) e estão resumidas na Tabela 3.6, apresentada por Fernandes e Amaral (1998).

Tabela 3.6 Principais classes de movimento de massa (Fernandes e Amaral, 1998)

| Freire (1965) | Guidicini e Nieble (1984) | IPT (1991) |
|--|--|---|
| Escoamentos: Rastejos e Corridas | Escoamentos: Rastejos e Corridas | Rastejos Corridas de Massa |
| Escorregamentos: Rotacionais e Translacionais | Escorregamentos: Rotacionais Translacionais Queda de Blocos Queda de Detritos | Escorregamentos |
| Subsidências e Desabamentos | Subsidências: Subsidências Recalques e Desabamentos | Quedas/Tombamentos |
| | Formas de Transição Movimentos Complexos | |

Mioto e Carlstron Filho (1978) identificaram os fenômenos de instabilidade mais comuns nos taludes em rochas da Bacia Sedimentar do Paraná, divididos em função do tipo de material envolvido (solo, rocha e misto), conforme a Tabela 3.7.

Tabela 3.7 Tipos de fenômenos de instabilidade característicos na Bacia do Paraná (Mioto e Carlstron Filho, 1978).

| Talude terroso | Talude misto | Talude rochoso |
|--|--|--|
| -ruptura clássica (ruptura em cunha) | -colapso em rocha muito alterada com solo de alteração (associada a zonas fraturadas ou não) | -queda de blocos por problema estrutural (fratura mergulhante para dentro do corte, fraturas que isolam colunas) |
| -ruptura rasa (deslocamento de solo sobre rocha) | | -desprendimento de lajes e lascas (fratura mergulhante com ângulo semelhante ao da encosta natural) |
| -ruptura em plano de fraqueza (estrutura primária de deposição ou formação da rocha) | | -blocos pendentes |
| -erosões (formação de sulcos por águas pluviais) | | -queda de bloco por descalçamento |
| -avalancha (deslizamento de solo coluvionar/tálus) | | -desagregação superficial (empastilhamento) |

Augusto Filho (1992), apresentou de forma sucinta os principais tipos de movimentos de massa que ocorrem com maior frequência no Brasil, relativos à dinâmica de ambientes tropicais (Tabela 3.8).

Tabela 3.8 Características dos principais movimentos de massa na dinâmica ambiental brasileira (Augusto Filho, 1992).

| PROCESSOS | CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO, MATERIAL E GEOMETRIA |
|---|---|
| Rastejo (<i>creep</i>) | Vários planos de deslocamento (internos) Velocidades muito baixas (cm/ano) e baixas, diminuindo com a profundidade Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes Solo, depósitos, rocha alterada/fraturada Geometria indefinida |
| Escorregamentos (<i>slides</i>) | Poucos planos de deslocamento (externos) Velocidade média (m/h) a alta (m/s) Pequenos a grandes volumes de material Geometria e materiais variáveis Planares- solos pouco espessos, solos e rochas com um plano de fraqueza Circulares- solos espessos, homogêneos e rochas muito fraturadas Em cunha- solos e rochas com dois planos de fraqueza |
| Quedas (<i>falls</i>) | Sem planos de deslocamento Movimentos tipo queda livre ou em plano inclinado Velocidades muito altas (vários m/s) Material rochoso Pequenos a médios volumes Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc. Rolamento de matacão Tombamento |
| Corridas (<i>flows</i>) | Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas) Movimento semelhante ao de um líquido viscoso Desenvolvimento ao longo das drenagens Velocidades médias a altas Mobilização de solo, rocha, detritos e água Grandes volumes de material Extenso raio de alcance, mesmo em área planas |

3.2.2 Fatores Condicionantes dos Movimentos de Massa

A instabilização de taludes e encostas é controlada por uma cadeia de eventos, muitas vezes de caráter cíclico, que têm sua origem com a formação da própria rocha e toda a sua história geológica e geomorfológica.

Na maioria dos processos de instabilização de encostas e taludes, atuam, concomitantemente, mais de um condicionante, agente, fator ou causa. Apesar disto, é sempre possível estabelecer um conjunto de condicionantes que atuam de forma mais direta na deflagração dos processos de instabilização.

Segundo Terzaghi (1950), citado por Panizza (1996), as causas dos movimentos de massa podem ser subdivididas em duas grandes categorias com relação ao talude: (i) causas internas e (ii) causas externas (Figura 3.13).

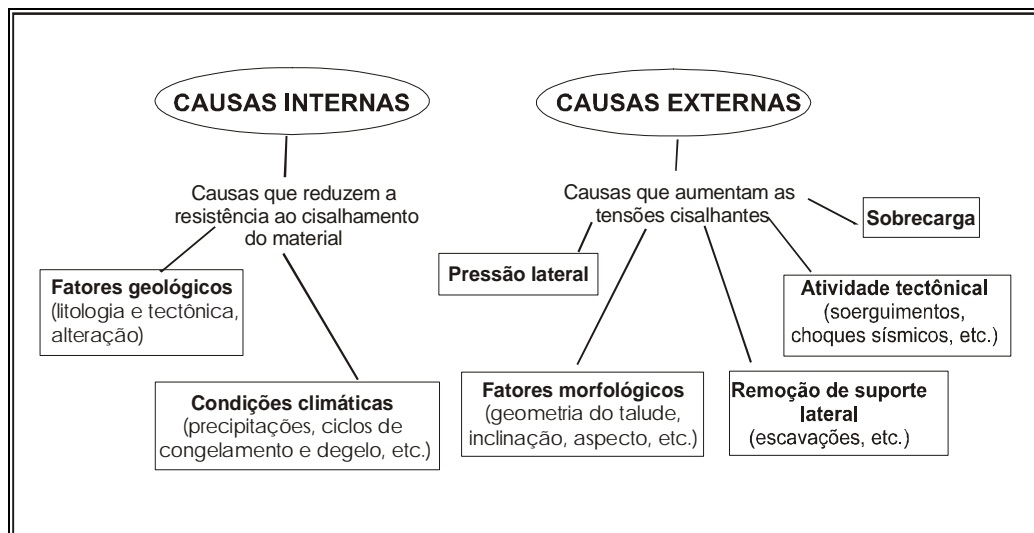


Figura 3.13 Causas de movimento de massa (Panizza, 1996).

As causas internas são aquelas que resultam de uma diminuição de resistência disponível do material (aumento da pressão hidrostática, diminuição da coesão e ângulo de atrito interno por alteração, etc.). As causas externas provocam um aumento das tensões cisalhantes por modificações da morfologia do talude.

Varnes (1978) separou os principais condicionantes e mecanismos de deflagração de escorregamentos em: (i) fatores que aumentam as solicitações e (ii) fatores que diminuem a resistência dos materiais envolvidos, associando-os a fenômenos naturais e antrópicos (Tabela 3.9).

Tabela 3.9 Fatores deflagradores dos movimentos de encosta (Varnes, 1978).

| Ação | Fatores | | Fenômenos naturais/antrópicos |
|--|---|--|---|
| Aumento da solicitação | Remoção de massa (lateral ou de base) | | Erosão, escorregamentos |
| | | | Cortes |
| | Sobrecarga | | Peso da água de chuva, neve, etc. |
| | | | Acúmulo natural de material (depósitos) |
| | | | Peso da vegetação |
| | Solicitações dinâmicas | | Construção de estruturas, aterros, etc. |
| | | | Terremotos, ondas, vulcões, etc. |
| Pressões laterais | Água em trincas, congelamento, material expansivo, etc. | | |
| Redução da resistência | Características inerentes ao material | Textura, estrutura, geometria, etc. | Características geomecânicas do material, estado de tensões inicial |
| | Mudanças ou fatores variáveis | Mudanças nas características do material | Intemperismo, redução da coesão, ângulo de atrito |
| | | | Elevação do nível de água |
| | Outras causas | | Enfraquecimento devido ao rastejo progressivo |
| Ação das raízes das árvores e buracos de animais | | | |

Cruden e Varnes (1996) diferenciam três condicionantes e mecanismos de instabilização de encostas e taludes: (i) fatores que aumentam a tensão de cisalhamento; (ii) fatores que diminuem a resistência ao cisalhamento e, (iii) fatores que reduzem a resistência do material. Estes autores resumiram os principais processos e características que contribuem para os movimentos de massa no *checklist* da Tabela 3.10.

Guidicini e Nieble (1983) discutem os condicionantes da instabilização utilizando os termos agentes e causas de instabilização. Os autores entendem como causa o modo de atuação de um determinado agente no processo de instabilização de um talude ou encosta. Os agentes são subdivididos em predisponentes e efetivos.

Os agentes predisponentes são o conjunto de condições geológicas, geométricas e ambientais em que o movimento de massa irá ter lugar. Representam o pano de fundo para a ação que será deflagrada. Entre os agentes predisponentes, Guidicini e Nieble (1983) destacam:

- Complexo geológico: natureza petrográfica, estado de alteração por intemperismo, acidentes tectônicos (falhamentos, dobramentos), atitudes das camadas, formas estratigráficas, intensidade de diaclasamento, entre outros;
- Complexo morfológico: inclinação superficial, forma de relevo;
- Complexo climático-hidrológico: clima, regime de águas meteóricas e subterrâneas;
- Gravidade;
- Calor solar;

- Tipo de vegetação original.

Os agentes efetivos, segundo Guidicini e Nieble (1983), seriam o conjunto de elementos diretamente responsáveis pelo desencadeamento do movimento de massa. Os agentes efetivos foram divididos em efetivos preparatórios e/ou imediatos em função de sua forma de atuação (mais ou menos direta). Entre os agentes efetivos preparatórios destacam-se: erosão pela água ou vento, variação de temperatura, ação de fontes e mananciais, oscilação do lençol freático, ação humana, etc. Os agentes efetivos imediatos são: chuva intensa, fusão de gelo e neve, erosão, terremotos, ondas, vento, ação do homem, etc.

Tabela 3.10 *Checklist* de causas de movimentos de massa (Cruden e Varnes, 1996).

| 1.Causas geológicas | 2.Causas morfológicas | 3.Causas físicas | 4.Causas humanas |
|---|--|---|-----------------------------------|
| materiais fracos | levantamento tectônico ou vulcânico | chuvas intensas | escavações de taludes |
| materiais sensíveis | alívio por degelo | derretimento rápido de neve | sobrecarga no talude ou na crista |
| materiais intemperizados | erosão fluvial no pé do talude | precipitações prolongadas | rebaixamento dos reservatórios |
| materiais cisalhados | erosão por ondas no pé do talude | rebaixamentos rápidos (enchentes, marés) | desmatamento |
| materiais fissurados ou fraturados | erosão glacial no pé do talude | terremotos | irrigação |
| orientação desfavorável de discontinuidades (acamadamento, xistosidade, etc.) | erosão nas margens laterais | erupções vulcânicas | mineração |
| orientação desfavorável de discontinuidades estruturais (falhas, etc.) | erosão subterrânea (Solução e piping) | descongelamento | vibração artificial |
| Contraste de permeabilidade | deposição de cargas no talude ou na crista | intemperismo por congelamento e descongelamento | vazamento de água |
| Contraste de rigidez | remoção da vegetação (fogo, seca) | intemperismo por expansão e retração | |

Augusto Filho e Virgili (1998) resumem os principais fatores condicionantes dos processos de instabilização de encostas na dinâmica ambiental brasileira:

- Características climáticas, com destaque ao regime pluviométrico;
- Características e distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas/taludes, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas (xistosidade, fraturas, etc.);

- Características geomorfológicas, com destaque para inclinação, amplitude e forma do perfil das encostas (retilíneo, convexo e côncavo);
- Regime das águas de superfície e subsuperfície;
- Características do uso e ocupação, incluindo cobertura vegetal e as diferentes formas de intervenção antrópica das encostas, com cortes, aterros, concentração de água pluvial e servida, etc.

Na maioria dos processos de instabilização de encostas e taludes, atuam, concomitantemente, mais de um fator condicionante. A seguir, serão discutidos alguns condicionantes que estão diretamente relacionados às características geológico-geotécnicas das encostas e dos materiais envolvidos na sua instabilização.

3.2.2.1 Condicionantes Geológicos

Os condicionantes geológicos estão relacionados ao tipo e distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas como solos, depósitos superficiais, rochas e estruturas geológicas (acamadamento, xistosidade, fraturas, etc.).

Solos

Para Salomão e Antunes (1998), dependendo do enfoque e dos objetivos científicos, o solo tem sido interpretado de maneiras diferentes: produto do intemperismo físico e químico das rochas (Geologia); material escavável que perde sua resistência quando em contato com a água (Engenharia Civil); camada de terra arável, possuidora de vida microbiana (Agronomia).

Os processos de intemperismo, em climas tropicais e subtropicais, resultam em mantos de cobertura superficial de grandes espessuras, com a formação de zonas de resistência e permeabilidade diferentes que se relacionam diretamente com os mecanismos de escorregamento. O ângulo de atrito interno e a coesão, parâmetros determinantes da resistência ao cisalhamento, variam bastante, dependendo da gênese e características dos solos.

Uma série de outros parâmetros e propriedades dos solos influenciam, direta ou indiretamente, sua susceptibilidade aos movimentos de massa e ao tipo de instabilização atuante. Entre eles destacam-se: peso específico, porosidade, índice de vazios, mineralogia, granulometria, plasticidade, atividade, permeabilidade, compressibilidade e história de tensões.

Os solos, na maioria dos modelos de ruptura são tratados como homogêneos, porém seus comportamentos podem ser controlados por feições internas denominadas de macroestruturas. Estas feições podem estar associadas a estruturas reliquias do substrato rochoso como xistosidade, bandamento e estrutura de fluxo ou ao tipo de intemperismo e formação do solo.

Em climas tropicais, os processos de laterização podem induzir a formação de macroestruturas e características particulares dos solos, quanto aos parâmetros de resistência, índice de plasticidade, textura, etc., que resultam em comportamentos diferenciados em relação aos solos de clima temperado.

As classificações genéticas para solos, mais utilizadas em Geologia de Engenharia, são as geológicas e as pedológicas. Estas classificações auxiliam na interpretação da distribuição e do comportamento das diferentes camadas de solo em uma determinada área.

A classificação geológica, utilizada neste trabalho, corresponde à determinação da gênese do solo, com base na análise tátil-visual e em observações de campo acerca da forma de ocorrência (morfologia) e das relações estratigráficas com outras ocorrências, interpretando-se os processos responsáveis pela sua gênese e a rocha de origem.

O processo geológico formador do solo é o intemperismo, que consiste basicamente na desagregação e decomposição, *in situ*, da rocha subjacente, originando os solos chamados de residuais ou saprolíticos. A natureza dos solos residuais, ou seja, sua composição mineralógica e granulométrica, estrutura e espessura, dependem do clima, relevo, tempo e tipo de rocha de origem (Pastore e Fortes, 1998).

Caso, após o intemperismo das rochas, ocorra a erosão, o transporte e a deposição dos materiais, formam-se os solos transportados. Pastore e Fortes (1998), definem os seguintes tipos de solos transportados (Figura 3.14):

-aluviões: constituídos por materiais erodidos, retrabalhados e transportados pelos cursos d'água e depositados em seus leitos e margens, sempre em ambientes fluviais;

-terraços fluviais: são aluviões antigos, depositados quando o nível do curso d'água encontrava-se em posição superior ao atual. Em consequência, os terraços são encontrados em cotas mais altas que os aluviões e por isto, normalmente, não são saturados;

-coluviões: são depósitos de material inconsolidados, normalmente encontrados encobrindo encostas, formados pela ação da água e da gravidade. São depósitos pouco espessos (0,5 a 1m), compostos por misturas de solo e blocos de rocha pequenos (15 a 20cm), sendo normalmente encontrados recobrindo encostas como a Serra do Mar. Estes materiais

tem baixa resistência ao cisalhamento, podem apresentar movimentos lentos como rastejo e estão envolvidos na maioria dos casos de escorregamentos das encostas destas regiões;

-solos coluvionares: solos que recobrem divisores de água de regiões planas. Estes solos são compostos por materiais bastante homogêneos, com granulometria mais fina, tais como areias argilosas e argilas arenosas. Sua espessura varia entre 0,5 a 20m, apresenta freqüentemente uma estrutura porosa, baixos valores de SPT (1 a 6 golpes) e colapso de estrutura quando submetido à saturação e carregamento;

-tálus: são depósitos formados pela ação da água e, principalmente da gravidade, compostos predominantemente por blocos de rocha de tamanhos variados, envolvidos ou não por matriz areno-silto-argilosa, freqüentemente saturada. Ocorrem de forma localizada, com morfologia própria, ocupando o sopé das encostas de relevos acidentados. Podem apresentar movimentos do tipo rastejo.

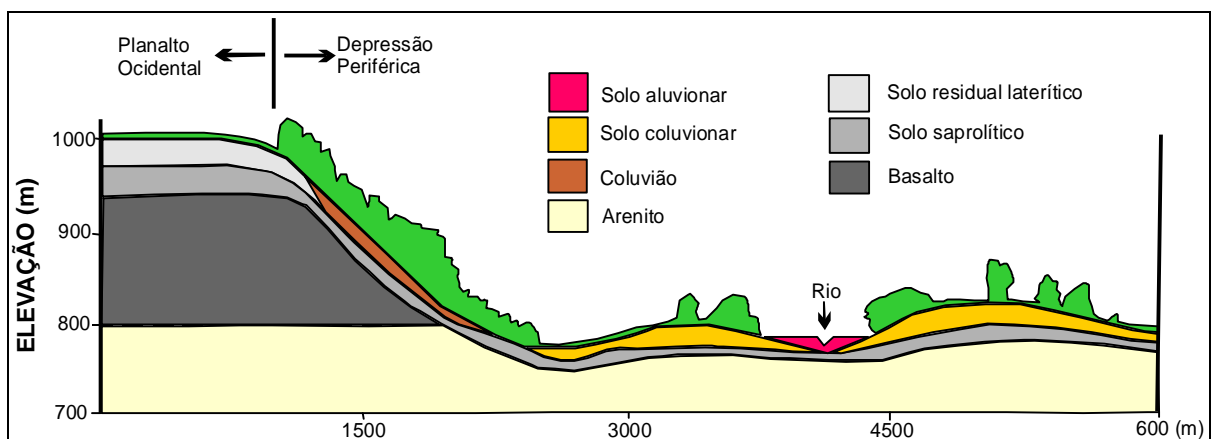


Figura 3.14 Seção esquemática com diversos tipos de solos na região da Serra Geral (Modificado de Pastore e Fortes, 1998).

Para Maciel Filho (1997), colúvios são depósitos de encosta que se deslocaram pela ação do próprio peso e por ação das águas da chuva, incluindo nesta definição os depósitos de tálus, constituídos por fragmentos de rocha. Para o autor, a melhor forma de se definir a distribuição dos vários tipos de solo é por meio de estudos e mapeamentos geomorfológicos, especialmente pela análise e interpretação de vertentes.

Lacerda (1985) trabalha com a seguinte definição de colúvio: depósito composto por blocos e/ou grãos de quaisquer dimensões, transportados principalmente por gravidade e acumulados no sopé ou a pequena distância de taludes mais íngremes ou escarpas rochosas. Para o autor, os depósitos de tálus, massas escorregadas, detritos de avalanche e suas

misturas, são um caso particular de colúvio. O termo colúvio é portanto muito abrangente e inclui praticamente todo o solo transportado existente em uma encosta natural.

São comuns os corpos de colúvios encontrarem-se saturados, por ocuparem linhas de drenagem ou base de encostas, de modo que suas estabilidades são bastante sensíveis às alterações do nível do lençol freático.

Maciços rochosos

As características e os comportamentos de interesse na análise de estabilidade em maciços rochosos envolvem a mineralogia, a textura, ângulo de atrito interno, fraturas, coesão, permeabilidade, deformabilidade e a gênese.

Nos taludes rochosos os mecanismos de instabilização são controlados pelo seu grau de alteração e pelas anisotropias existentes no maciço, tais como xistosidade, juntas, falhas e outras descontinuidades, cujas relações com os mecanismos de instabilização são regidas pelos seguintes fatores:

- distribuição espacial das descontinuidades, relação entre suas atitudes (direção e mergulho) e geometria dos taludes e encostas;
- presença e natureza dos materiais de preenchimento das descontinuidades;
- irregularidades nas superfícies das descontinuidades;
- cisalhamento e movimentações anteriores.

Pode-se afirmar que a estabilidade das massas rochosas é determinada, em grande parte, pelas descontinuidades geológicas que podem condicionar diretamente o mecanismo e a geometria da ruptura (Figura 3.15).

As estruturas geológicas também podem determinar comportamentos específicos dos maciços rochosos ligados à percolação de água e zonas preferenciais de alteração, que atuam na deflagração dos processos de instabilização.

Em maciços rochosos, o ângulo de atrito interno varia de acordo com o tipo de rocha e com a condição analisada: rocha intacta, zona de juntas e zonas já cisalhadas (ângulo de atrito residual).

Segundo Hoek e Bray (1981), a coesão de uma amostra de rocha intacta é cerca de duas vezes superior à resistência à tração desta mesma rocha. Esta resistência deve ser atribuída às ligações intergranulares e à cimentação dos grãos. Em massas rochosas, valores mais baixos de coesão são encontrados ao longo das descontinuidades preexistentes, podendo a coesão chegar a zero e a resistência ao cisalhamento ao longo das descontinuidades depender exclusivamente das características de atrito.

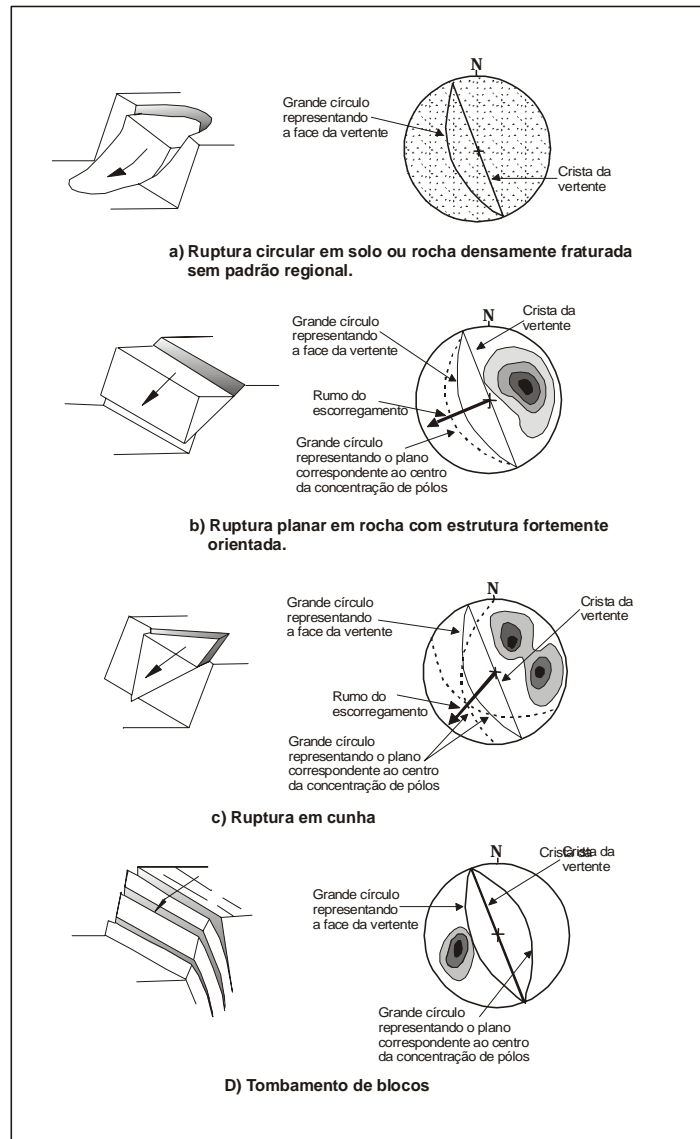


Figura 3.15 Tipos de ruptura decorrentes da distribuição espacial das discontinuidades nos maciços rochosos (Hoek e Bray, 1981).

3.2.2.2 Águas Superficiais e Subterrâneas

O reconhecimento, localização e quantificação dos fluxos de água nas encostas são de fundamental importância ao entendimento dos processos geomorfológicos, que governam as transformações do relevo sob as diversas condições climáticas e geológicas. As rotas preferenciais dos fluxos superficiais ou sub-superficiais definem os mecanismos erosivo-depositivos preponderantes e resultam da interação dos diversos fatores: bióticos (flora e

fauna), abióticos (clima, rocha, solo e posição topográfica) e antrópicos (uso do solo), que compõem o respectivo ambiente de drenagem.

A dinâmica das águas superficiais e subterrâneas relaciona-se diretamente com as chuvas e, portanto, estas influenciam a deflagração de processos de instabilização de taludes e encostas. O efeito das águas superficiais e subsuperficiais está relacionado à saturação do solo com a redução dos parâmetros de resistência ao cisalhamento por eliminação da sucção, com o desenvolvimento de poropressões e, secundariamente com o aumento do peso do solo.

Os índices pluviométricos críticos para a deflagração dos escorregamentos variam de acordo com o regime de infiltração do solo, a dinâmica das águas subterrâneas no maciço e o tipo de instabilização.

Guidicini e Iwasa (1976) propuseram faixas de periculosidade para deflagração de processos de escorregamentos utilizando o registro pluviométrico acumulado até a data do episódio de chuva intensa, o registro pluviométrico do episódio e a média anual de pluviosidade da região. Neste estudo os autores estabeleceram que eventos pluviométricos superiores a 20% da pluviosidade média anual são indicativos de alta possibilidade de deflagração de escorregamentos.

Os estudos de Tatizana *et al.* (1987) sobre os escorregamentos na Serra do Mar demonstraram a contribuição das chuvas para o desencadeamento destes processos. Segundo os autores, nem sempre as chuvas intensas relacionam-se a escorregamentos. A maioria dos casos daquela região estavam associados a um regime de chuva contínuo, de fraca intensidade, durante dois a quatro dias, alternados com períodos de chuvas de alta intensidade. Isto significa que os processos de escorregamentos têm início com a progressiva saturação dos solos por precipitações menos intensas, porém persistentes, que conseguem se infiltrar.

Para Wolle e Carvalho (1989), estudando os escorregamentos na Serra do Mar, são pelo menos dois os fatores pluviométricos condicionantes na deflagração dos escorregamentos: (i) a chuva que ocorre durante o evento e (ii) as chuvas precedentes ao evento. Para os autores, a ação combinada da chuva precedente e da chuva intensa, de curta ou média duração, é que resulta em um escorregamento. A configuração de uma “situação crítica” estaria intimamente associada às condições de pré-saturação do solo, ou seja, aos níveis de umidade em que o terreno se encontra quando submetido à infiltração.

Na Serra do Mar, Wolle e Carvalho (1989) verificaram que são necessárias chuvas diárias de no mínimo 180mm para deflagrar eventos mais significativos de escorregamentos em encostas naturais, desde que nos dias anteriores (2 a 3 semanas) tenham ocorrido chuvas

regulares. Por outro lado, chuvas diárias bem maiores ($>200\text{mm}$), após um longo período de estiagem, não conseguem deflagrar estes escorregamentos.

Para Augusto Filho e Virgili (1998), os escorregamentos em rocha tendem a ser mais suscetíveis a chuvas concentradas, enquanto os processos em solo dependem também dos índices pluviométricos acumulados nos dias anteriores.

A dinâmica das águas de subsuperfície ou subterrâneas é uma das responsáveis pela deflagração dos movimentos de encosta. Em problemas relacionados à estabilidade de encostas, somente uma parcela do sistema regional de fluxo interessa, ou seja, aquela que ocorre no seu interior.

Patton e Hendron Jr. (1974) discutem dois modelos de rede de fluxo subterrâneo para aquíferos livres em encosta, onde as linhas de fluxo convergem para o nível d'água na base da encosta (Figura 3.16). Segundo este modelo, a área de descarga, na base da encosta, sofreria impermeabilização, o que acarretaria um represamento das linhas de fluxo com a conseqüente elevação do nível d'água (N.A.) e das poropressões, podendo deflagrar os processos de escorregamentos.

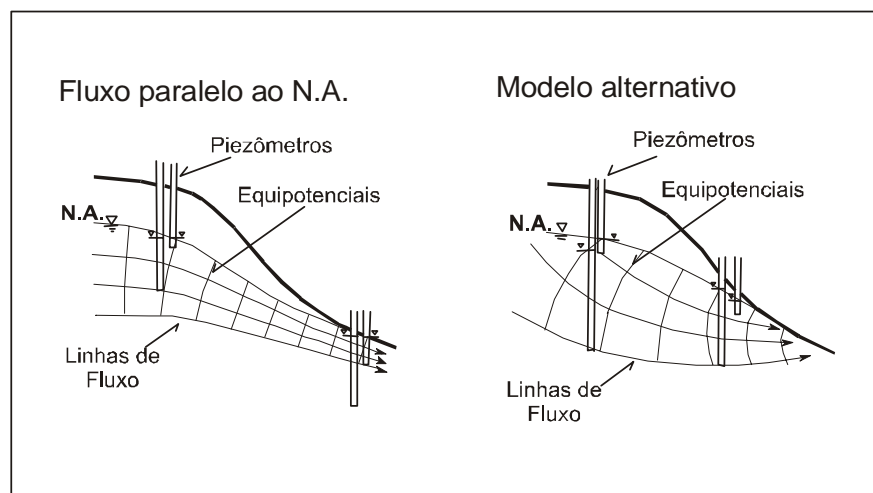


Figura 3.16. Modelos de rede de fluxo (modificado de Patton e Hedron Jr., 1974).

Patton e Hendron Jr. (1974), na Figura 3.17, apresentam uma comparação do fluxo d'água em encostas antes e depois de um escorregamento. Segundo os autores, estes materiais escorregados muitas vezes bloqueiam o fluxo normal da água, ocasionando novos processos de instabilidade.

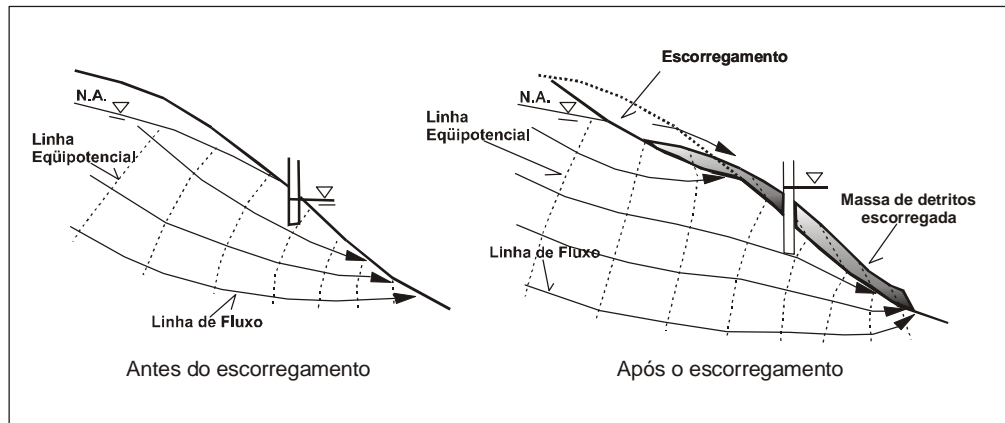


Figura 3.17 Fluxo de água em encostas, antes e depois de um escorregamento (modificado de Patton e Hedron Jr., 1974).

Deere e Patton (1971) discutem a variação do nível d'água em taludes de solo e rocha e a sua influência na estabilidade dos mesmos. Para os autores, nos taludes rochosos, o nível de água subterrâneo sofre alteamentos mais intensos do que nos maciços terrosos, em virtude da sua menor porosidade (Figura 3.18).

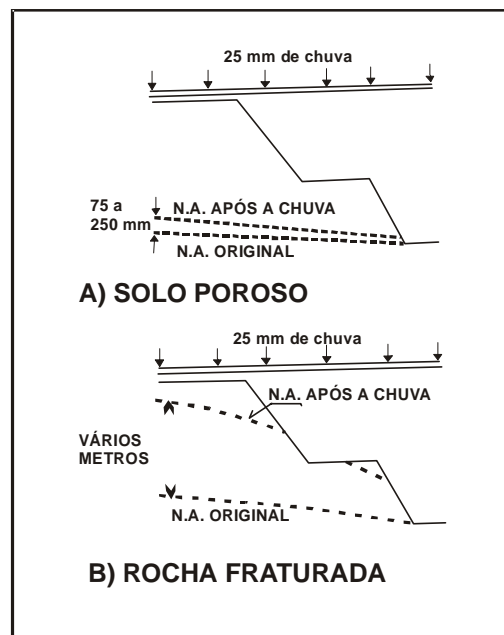


Figura 3.18 Variação do nível d'água em um talude de solo e num talude rochoso pouco fraturado (modificado de Deere e Patton, 1971).

3.2.2.3 Geomorfologia

O estudo das vertentes assume importância no âmbito das pesquisas geológicas por causa de dois motivos principais (Cristofolletti, 1980): i) o conhecimento e a compreensão dos

processos atuais leva-nos a interpretar os ambientes antigos e estudar a paleogeografia, com base no “Princípio do Atualismo” e, ii) os fenômenos atuantes sobre as vertentes, regulam o tipo de material a ser fornecido aos rios e aos demais meios de transporte de material detrítico. O tipo de material originado na fonte (vertente), poderá ser o tipo de material presente no ambiente de sedimentação.

Para Cristofolletti (1980), as vertentes constituem partes integrantes das bacias hidrográficas e não podem ser descritas de modo integral sem que se faça considerações a propósito das relações entre elas e a rede hidrográfica. A forma e o ângulo das vertentes deverão estar ajustados para fornecer a quantidade de detritos que o curso d’água pode transportar. Inversamente, os cursos d’água deverão estar ajustados para transportar a quantidade de material fornecido pelas vertentes.

Para Maciel Filho (1997), o estudo e mapeamento geomorfológico são o que melhor definem a distribuição dos vários tipos de solos, especialmente pela interpretação do tipo de vertente.

Lacerda (1985) apresenta uma relação entre os depósitos de colúvios e os diferentes tipos de taludes em uma bacia hidrográfica. Para o autor, as encostas apresentam linhas de cumeada normais à direção do vale principal, onde as espessuras dos colúvios são mínimas. Os colúvios costumam preencher os talwegues, através de movimentos de massa laterais.

3.2.2.3.1 Forma das vertentes

A descrição das vertentes fornece informações básicas necessárias à caracterização de determinada área e pode ser realizada em perfil ou em planta.

A forma das vertentes, segundo Summerfield (1997), é comumente representada por perfis bi-dimensionais. Estes perfis desenvolvem-se desde as linhas de drenagem, no pé do talude, até os divisores de água em seu topo.

A terminologia empregada para descrever as partes componentes de uma vertente é um assunto abordado por diversos autores. Um das terminologias mais utilizadas, para descrição de perfil de vertentes, foi desenvolvida por Derrau (1965), citada por Summerfield (1997) e Cristofolletti (1980), entre outros. Para o autor, o perfil típico de uma vertente apresenta uma convexidade no topo e uma concavidade na parte inferior, sendo que ambas são separadas por um ponto de inflexão ou por um segmento retilíneo (Figura 3.19).

Segundo Cristofolletti (1980), as formas geométricas do relevo, convexas, côncavas ou retilíneas, que resultam da ação de processos erosivos e/ou deposicionais no tempo, igualmente condicionam a espacialização dos processos erosivos-deposicionais subsequentes.

Dalrymple *et al.*, (1968), citados por Summerfield (1997) e Cristofolletti (1980) propuseram outra classificação para perfil de vertentes (Figura 3.20). Os autores consideram a vertente como um sistema complexo tridimensional, que se estende do interflúvio ao meio do leito fluvial e da superfície do solo ao limite superior da rocha não-intemperizada. A vertente é dividida em nove unidades, cada uma sendo definida em função da forma e dos processos morfogenéticos dominantes e normalmente atuantes sobre ela.

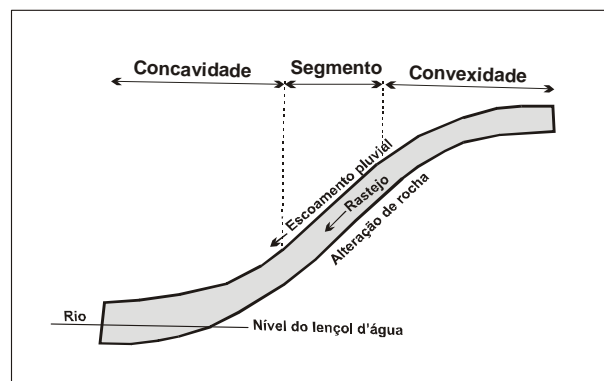


Figura 3.19 Composição de vertente normal (Derrau 1965, citado por Cristofolletti 1980).

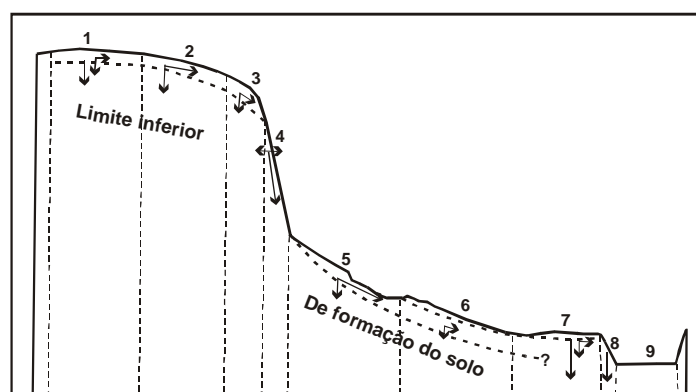


Figura 3.20 Modelo de vertente (Dalrymple *et al.*, 1968). As setas indicam direção e intensidade do movimento da rocha ou dos solos pelos processos geomórficos dominantes (Cristofolletti, 1980).

Todas as unidades podem ocorrer, embora na natureza poucas vertentes contenham todos os componentes. Na Tabela 3.11, são mostrados os diferentes processos morfogenéticos que tendem a predominar nas diversas unidades de vertente.

Tabela 3.11 Características de cada unidade de vertente (Dalrymple *et al.*, 1968 citados por Cristofolletti, 1980).

| Unidade da vertente | Processo geomórfico dominante |
|--|---|
| 1. Interflúvio (0° - 1°) | Processos pedogenéticos associados com o movimento vertical da água superficial. |
| 2. Declive com infiltração (2° - 4°) | Eluviação mecânica e química pelo movimento lateral da água subsuperficial. |
| 3. Declive convexo com reptação | Rastejo de solo e formação de terracetes |
| 4. Escarpa (ângulo mínimo de 45°) | Quedas, deslizamentos, intemperismo químico e mecânico. |
| 5. Declive intermediário de transporte | Transporte de material por movimentos de massa (fluxo, rastejo, etc.), formação de terracetes, ação da água superficial e subsuperficial. |
| 6. Sopé coluvial (ângulos entre 26° e 35°) | Redeposição de material pelos movimentos de massa e escoamento superficial, formação de cones de dejeção, transporte de material, rastejo, ação subsuperficial da água. |
| 7. Declive aluvial (0° - 4°) | Deposição aluvial, processos oriundos do movimento subsuperficial da água. |
| 8. Margem de curso d'água | Corrasão, deslizamento, queda |
| 9. Leito do curso d'água | Transporte de material para jusante pela ação da água superficial, gradação periódica e corrasão. |

A forma assumida pelas curvas de nível e sua seqüência altimétrica, crescente ou decrescente, permitem a reconstrução tridimensional do relevo que elas representam. Segundo seu perfil, uma superfície inclinada pode assumir três formas (Figura 3.21), que constituem os tipos elementares de vertentes (Archambault *et al.*, 1968, citados por Müller Filho e Sartori, 1999):

- Vertente Retilínea: seu perfil é uma linha reta; as curvas de nível que a representam têm igual afastamento, isto é, a distância horizontal, medida sobre a carta, é a mesma entre todas elas;

- Vertente Côncava: o perfil é uma linha côncava, arqueada para baixo; as curvas de nível são mais próximas no topo e mais afastadas na base da vertente. O afastamento gráfico entre as curvas de nível aumenta à medida que as altitudes decrescem;

- Vertente Convexa: o perfil é uma linha convexa, arqueada para cima; a medida que as altitudes decrescem, o afastamento entre as curvas de nível torna-se cada vez menor.

As vertentes mostram suas curvas de nível com traçado retilíneo, uma vez que representam uma superfície que não tem arqueamento lateral (Figura 3.21).

As vertentes mais comuns na natureza são as do tipo composta, cujo perfil enquadra-se em um dos tipos elementares e sua configuração volumétrica corresponde a uma superfície arqueada.

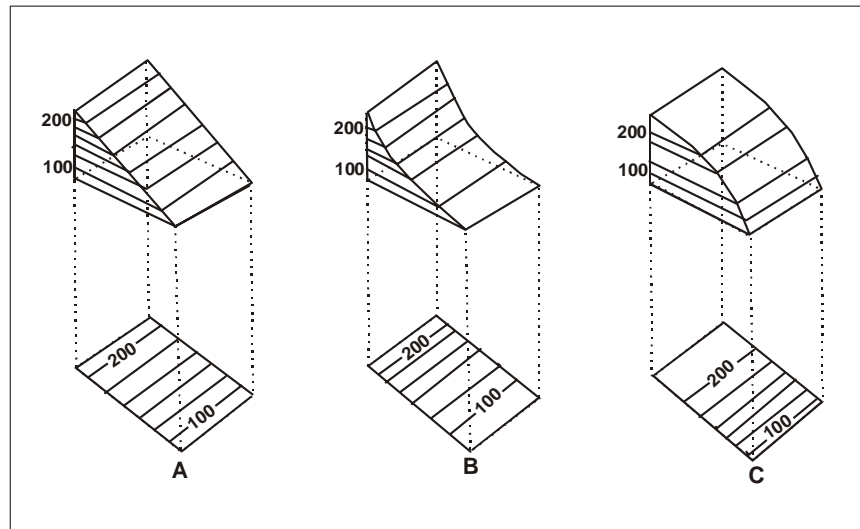


Figura 3.21 Tipos elementares de vertentes: A) Vertente Retilínea; B) Vertente Côncava e C) Vertente Convexa. (Archambault *et al.*, 1968, citados por Müller Filho e Sartori, 1999)

Troeh (1965), citado por Cristofolletti (1980), definiu quatro tipos básicos de vertentes compostas de acordo com: i) a forma de suas radiais que são linhas longitudinais que acompanham a declividade da vertente e determinam seu perfil e ii) a forma de seus contornos definidos pelas linhas transversais à inclinação do terreno que correspondem às curvas de nível. As cartas topográficas representam somente os contornos. As vertentes compostas são, portanto, configuradas pelo “desenho” das curvas que define o arqueamento transversal da vertente e pelas variações do afastamento gráfico entre as mesmas curvas, que informarão sobre o arqueamento longitudinal da encosta.

Os contornos e os radiais podem ser tanto côncavos como convexos. Os contornos exprimem o sentido de curvatura do terreno, onde contornos côncavos correspondem a depressões e os convexos a elevações do terreno. Quando o contorno é côncavo, as curvas de nível se fecham de modo que as cotas mais altas envolvem as mais baixas. Nos contornos convexos, as curvas de nível mais baixas envolvem as mais altas.

Uma radial é côncava se as curvas de nível se tornam mais próximas uma das outras em direção a montante e, convexa, se as curvas se tornam mais próximas em direção à jusante.

Da combinação de contornos e radiais, Troeh (1965), citado por Cristofolletti (1980), definiu quatro tipos básicos de vertentes compostas (Figura 3.22):

- I – vertentes com radiais convexas e contornos côncavos;
- II – vertentes com radiais côncavas e contornos côncavos;

- III – vertentes com radiais convexas e contornos convexos;
 IV – vertentes com radiais côncavas e contornos convexos.

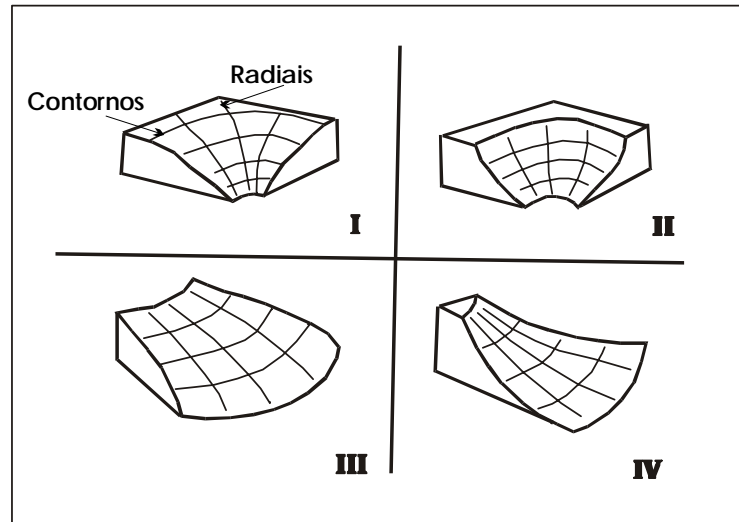


Figura 3.22 Tipos de vertentes compostas segundo Troeh (1965), citado por Cristofolletti (1980).

Embora a forma das vertentes seja convencionalmente descrita em termos bidimensionais, é preciso lembrar que elas são componentes tridimensionais da superfície terrestre. A forma da vertente em planta, segundo Summerfield (1997), é importante, porque a curvatura de contorno tem um efeito significativo na “lavagem do talude”, uma vez que nos contornos convexos, o fluxo laminar será dispersado em direção à base do talude e, conseqüentemente, a erosão será minimizada. Em vales onde os contornos são côncavos, o fluxo se concentrará na base do talude e a erosão será mais efetiva (Figura 3.23).

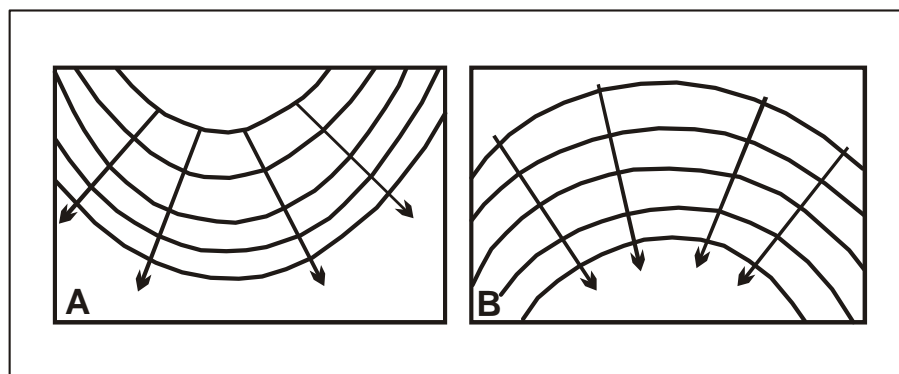


Figura 3.23 Efeito da curvatura de contorno das vertentes em planta, no fluxo laminar e erosão: A) contorno convexo, fluxo laminar disperso; B) contorno côncavo, fluxo concentrado (Modificado de Summerfield, 1997).

Com base nas unidades de vertentes em planta: retilíneas, côncavas e convexas, bem como em perfil, Summerfield (1997) propôs nove combinações para vertentes compostas (Figura 3.24).

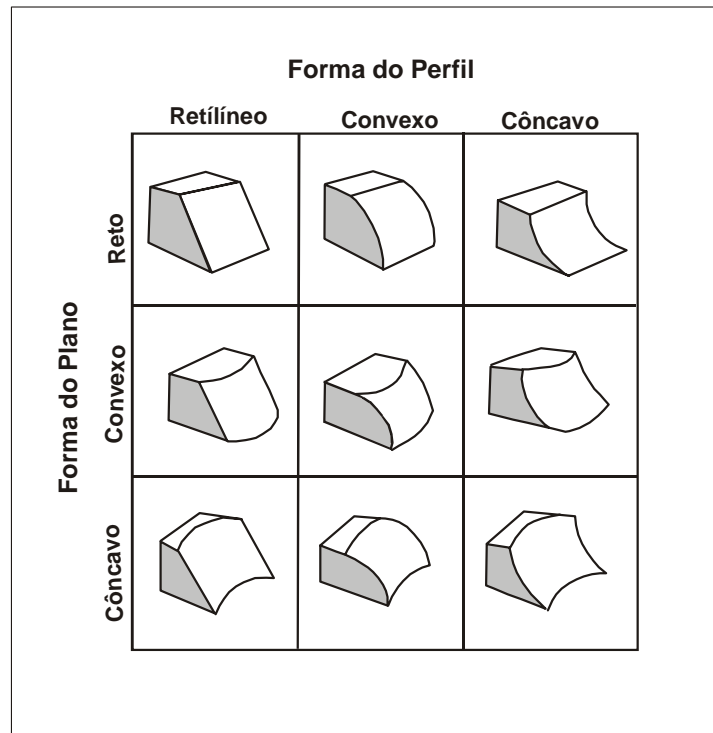


Figura 3.24 Nove formas 3D possíveis para vertentes compostas (Summerfield, 1997).

Müller Filho e Sartori (1999) sugerem uma inversão na ordem dos elementos de classificação de Troeh, baseados no fato de que, ao trabalhar com cartas topográficas, os elementos essenciais são as curvas de nível e portanto sugerem uma nova classificação (Figura 3.25):

A – Vertentes com contornos côncavos e radiais convexas: as curvas de nível tornam-se mais afastadas para montante e tendem a se fechar para jusante. Ex: depressão fechada com perfil convexo;

B – Vertentes com contornos côncavos e radiais côncavos: as curvas de nível aproximam-se para montante e tendem a se fechar para jusante. Ex: depressão com perfil côncavo;

C – Vertentes com contornos convexas e com radiais convexas: as curvas de nível aumentam seu afastamento para montante, ao mesmo tempo que tendem a se fechar também para montante. Ex: elevação com perfil convexo;

D – Vertentes com contornos convexos e com radiais côncavas: as curvas de nível aproximam-se uma das outras para montante, e tendem a se fechar na mesma direção.

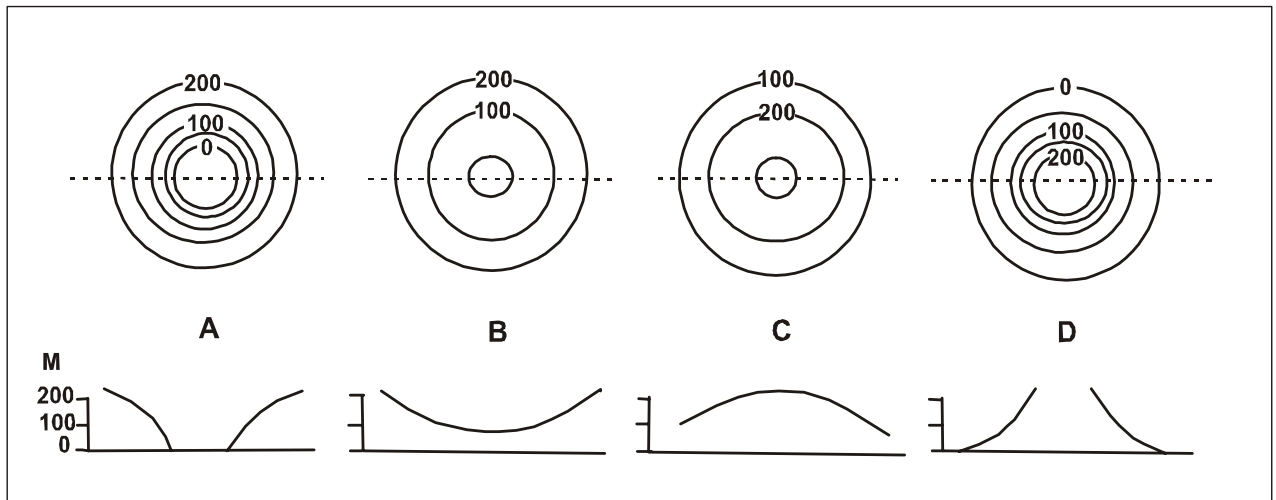


Figura 3.25 Classificação de vertentes compostas (Müller Filho e Sartori,1999),

Segundo Summerfield (1997), numerosos fatores controlam a forma das vertentes e os contrastes mais importantes ocorrem entre taludes de rocha e solos:

- Em clima tropical úmido os taludes em rochas têm sua resistência significativamente reduzida pelo intemperismo. Em tais ambientes são comuns os depósitos de tálus acumulados na base dos taludes em rocha. A espessura dos depósitos de tálus reflete o balanço entre o suprimento e a remoção do material ao longo do tempo. No seu estágio inicial, o tálus tende a se desenvolver de forma convexa. Deslizamentos e escorregamentos destes depósitos tendem a desenvolver um perfil côncavo.

A forma dos taludes em rocha é influenciada pelas propriedades estruturais e litologia. A presença de juntas de alívio pode gerar perfis convexos, enquanto camadas alternadas de várias resistências podem originar formas de vertentes compostas.

-Taludes em solo: em taludes de solo são comuns os perfis retilíneos gerados por processo de movimentos de massa do tipo *debris*, a uma profundidade relativamente constante.

Os segmentos convexos normalmente ocorrem na crista dos taludes. A causa desta convexidade foi atribuída a movimentos do tipo rastejo de solo por Gilbert (1909), citado por Summerfield (1997).

Os segmentos côncavos estão normalmente associados à lixiviação e deposição de tálus. No caso dos taludes lixiviados, há um aumento no fluxo de água em direção à base do talude por causa do aumento da contribuição a partir do divisor de águas.

Os taludes naturais em solo (na ausência de cortes) são convexo-côncavos em perfil, com uma predominância de processos como erosão por chuva e rastejo na parte superior.

No Brasil, trabalhos pioneiros envolvendo o estudo de vertentes foram desenvolvidos pelo IPT (1979), quando elaborou a cartografia geotécnica dos morros de Santos e São Vicente no Estado de São Paulo.

Wolle e Carvalho (1989) estabeleceram uma compartimentação morfológica para diversas áreas localizadas na Serra do Mar, relacionando-as a eventos de escorregamentos.

Colangelo (1995) discute o comportamento das forças (tensão/resistência) que atuam nos taludes, de acordo com o tipo de vertente (convexa, côncava, retilínea), material e processos dominantes.

3.2.2.4 Efeitos da Vegetação

O efeito da vegetação na estabilidade de taludes é interpretado de duas maneiras por diferentes autores. Alguns estudos destacam o papel estabilizador da vegetação, enquanto outros demonstram que a vegetação contribui para a instabilização das encostas.

Para Varnes (1984), a vegetação pode originar efeitos negativos na estabilidade de encostas por : i) aumentar a sobrecarga vertical nos taludes; ii) aumentar a ação da força dos ventos nas árvores causando um momento de tensões cisalhantes na superfície de ruptura e, iii) desagregar o solo através da ação das raízes que dilatam as “trincas” e favorecem a infiltração.

Para Thomas (1994), há muitos estudos que mostram um aumento da velocidade de erosão resultante da remoção da cobertura vegetal porém os efeitos destas mudanças na incidência de movimentos de massa são pouco claras. O autor cita alguns trabalhos desenvolvidos em cidades como Hong Kong (Lumb, 1975) e Rio de Janeiro (Jones, 1973) em que houve evidências de aumento de escorregamentos em áreas construídas, onde o perfil natural foi alterado.

Para alguns autores como Prandini *et al.* (1997), a vegetação promove a estabilidade pois : i) reduz a ação dos agentes climáticos, protegendo o solo das precipitações, vento e irradiação solar; ii) retém uma quantidade razoável de água da chuva e elimina água por meio

da evapotranspiração; iii) o escoamento superficial e a erosão diminuem e há um aumento da resistência ao cisalhamento no talude graças às raízes das plantas.

Wolle (1986), em seu estudo sobre os efeitos provocados pela poluição na cobertura vegetal da Serra do Mar, no município de Cubatão, observou que a vegetação nas áreas de encostas próximas da cidade estava degradada e, nestes locais, concentraram-se os principais escorregamentos de solo da região.

De Ploey e Cruz (1979) descreveram rupturas de grande escala que ocorreram em áreas vegetadas na Serra do Mar. Nestas rupturas, as raízes da árvores estavam confinadas a uma profundidade média de 3m chegando a 5m em árvores de maior porte. Segundo os autores, as raízes das plantas têm a função de aumentar a infiltração e distribuir o fluxo d'água, possibilitando a ocorrência de rupturas de taludes por promover um aumento da poropressão e redução da coesão.

Greenway (1987) revisou um grande número de estudos neste campo e classificou os efeitos da vegetação, na estabilidade de taludes, em dois tipos: i) hidrológico e, ii) mecânico indicando a influência de cada um deles como adversa ou benéfica (Tabela 3.12).

Tabela 3.12 Efeitos adversos e benéficos da vegetação na estabilidade de taludes (Greenway, 1987).

| Efeitos Hidrológicos | Influência |
|---|-------------------|
| - A interceptação das chuvas pelas folhas resulta em absorção e evaporação reduzindo a água disponível para a infiltração e redução da energia das gotas de chuva e consequentemente da erosão; | Benéfica |
| - Caules e folhas, interagindo com o fluxo de superfície, resultam em maior volume de água armazenada; | Adv./Ben. |
| - Caules e folhas causam irregularidade no fluxo de água, reduzindo a sua velocidade. | Benéfica |
| - As raízes provocam aberturas no solo facilitando a infiltração; | Adversa |
| - As raízes retiram a umidade do solo que é perdida na atmosfera via transpiração, reduzindo a poropressão e consequentemente aumentando sua resistência; | Benéfica |
| - As raízes aumentam a dissecação do solo por craqueamento, resultando em aumento da permeabilidade. | Adversa |
| Efeitos mecânicos | Influência |
| - Raízes reforçam os solos, resultando em aumento da resistência ao cisalhamento, | Benéfica |
| - Raízes restringem a movimentação do solo, reduzindo a erodibilidade; | Benéfica |
| - Raízes que penetram a grandes profundidades (estrato firme) produzem ancoragem e suporte para as camadas de solo acima delas; | Benéfica |
| - O peso das árvores gera uma sobrecarga no talude, aumentando a força normal e consequentemente sua força de estabilização; | Adv./Ben. |
| - A vegetação quando exposta ao vento, transmite forças dinâmicas ao solo; | Adversa |
| - Caules e folhas cobrem a superfície do solo protegendo-o contra a erosão. | Benéfica |

Para Thomas (1994), em condições de chuva moderada, os efeitos hidrológicos da vegetação conferem maior estabilidade nos taludes, pois o escoamento superficial é reduzido pelo aumento da infiltração e interceptação e a umidade do solo diminui, por evapotranspiração. Por outro lado, em eventos de chuvas extremas, a rápida infiltração pode aumentar a poropressão e aumentar a possibilidade de rupturas. Segundo o autor, os efeitos mecânicos agem, em sua maioria, de forma benéfica para reforçar a estabilidade dos taludes, pois as raízes possuem tensão cisalhante e propriedades de atrito e podem se fixar em estratos mais firmes, ancorando o solo acima delas.

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA DA ÁREA

O mapeamento geológico e estrutural descrito aqui foi limitado às unidades vulcânicas básicas devido a três fatores: (i) a grande dimensão da bacia do Rio Três Forquilhas, o que demandaria muito tempo para a sua execução, (ii) a construção da estrada se desenvolver atualmente sobre este tipo de rocha e (iii) os maiores problemas de instabilizações de encosta ocorrerem neste trecho.

4.1 METODOLOGIAS PARA MAPEAMENTO GEOLÓGICO

A caracterização geológica e estrutural das rochas do vale do Rio Três Forquilhas foi realizada em várias etapas de trabalho. A primeira etapa consistiu de uma revisão bibliográfica sobre as rochas vulcânicas da Bacia do Paraná para se estabelecer uma base de conhecimento sobre os aspectos geológicos e estruturais daquela região.

Para caracterização geotécnica das rochas foi utilizada a proposta de classificação de Figueró (1997), criada para atender às necessidades de uma padronização de conceituações durante as obras da rodovia (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 Nomenclatura utilizada para classificação das rochas (Figueró, 1997).

| | |
|----|------------------------------------|
| R1 | Rocha resistente pouco fraturada |
| R2 | Rocha resistente muito fraturada |
| R3 | Rocha hidrotermalizada amigdalóide |
| R4 | Brecha vulcânica |
| R5 | Vitrófito |
| R6 | Rocha fraca muito alterada |
| R7 | Rocha com estrutura de fluxo |

Para reconhecimento das principais estruturas regionais, feições geomorfológicas e depósitos superficiais, foram utilizadas fotografias aéreas nas escalas 1:110.000 e 1:20.000. Estes dados foram transportados para mapas topográficos na escala 1:50.000. A partir desta etapa, iniciou-se o mapeamento geológico e estrutural propriamente dito.

O mapeamento geológico da área desenvolveu-se em diferentes épocas, ao longo de dois anos. O mapeamento de detalhe, realizado por meio de perfis geológicos ao longo da estrada, teve como objetivo principal a caracterização lito-estrutural das unidades vulcânicas e de suas alterações bem como a compreensão da estratigrafia dos derrames.

No mapeamento geológico foram analisados: (i) tipo de rocha e sua posição dentro do derrame, (ii) estruturas de fluxo de lava, (iii) padrões de intemperismo e distribuição da alteração intempérica, (iv) zonas potenciais de instabilidade de taludes em rocha, (vi) presença de fluxo de água, (vii) caracterização dos depósitos superficiais e dos perfis de alteração e (viii) classificação geotécnica da rocha.

Para a determinação da estratigrafia dos derrames (empilhamento), utilizou-se como base o perfil morfológico vertical para derrames básicos descrito por Roisenberg & Viero (2000). A espessura dos derrames foi obtida utilizando-se um altímetro de precisão e a seguir confirmada por meio de topografia onde obteve-se as cotas de topo de cada derrame.

Com exceção do derrame D2, todos os demais foram amostrados e, de cada amostra, foi confeccionada uma lâmina delgada, algumas delas orientadas, utilizadas posteriormente na caracterização das microestruturas de fluxo e no reconhecimento da composição e distribuição dos minerais de alteração, por meio de microscópio petrográfico. Foram realizadas análises de difração de raios X da rocha alterada e do solo residual, para a caracterização dos minerais de alteração.

Na descrição petrográfica foram utilizados alguns termos técnicos texturais que estão apresentados na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 Termos técnicos utilizados nas descrições petrográficas (Bard, 1986; Hughes, 1986 e Williams *et al.*, 1982)

| Termo utilizado | Descrição |
|------------------------|---|
| Afanítica | rocha de granulação fina cujos minerais não podem ser identificados em análise macroscópica |
| Fanerítica | rocha de granulação fina a média, cujos minerais podem ser identificados em análise macroscópica |
| Afírica | rocha com minerais de tamanho homogêneo ou com variação contínua num estrito intervalo granulométrico |
| Porfírica | rocha que contém fenocristais reconhecíveis em análise macroscópica |
| Micropófira | rocha que contém fenocristais não reconhecíveis em análise macroscópica (microfenocristais) |
| Intersertal | textura caracterizada pela presença de vidro residual ocupando os espaços intercristalinos |
| Antioftica | feição textural caracterizada por inclusões de cristais de clinopiroxênio em cristais de plagioclásio. Este arranjo cristalino identifica a ordem de cristalização dos minerais da rocha, indicando a formação do clinopiroxênio anterior à do plagioclásio na consolidação magmática |
| Hialocristalina | rocha que possui vidro como principal fase e cristais em menor volume |
| Perlítica | feição representada por microfraturas conchoidais em material vítreo |

Os dados referentes ao mapeamento geológico estão representados em um mapa geológico (Anexo A), onde constam as principais estruturas regionais e as unidades geológicas mapeadas.

O “empilhamento” dos vários derrames está representado em uma coluna estratigráfica (Anexo B) onde consta a espessura de cada um deles, estruturação interna e classificação geomecânica.

4.2 MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O mapeamento geológico foi realizado ao longo da RS-486, na área de exposição dos derrames básicos, que se distribuem entre as cotas de -5 metros (dados de sondagens da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) até 540 metros de altitude, onde inicia a seqüência vulcânica ácida (Anexos A e B).

Na cota de 760m, foi encontrado um derrame basáltico intercalado com as unidades ácidas que finalizam o pacote vulcânico nesta região. Os limites interderrames foram definidos ao longo do traçado da rodovia e extrapolados para a toda a bacia do Rio Três Forquilhas, adotando-se a mesma cota ao longo do vale.

A seqüência vulcânica básica é formada por 18 derrames localizados entre as cotas 4 e 540m, com espessuras médias em torno de 30 metros e valores extremos que variam de 8 e 50 metros. Na interface dos derrames 1 e 2, ocorrem *intertraps* de arenitos eólicos da Formação Botucatu com espessuras que podem alcançar mais de dez metros. Um *sill* de diabásio com aproximadamente 15m de espessura, caracterizado por juntas de contração colunares perfeitas e densas foi encontrado na interface dos derrames 1 e 2 (cota aproximada de 20m). O perfil estratigráfico detalhado destas rochas é apresentado no Anexo B.

4.2.1 Aspectos de Campo

O perfil morfológico vertical característico dos derrames básicos da Rota do Sol mostra, na base, uma zona com diáclases horizontais (que podem estar ausentes), sendo que alguns derrames possuem uma brecha de base caracterizada por lava fragmentada em uma matriz siltico-argilosa de cor avermelhada.

A parte central é mais espessa e apresenta fraturas de resfriamento do tipo colunado. Acima existe outra zona de diáclases horizontais que, na maioria dos derrames, é pouco pronunciada. Tanto na porção de base como na porção intermediária, alguns derrames apresentam amígdalas e vesículas esparsas.

O topo é vesículo-amigdalares com amígdalas e vesículas de diversos tamanhos, onde também são comuns as brechas amigdalares com cimento de zeolita. A maioria dos derrames possui uma pronunciada estrutura de fluxo junto à zona amigdalares de topo.

As estruturas de fluxo são salientadas pela alteração, especialmente na zona vesículo-amigdalares de topo que apresenta uma maior porosidade. As estruturas de fluxo apresentam interfaces internas que geram descontinuidades físicas e que também são caminhos preferenciais de percolação de água. Em escala mesoscópica, as estruturas de fluxo aparecem como estrias descontínuas na rocha sã. Em alguns derrames é possível observar porções de rocha maciça envoltas por estrutura de fluxo sendo que, na maioria das vezes, esta mergulha no sentido do eixo da rodovia.

O contato da rocha alterada com o solo residual geralmente é marcado pela presença de um nível de argila de cor verde (esmectita). Tanto a rocha alterada como o solo residual, comumente apresentam estrutura de fluxo. No solo residual a estrutura de fluxo é marcada por níveis milimétricos de argila esmectita.

Os depósitos de tálus são comuns na base das escarpas retilíneas verticais. Os depósitos de tálus são compostos de grandes blocos que se desprendem das escarpas com perfil retilíneo vertical e se depositam em locais onde o perfil passa a ser retilíneo plano.

Os corpos de colúvio ocorrem geralmente na média a baixa encosta, em vertentes com perfis retilíneos planos ou convexos e mostram em sua grande maioria sinais de rastejo. São compostos por blocos de rocha imersos em uma matriz siltico-argilosa e em muitos locais, apresentam uma camada de argila esmectita de cor verde em sua base no contato com o solo residual. Em locais como o baixo vale do Rio Três Forquilhas, os depósitos de colúvio recobrem os depósitos aluvionares.

Os depósitos de leques aluviais, compostos de seixos e areias, são comuns na confluência dos arroios subsidiários, como por exemplo o do Padre, com o Rio Três Forquilhas. Os leques aluviais cobrem os depósitos aluvionares que estão presentes ao longo do médio/baixo curso do Rio Três Forquilhas.

Os depósitos aluvionares são constituídos por camadas argilosas de cor preta, localmente impregnadas por matéria orgânica, intercaladas com barras arenosas e depósitos de seixos arredondados de composição vulcânica ácida e básica. Todo este conjunto de

materiais é freqüentemente inundado nos períodos de elevada pluviosidade, gerando depósitos de planície de inundação. Um perfil esquemático mostrando as rochas vulcânicas e formações superficiais pode ser visto na Figura 4.1.

4.2.2 Petrografia dos basaltos

Os basaltos cortados pela Rota do Sol geralmente apresentam cores cinza escuro quando são e vermelho amarronzado a esverdeado quando alterados. A textura   afanítica a fanerítica fina, com tipos afíricos e microp rfiros, em alguns casos gl mero-pórfiros, com fenocristais de plagioclásio, augita, pigeonita, ilmenita e rara olivina pseudomorfizada para argilas. Os fenocristais representam em média 8% do volume da rocha. Alguns derrames também possuem a textura intersertal, caracterizada por resíduo vítreo a sub-vítreo ocupando os espaços entre os cristais aciculares de apatita, quartzo e feldspato alcalino.

Os basaltos afíricos possuem granulação fina e são compostos por aproximadamente 70% de plagioclásio, 27% de piroxênio, 2% de óxidos met licos e 1% de resíduo intersertal. A alteração concentra-se, principalmente, no resíduo de cristalização, sob a forma de manchas irregulares e bandas com argilas e óxidos de ferro que marcam a estrutura de fluxo na escala microscópica. Os cristais de plagioclásio têm hábito tabular a prismático, com orientação paralela ao fluxo nas adjacências dos planos de cisalhamento (interfaces de planos de fluxo) e orientação oblíqua quando distante deles.

Nos basaltos microp rfiros e gl mero-pórfiros, a fração modal de fenocristais alcança em média 8% do volume da rocha, sendo a assembléia composta de plagioclásio, augita, pigeonita e, subordinadamente, olivina pseudomórfica. Os fenocristais apresentam-se orientados segundo a estrutura de fluxo, porém a matriz tem aspecto similar   dos basaltos afíricos. As características mais marcantes da alteração intempérica são a neoformação de argilas sobre os plagioclásios e de argilas e óxidos de ferro sobre os piroxênios, olivinas e o resíduo de cristalização.

A alteração hidrotermal ocorre preenchendo estruturas tais como planos de fluxo, amígdalas e fraturas e como pseudomorfose de argila sobre a olivina. O preenchimento hidrotermal é composto por zeolitas e celadonita (Figueró, 1998) e, subordinadamente, por apofilita, calcedônia, calcita e rara selenita. Algumas vezes as amígdalas, cujos tamanhos variam tipicamente entre 0,5 mm e 5 cm de diâmetro, apresentam alongamento paralelo à estrutura de fluxo, o que evidencia a deformação sofrida durante a sua formação.

PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO Rochas Vulcânicas e Depósitos Superficiais

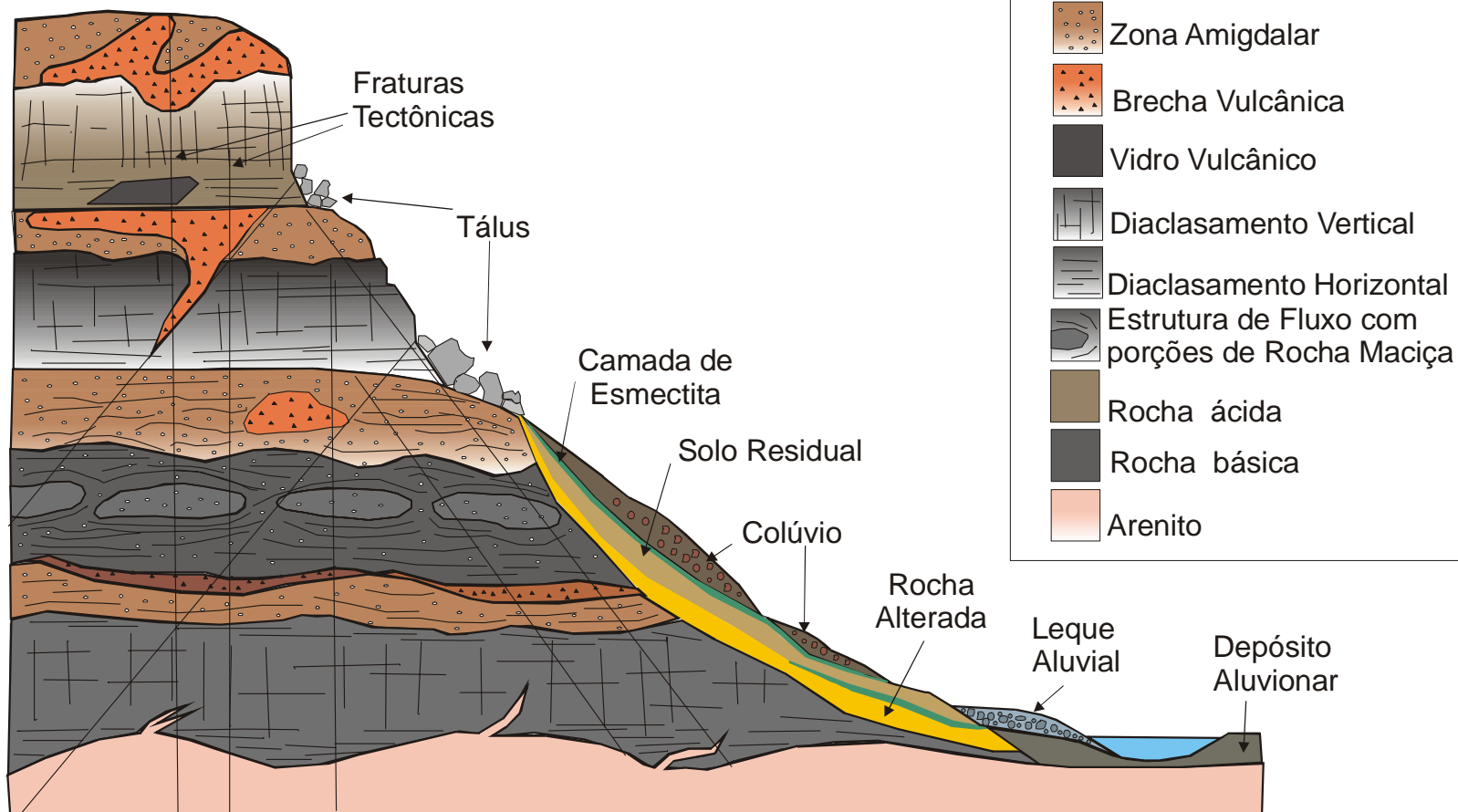


Figura 4.1 Perfil geológico esquemático

4.2.3 Descrição dos Derrames Básicos

Os derrames foram numerados seqüencialmente da base (D1) para o topo (D18). A coluna estratigráfica com as características petrográficas dos derrames mapeados é apresentada no Anexo B e um resumo de suas principais características encontra-se na Tabela 4.3.

DERRAME 1: cota do topo = 20m; espessura = 20m.

Rocha de composição basáltica que aflora sob a forma de lajeado em um terreno à beira da estrada, ao sul do Arroio Bernardes até o arroio Três Pinheiros (Figura 4.2). O afloramento é cortado por fraturas de direção 130° e mergulho sub-vertical. O espaçamento entre as fraturas é da ordem de 10 a 20 cm e a abertura dos planos de fratura varia entre aberta a fechada. Próximo a este local foi encontrado um afloramento do tipo lajeado, capeado por restos de arenito Botucatu intertrápico.



Figura 4.2 Afloramento do D1 dentro do Arroio Três Pinheiros.

Descrição Petrográfica:

Amostra do meio do derrame, onde a rocha tem cor cinza escura, textura afanítica, com amígdalas de tamanhos pequenos (>2mm), preenchidas por zeolitas.

Constituição mineralógica:

Plagioclásio: microfenocristais (0,8mm) = 5%; matriz = 24%

Piroxênio : microfenocristais = traços; matriz = 2%

Opacos = 1%

Tabela 4.3 Resumo das principais características geológicas e geotécnicas de cada derrame.

| Derrame Cota topo- espessura(m) Km - lote | Litologia | | | Estruturas | | Parâmetros Geotécnicos | | | | Observações |
|--|---|----------------------|------------------------------------|----------------------------|---|------------------------|-------------|------------|--------------------|---|
| | Topo | Meio | Base | Contato Interder. | Fraturas/Falhas/Diáclases Frt. / F. / D. | Grau. alter. | Grau. frat. | Pres. água | Class. Geom. | |
| D1 20m- 20m 15+100 -LI | Não obs. | Basalto compacto | Não obs. | Não obs. | -Frt. 130°/85°-90° | II | P-Med | IV | R1 | Contato com arenito |
| D2 60m-40m 13+800-LI | Amigd. | - | - | - | - | - | - | - | R3,R6 | |
| D3 104m-44m -1+000-LII | Amigd., Brecha Vulc. | Basalto compacto | Basalto Amigd. | - | -D. vertical e horizontal | II e III | P | III | R3, R7, R1 | |
| D4 167m-63m -1+600-LII | Amigd., Brecha Vulc. | Amigd., Est.fluxo | Brecha Vulc. | Sinuoso | -F. E-W/90°; Frt. NE/58°, NE 20° -Est.fluxo NW/20-50° | III-IV | P | III a IV | R3, R7, R1, R6 | -Est. Fluxo com esmectita; -Cataclase E-W |
| D5 179m-12m 3+500-LII | Amigd., Brecha Vulc. | Basalto Amigd. | Basalto Amigd. | Sinuoso c/ fluxo d'água | -D. vertical e horizontal -Frt. E-W/80-90°; NE/60°; | II | P | III a V | R4, R1, R3 | |
| D6 211m-32m 3+800-LII | Amigd., Brecha Vulc. Est.fluxo | Basalto compacto | Basalto Amigd. | Sinuoso c/ fluxo d'água | -F. 90°/90° -Frt. 160°/40°; 135°/30° -D. vertical e horizontal -Est.fluxo 315°/30° | II e III | P-Med | III a IV | R4, R2, R1, R7, R3 | -Contato solo res./colúvio com fluxo d'água -Est. Fluxo c/ esmectita -Catáclase 90/90 |
| D7 239m-38m 4+500-LII | Amigd., Brecha Vulc. Est.fluxo | Basalto Amigd. | Brecha de base | Sinuoso c/ fluxo d'água | -D. vertical e horizontal -Est.fluxo 139°/20° -Frt. E-W/80°/90°; NW/20° | II e III | Méd. | III a IV | R4, R7 R2, R3 | -Contato solo res./colúvio com camada de esmectita e fluxo d'água |
| D8 258m-19m 4+800-LII | Amigd., Est.fluxo | Basalto Amigd. | Basalto Amigd. Dique de arenito | Sinuoso | -D. vertical e horizontal -Est.fluxo 139°/20° -F. E-W/80°-90° | II | Méd. | III a IV | R7, R3, R2 | -Cataclase E-W/80-90 |
| D9 267m-9m 4+900-LII | Amigd., Est.fluxo | Basalto compacto | Brecha de base | Sinuoso | -D. vertical -Frt. E-W/50°-70°; N-S/80°-90° | II | P-Med | III a IV | R7, R3, R2 | -Contato solo res./colúvio com fluxo d'água |
| D10 288m-21m 5+000-LII | Amigd., Brecha Vulc. | Basalto compacto | - | Sinuoso c/ fluxo d'água | -D. vertical | II e III | P-Med | III a IV | R4, R2, R3 | |
| D11 330m-42m 5+700-LII | Amigd., Brecha Vulc. Est.fluxo | Basalto compacto | - | Sinuoso | -D. vertical e horizontal -F. E-W/80°-90° -Frt. NW/50°-60° -Est.fluxo | II | P-Med | II a III | R4, R7, R3, R1 | -F. 80-90/80 mov. destrógiro. -Contato solo res./colúvio com fluxo d'água |

| Derrame Cota topo- espessura(m) Km - lote | Litologia | | | Estruturas | | Parâmetros Geotécnicos | | | | Observações |
|--|---|------------------|----------------|----------------------------|---|------------------------|-------------|------------|--------------------|---|
| | Topo | Meio | Base | Contato Interder. | Fraturas/Falhas/Diáclases Frt. / F. / D. | Grau. alter. | Grau. frat. | Pres. água | Class. Geom. | |
| D12 382m-52m 6+700-LII | Amigd., | Basalto compacto | Basalto Amigd. | Sinuoso | -D. vertical e horizontal -Junta alívio 60°-70°/20° -Frt.E-W/80°-90°; N-S/80°-90° | II a III | P-Med | II a III | R2, R1, R3 | -Dique diab. 130/90 -Contato solo res./colúvio |
| D13 412m-30m 7+000-LII | Amigd., Brecha Vulc | Basalto Amigd. | Basalto Amigd. | Plano | -D. vertical e horizontal -Frt.E-W/80°-90°; N-S(170°/50°); -NW (143°/72°) | II a III | P-Med | IV a VI | R4, R2, R3 | -Contato solo res./colúvio |
| D14 436m-24m 7+300-LII | Amigd., Brecha Vulc. Est.fluxo | Basalto compacto | Basalto Amigd. | Sinuoso c/ fluxo d'água | -D. vertical e horizontal -F. E-W/80°-90° -Frt. NE(30°-40°/80°-90°); -NW (330°-340°/80°-70°) | III a IV | P-Med | IV a VI | R4, R2, R7, R3 | -Cataclase 80/90 |
| D15 458m-12m 7+500-LII | Amigd., Est.fluxo | Basalto Amigd. | Basalto Amigd. | Sinuoso | -D. vertical e horizontal -Frt. NE(220°-230°/80°-90°)com preench. celadonita; -NW (130°-140°/80°-70°) -Est.fluxo | III a IV | P | III a IV | R2, R3, R7 | -Est.fluxo c/ esmectita -Solo res. c/esmectita -Contato solo res./colúvio c/camada esmectita e fluxo d'água |
| D16 466m-8m 8+000-LII | Amigd., Brecha Vulc. Est.fluxo | Basalto compacto | Basalto Amigd. | Plano | -D. vertical -Frt.E-W (80°-90°/90°); NE(230°/80°-90°); NW (330°/80°-90°) -Est.fluxo | II | P | IV a VI | R7, R4, R1 | -Solo residual |
| D17 505m-39m 8+200-LII | Amigd., Brecha Vulc. | Basalto Amigd. | Basalto Amigd. | Sinuoso | -D. vertical e horizontal -Frt. E-W/80°-90°; NE(20°-30°/90°)com preench. zeolita -NW (150°-160°/50°) | II | P-Med | III a IV | R3, R4, R1, R2, R7 | |
| D18 542m-37m 8+700-LII | Amigd., Est.fluxo | Basalto compacto | Brecha de base | Sinuoso | -D. vertical e horizontal -Frt. E-W (260°-270°/80°-90°); -NE(210°-220°/50°); | II | Med | IV a VI | R7, R4, R2, R3 | -Est.fluxo c/ esmectita -Contato solo res./colúvio c/ fluxo d'água |

Vidro = 68%

Texturas dominantes:

A textura predominante é microporfírica com matriz hialocristalina. Os fenocristais de plagioclásio apresentam-se reativos (textura em peneira). Na matriz vítrea (Figura 4.3) alguns fenocristais têm hábito acicular; o vidro possui fraturas perlíticas.

Alteração:

Fraca argilização e oxidação intempérica do vidro e dos piroxênios.



Figura 4.3 Fotomicrografia (2,5X LN, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) do D1, mostrando textura em peneira dos fenocristais de plagioclásio.

SILL: cota da base = 20m

Este corpo intrusivo está alojado entre os derrames D1 e D2 e foi encontrado na margem da estrada, a sul do Arroio Três Pinheiros. A rocha é afanítica e apresenta uma grande quantidade de fraturas de contração do tipo colunado (Figura 4.4). Sua espessura é de aproximadamente 15m.

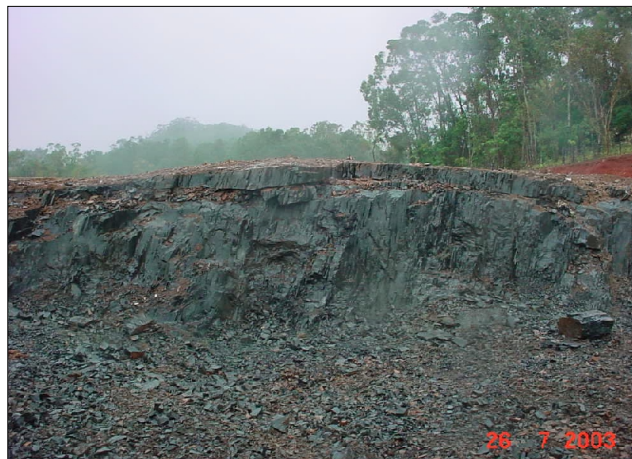


Figura 4.4 Sill de diabásio com disjunções colunares perfeitas.

INTERTRAP de Arenito Botucatu: cota do topo = 35m

Depositado diretamente sobre o derrame D1, o *intertrap* possui aproximadamente 10 metros de espessura com topo na cota de 35 metros, aflorando no Arroio Bernardes e no Arroio do Padre e ao longo da estrada intercalado com os derrames basálticos. Este arenito é friável de cor castanha avermelhada e apresenta estratificação cruzada tangencial de grande porte (Figura 4.5). A espessura do arenito é irregular e seu contato com o derrame D2 é sinuoso.



Figura 4.5 Afloramento de *intertrap* de arenito Botucatu dentro do Arroio Bernardes.

DERRAME 2: cota do topo = 60 m; espessura = 40m.

Na época do mapeamento geológico, um único afloramento da zona de topo deste derrame foi identificado dentro do Rio Três Forquilhas. Atualmente, com o início das obras no Lote I, um corte na estrada mostra o contato do arenito com o derrame D2 (Figura 4.6). Este derrame não foi amostrado.

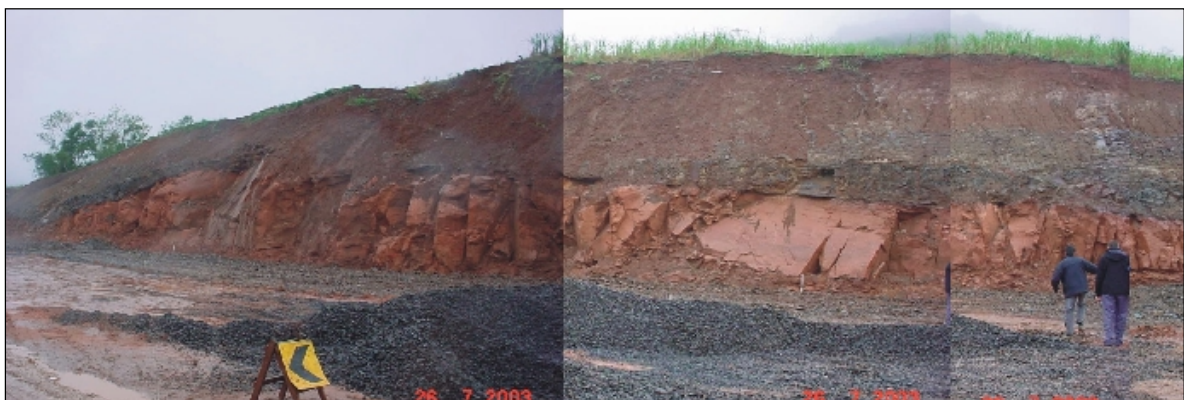


Figura 4.6 Contato do Derrame D2 com o arenito.

Descrição Petrográfica:

Amostra do topo do derrame, onde a rocha é fanerítica fina e possui cor avermelhada. As amígdalas de tamanhos diversos (>7mm) aparecem preenchidas por zeolitas e quartzo. A amostra de mão possui uma capa de alteração de 5mm de espessura de cor rosada. Percebe-se inúmeras ripas de minerais alterados, provavelmente feldspatos.

DERRAME 3: cota do topo = 104m; espessura = 44m.

Rocha basáltica fanerítica fina de cor marrom avermelhada em decorrência da alteração. As estruturas principais são de resfriamento do tipo colunar na porção central do derrame (espaçamento de 50cm a 2m) e tabular na base, espaçadas de 2 a 3m. O único afloramento encontrado corresponde à base do derrame dentro do Rio Três Forquilhas, a 500 metros da confluência com o Arroio Bananeiras (Figura 4.7), não tendo sido possível amostrar este derrame para fins de petrografia.

O topo é formado por uma zona amigdalar brechada, com estrutura de fluxo bem marcada pela alteração.



Figura 4.7 Afloramento da base do D3 e do topo do D2, dentro do Rio Três Forquilhas.

DERRAME 4: cota do topo = 167m; espessura = 63m.

O D4 estende-se por 12km ao longo da rodovia e, neste trecho ocorrem muitas instabilizações de taludes. As rochas deste derrame são, na sua maioria, muito alteradas (saprólito), devido à grande quantidade de vesículas e amígdalas bem como à presença de estruturas de fluxo dispersas ao longo de toda a espessura do derrame.

A rocha basáltica é de cor cinza quando sã e avermelhada quando alterada, com textura fanerítica fina. As amígdalas estão distribuídas em todos os níveis do derrame, com maior quantidade na base. As dimensões das amígdalas variam de 2 milímetros a 2

centímetros, podendo alcançar até 2 metros de largura (geodos) e estão preenchidas parcial ou totalmente por celadonita e zeolitas.

A base do derrame possui amígdalas achatadas e do tipo *pipe*, bem como auto-brechas (Figuras 4.8 e 4.9). Foram encontrados pequenos diques de areia injetados na base do derrame. Além destes, podemos encontrar pequenas fraturas preenchidas por zeolitas e calcitas. O topo é sinuoso e a espessura da zona amigdalar brechada varia entre 3 e 4 metros.

O derrame apresenta fraturas de alívio e estrutura de fluxo na sua porção média e de topo, onde a rocha está bastante alterada. As porções alteradas e com pronunciada estrutura de fluxo envolvem núcleos de blocos maciços, bem preservados e de maior resistência. Em alguns locais, as estruturas de fluxo, devido à alteração, isolam blocos de rochas sãs, que se desprendem do maciço originando problemas de instabilização. (Figuras 4.10 e 4.11).



Figura 4.8. Fragmento de lava amigdalar da base do D4..



Figura 4.9. Amígdalas achatadas da base do D4.



Figura 4.10. Talude do D4 em estado pouco alterado, com fraturas NE e de alívio.



Figura 4.11 Talude do D4 com estruturas de fluxo intercaladas com porções de rocha preservada.

Foram registrados taludes em avançado estado de alteração, onde as estruturas de fluxo são proeminentes, muitas vezes marcadas por níveis de argilo-minerais de cor verde do tipo esmectitas. Estas estruturas de fluxo são o caminho preferencial para a água, como na Figura 4.12. As estruturas de fluxo, ao longo da rodovia, apresentam orientações preferencialmente NW, com mergulho variando entre 28 e 50°.

O topo deste derrame é sinuoso, com espessuras em torno de 3 e 4 m e caracteriza-se pela presença de uma rocha amigdalárica brechada de cor avermelhada.

A principal família de fraturas tectônicas tem direção EW (Figura 4.13), com espaçamento médio de 20cm e densidade de 4 fraturas/m. Ao longo dos planos de fratura, a rocha apresenta-se fortemente fragmentada em zonas de cataclase com espessura variando de 10 a 20 cm. Ocorrem, ainda, fraturas tectônicas NE com mergulho de até 58 graus e fraturas sub-horizontais de alívio com atitude 035/20.



Figura 4.12. Talude do D4 em estado avançado de alteração intempérica, com estruturas de fluxo e alguns blocos de rocha preservada.

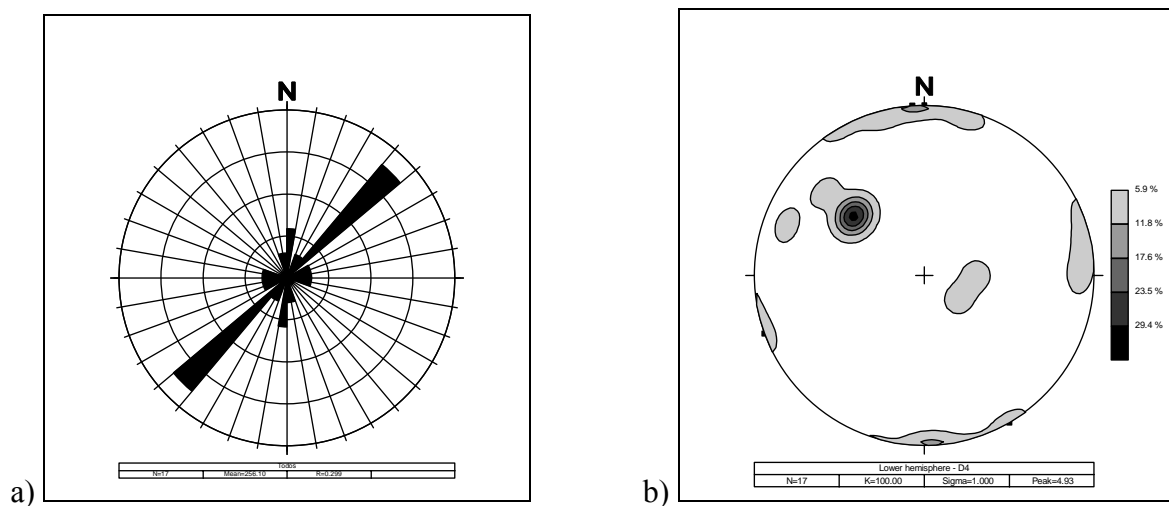


Figura 4.13. Diagramas de rosetas (a) e pólos (b) mostrando as principais famílias de fraturas do D4.

Ao longo deste derrame ocorrem depósitos de colúvios espessos sobre o solo residual, sendo que no contato entre ambos há intenso fluxo de água subsuperficial. No solo residual aparecem pequenas lentes de argilo-minerais verdes, do tipo esmectitas.

Descrição Petrográfica:

Amostra retirada da porção central do derrame onde a rocha é cinza claro, afanítica a fanerítica fina, com amígdalas muito pequenas, preenchidas por zeolitas. As amígdalas estão distribuídas por toda a rocha.

Composição mineralógica:

Plagioclásio: fenocristais (2,0 mm) = 20%; matriz = 40%

Piroxênio: fenocristais (0,8mm) = 5%; matriz = 10%

Opacos = 1%

Resíduo vítreo = 20%

Amígdalas (zeolitas e celadonita) = 4%

Olivina e apatita = < 1%

Texturas dominantes:

As texturas observadas em lâmina delgada são: glomero-porfírica, peneira, antiofítica, pseudomórfica (argila em olivina) e intersertal.

Os fenocristais de plagioclásio apresentam feições de fusão parcial (textura em peneira) e textura antiofítica (Figura 4.14). A olivina é substituída integralmente por argilo-minerais verdes e o vidro residual aparece ocupando os interstícios cristalinos.

Alteração:

A alteração intempérica é caracterizada pela oxidação e argilização dos piroxênios, olivinas e do vidro residual, enquanto que a alteração hidrotermal é marcada pela argilização (pseudomorfose) nas olivinas e ao longo das paredes das amígdalas.



Figura 4.14 Fotomicrografia (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) mostrando textura antiofítica do D4.

DERRAME 5: cota do topo = 179 m; espessura = 12m.

Este derrame de composição basáltica exibe, nas zonas basal e central, uma rocha de textura fanerítica fina, microporfírica e amígdalar, além de amígdalas com as mesmas características da zona de topo, porém em menor quantidade. As fraturas de resfriamento, do tipo colunado, são pouco pronunciadas na porção central do derrame, assim como as fraturas de resfriamento horizontais da base que são bem espaçadas.

A porção de topo é do tipo amígdalar brechada, com intensa alteração para argilas de cor verde na presença de fluxo de água. A espessura da zona de topo é de aproximadamente 5 metros, com limites superior e inferior sinuosos. Nas porções brechadas ocorre cimentação dos clastos por zeolitas e arenito. As amígdalas são alongadas paralelamente à estrutura de fluxo e apresentam tamanhos entre 0,5 e 10 centímetros, com preenchimento de quartzo, calcedônia e zeolita. No contato com o Derrame 6 e ao longo de toda a zona amígdalar de topo, é registrado um intenso fluxo de águas subsuperficiais (Figura 4.15).



Figura 4.15 Talude onde aflora o D6 sobre o topo do D5.

As principais famílias do D5 são E-W, verticais a subverticais e NE, com mergulho suave, relacionadas às juntas de alívio (Figura 4.16).

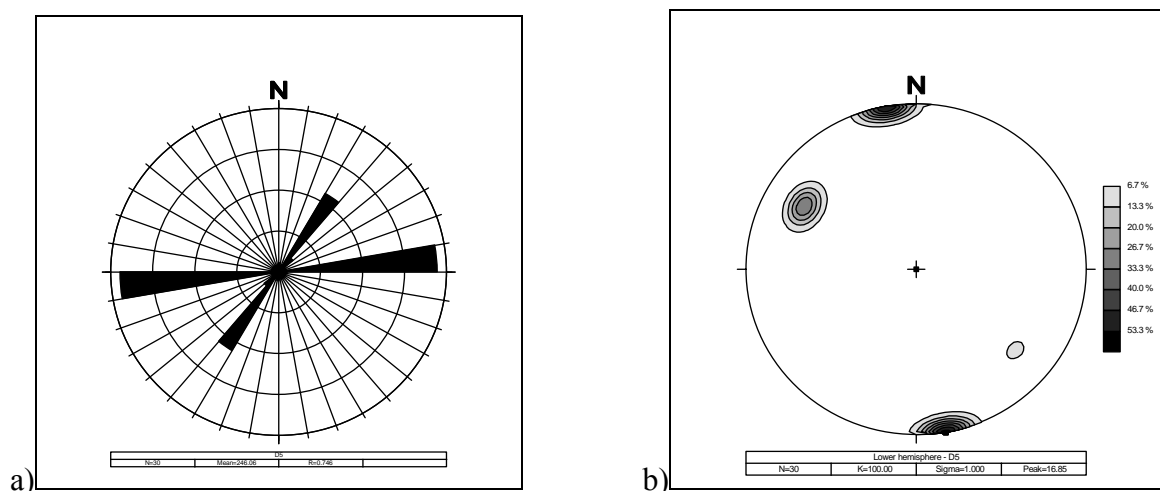


Figura 4.16 Diagramas de rosetas (a) e pólos (b) mostrando as principais famílias de fraturas do D5.

Descrição Petrográfica:

Amostra da porção maciça do derrame onde a rocha é de cor cinza escuro, possui textura fanerítica fina a microporfírica, com amígdalas muito pequenas preenchidas por zeolitas.

Composição mineralógica:

Plagioclásio: fenocristais (1,8mm) = 3%; matriz = 74%

Clinopiroxênio ; fenocristais (0,4mm) = 2%; matriz = 20%

Opacos = 2%

Resíduo criptocristalino = 7%

Texturas dominantes:

A textura predominante é do tipo glomero-porfírica.

Alteração:

A alteração intempérica é marcada pela argilização e oxidação dos fenocristais de plagioclásios e piroxênios, preferencialmente ao longo de clivagens e fraturas. Na matriz, a alteração (oxidação e argilização) concentra-se no resíduo de cristalização. A alteração hidrotermal aparece como preenchimento de amígdalas por argilas do tipo celadonita e por zeolitas (Figuras 4.17 e 4.18).

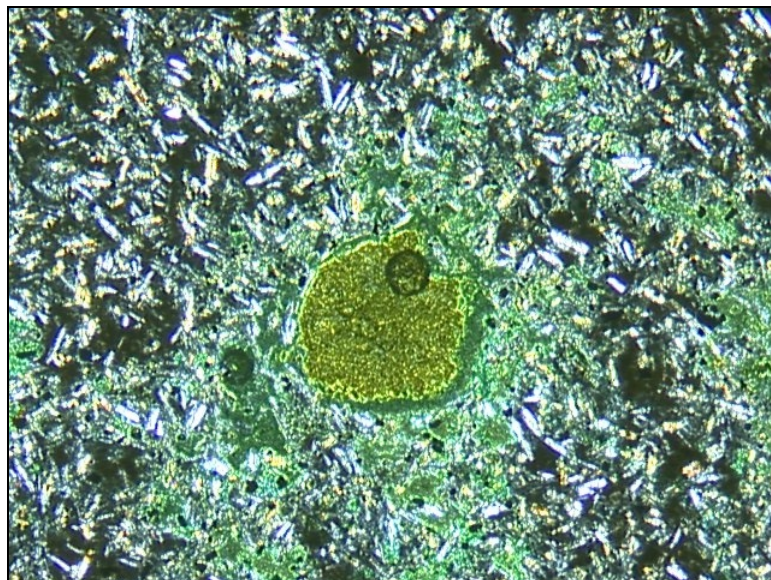


Figura 4.17 Fotomicrografia (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) mostrando a distribuição das argilas hidrotermais.

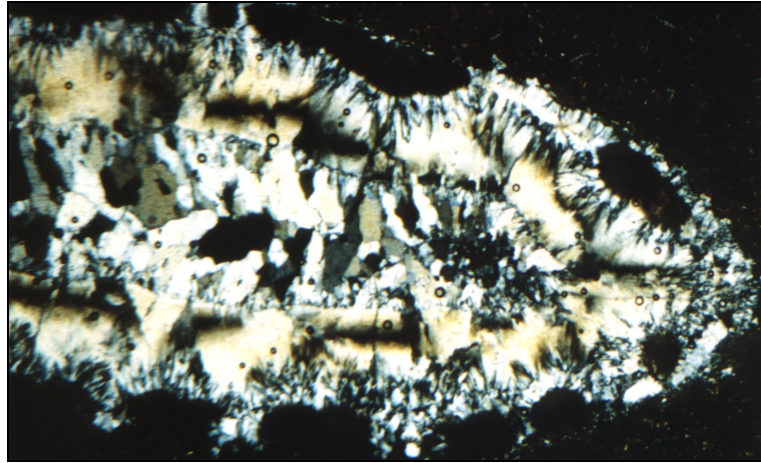


Figura 4.18 Fotomicrografia (2,5 X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) de amígdala do D5, preenchida por zeolitas.

DERRAME 6: cota do topo 211m; espessura = 32m.

O derrame é constituído por rocha basáltica de cor cinza escura tornando-se esverdeada quando alterada, com estruturas de fluxo de atitude de 315/30 (Figura 4.15).

O derrame é cortado por uma falha com atitude 090/90, ao longo da qual a rocha encontra-se intensamente fragmentada e argilizada numa zona de 30 centímetros de espessura, onde apresenta cor amarelada e resistência mecânica muito baixa. Fraturas de mesma direção (E-W) ocorrem em toda a extensão do derrame com espaçamento centimétrico, próximo à falha, a métrico. Observaram-se, ainda, fraturas de alívio de grande extensão. A rocha é cortada, também, por fraturas com atitude 160/40 e 135/30 (Figura 4.19). As fraturas de resfriamento do tipo colunado são observadas no centro e base do derrame.

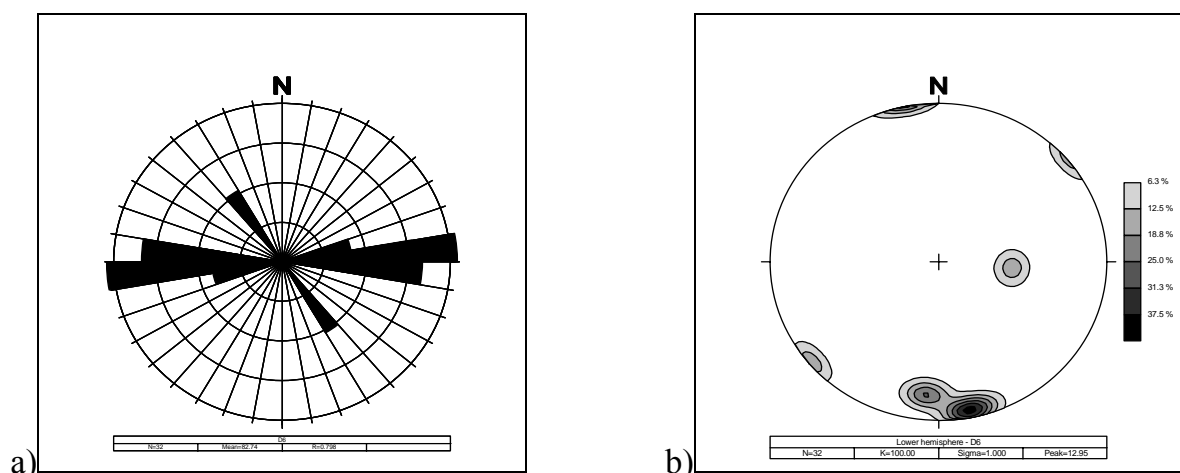


Figura 4.19 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D6 mostrando as principais famílias de fraturas.

No topo ocorre uma zona amígdalar brechada com contatos sinuosos e espessura da ordem de 5 metros, onde se destacam as estruturas de fluxo devido à alteração. As amígdalas têm tamanho de aproximadamente 0,5 cm e são preenchidas por zeolitas.

No ponto de amostragem ocorre sobreposto ao solo residual um depósito de colúvio com aproximadamente 1m de espessura. A presença de água neste derrame está associada ao contato com o derrame superior e inferior, à presença da brecha de topo e o contato do solo residual com o colúvio.

Descrição Petrográfica:

O derrame foi amostrado em sua porção maciça. A rocha é de cor cinza com porções esverdeadas devido à alteração. A textura predominante é afanítica a microporfírica. As amígdalas são de pequenas, preenchidas principalmente por zeolitas. A Figura 4.20 mostra os fenocristais de piroxênio e plagioclásio do derrame D6.

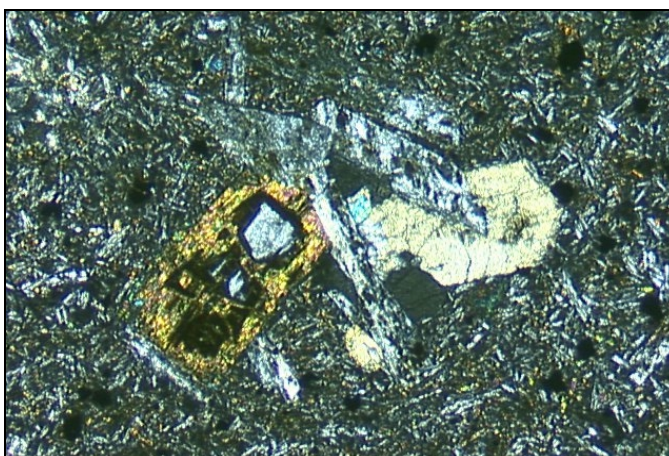


Figura 4.20. Fotomicrografia (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) mostrando os fenocristais de piroxênio e plagioclásio do D6.

Composição mineralógica

Plagioclásio: fenocristais = 5%; matriz = 68%

Piroxênio : fenocristais = 4%; matriz = 20%

Opacos = 2%

Resíduo sub-vítreo = 1%

Texturas dominantes:

As texturas mais comuns são porfírica (Figura 4.20) e intersertal.

Alteração:

A alteração é do tipo intempérica com formação de argilas e óxidos de ferro sobre os cristais de piroxênio e o resíduo sub-vítreo.

DERRAME 7: cota do topo 239m; espessura = 38m.

Derrame de composição basáltica, rocha de cor cinza escuro, amarelada quando alterada. Na base do derrame, ocorrem brechas de lava com cimento de areia e fraturas de resfriamento tabulares, espaçadas de 10 a 15 cm.

Nas porções centrais do derrame aparecem fraturas de contração do tipo colunado. Na porção superior da zona central (maciça) são encontradas amígdalas alongadas e achatadas preenchidas por quartzo, calcedônia, zeolitas e celadonita. Nesta porção do derrame observam-se blocos instáveis com esfoliação esferoidal (Figura 4.21).

No topo aparece uma zona amígdalar brechada com limites sinuosos e espessura aproximada de 3 metros. Por vezes, a brecha, originada pelo fluxo da lava, apresenta-se cimentada por zeolitas. As amígdalas têm dimensões próximas de 1 cm, sendo preenchidas por quartzo, calcedônia, zeolitas e celadonita.

As estruturas de fluxo magmático estão presentes na zona de topo e apresentam atitude de 139/20, mergulhando em direção ao eixo da estrada (Figura 4.22).



Figura 4.21 Talude do D7, com blocos instáveis em sua porção superior.

Este derrame é cortado por fraturas de direção E-W, levemente NE com mergulho sub-vertical, dispostas irregularmente com espaçamento centimétrico a métrico. Além destas ocorrem fraturas NW, de alívio, mergulhando aproximadamente 20°.

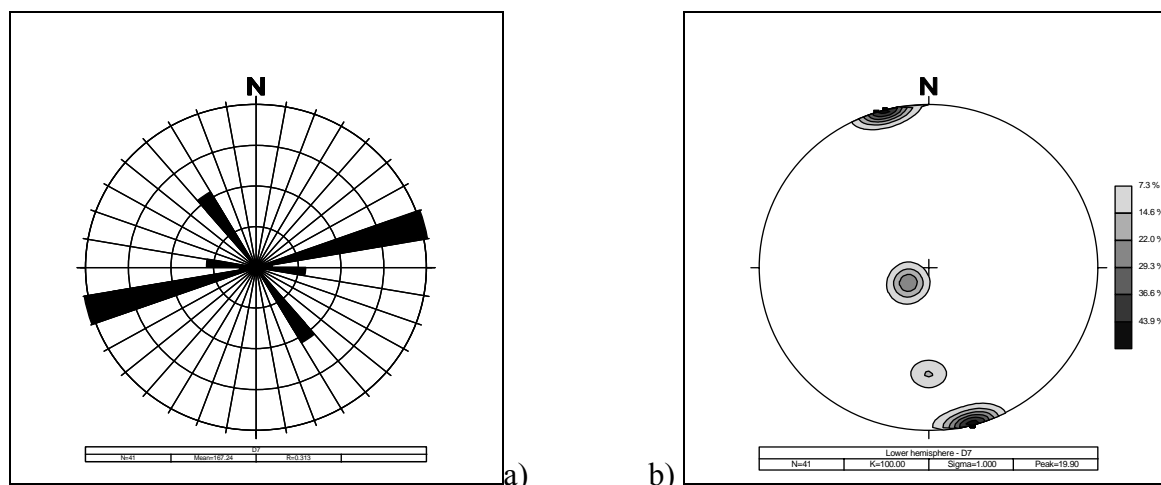


Figura 4.22 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D7 mostrando as principais famílias de fraturas.

Sobre o solo residual, repousa um colúvio com espessura de 2 a 3 metros e no contato entre ambos ocorre uma camada de argila verde com 3 cm de espessura, provavelmente originada por eluviação. No solo residual, foram verificados níveis de argilas dispersos ao longo da estrutura de fluxo reliquiar, onde percola grande quantidade de água.

Descrição Petrográfica:

Amostra da porção maciça do derrame, próximo à base. Rocha afanítica, cinza escuro com alteração de cor bege/ocre. Possui amígdalas esparsas alongadas, preenchidas por calcedônia. Mostra microfraturas preenchidas por zeolitas.

Composição mineralógica:

Plagioclásio = 70%

Piroxênio = 27%

Opacos = 2%

Resíduo quartzo-feldspático = 1%

Texturas dominantes:

As texturas dominantes são afírica e intersertal.

Alteração:

A alteração intempélica é observada pela presença de argilas e óxidos de ferro no resíduo de cristalização e ao longo de fraturas e clivagens dos cristais de plagioclásio.

DERRAME 8: cota do topo 258m; espessura = 19m.

A rocha é de cor cinza escuro, amarelada quando alterada. Na base do derrame ocorrem fraturas sub-horizontais pouco pronunciadas e diques centimétricos preenchidos por areia.

Ocorrem pequenas vênulas e fragmentos de lava amígdalar dispersos em toda a extensão do derrame, o que é indicativo da quebra pelo fluxo de porções congeladas durante o resfriamento.

No topo ocorre uma zona amígdalar sinuosa, de espessura entre 2 e 3 metros, e estrutura de fluxo bem marcada, onde o fluxo de água é intenso. As amígdalas são alongadas e estão distribuídas ao longo de todo o derrame porém, com maior concentração no topo, sendo preenchidas por zeolitas, quartzo e calcedônia.

Falhas sub-verticais de direção E-W (Figuras 4.23 e 4.24) aparecem em zonas de largura próxima a 1 metro, espaçadas de 20 a 30 centímetros, onde a rocha está fortemente cataclásada. São registradas ainda, fraturas de alívio com preenchimento de argilas e juntas de contração do tipo colunado. Estas fraturas, independentemente da natureza, constituem caminhos preferenciais de escoamento de água subsuperficial.



Figura 4.23 Talude do D8 com zona de falha E-W.

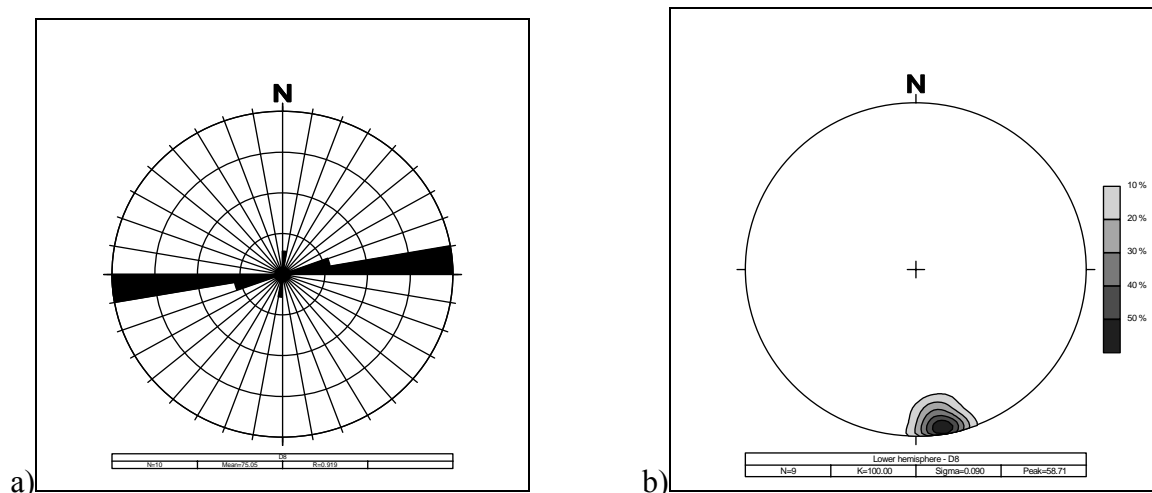


Figura 4.24 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D8 mostrando as principais famílias de fraturas.

Descrição Petrográfica:

Amostra coletada da parte maciça do derrame. Rocha de cor cinza escuro, amarelada na porção alterada, textura afanítica, com estrias sub-horizontais e amígdalas esparsas de formato alongado, preenchidas por zeolitas. As amígdalas estão orientadas segundo o seu eixo maior. Apresenta fragmentos amigdalares sem contato, englobados pela matriz da rocha (2cm de diâmetro).

Composição mineralógica

Plagioclásio = 60%

Piroxênio = 35%

Opacos = 3%

Resíduo quartzo-feldspático = 2%

Texturas dominantes:

A textura dominante é subafírica, intersticial com resíduo de cristalização quartzo-feldspático.

A rocha possui raros fenocristais de plagioclásio e piroxênio, com dimensões da ordem de 0,8 e 0,4mm, respectivamente. Na matriz, o piroxênio está concentrado em bandas submilimétricas que podem estar marcando o fluxo magmático (Figura 4.25).

Alteração:

A alteração intempérica aparece através do desenvolvimento incipiente de óxidos de ferro sobre o resíduo de cristalização e em torno das amígdalas.

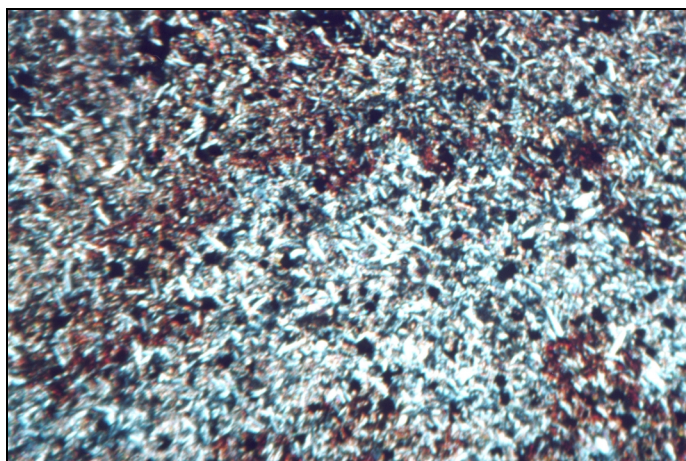


Figura 4.25 Fotomicrografia (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) do D8, mostrando as bandas com diferentes teores de piroxênio.

DERRAME 9: cota do topo = 267m; espessura = 9m.

Derrame composto por basaltos afaníticos, de cor cinza a ocre quando alterados. Na base do derrame, a rocha possui brecha de fluxo com cimento de areia.

Na porção central do derrame as estruturas dominantes são as de resfriamento do tipo colunado. As principais direções de fraturas tectônicas são E-W, mergulhando entre 50 a 70° e N-S, subverticais (Figura 4.26).



Figura 4.26 Talude mostrando o contato do topo do D9 com a base do derrame 10.

Apresenta uma zona amígdalar no topo com estrutura de fluxo pronunciada e espessura que varia de 4 a 6 metros (Figura 4.27). Nesta zona, as amígdalas são alongadas, têm 1 a 5 centímetros de largura em seu eixo maior e preenchimento de zeolitas e quartzo, enquanto que abaixo da zona de topo, são arredondadas e preenchidas por quartzo e calcedônia.

Em alguns locais, a rocha apresenta uma cobertura coluvionar de pequena espessura (0,5 m), sendo que no contato entre ambos há um intenso fluxo de água.

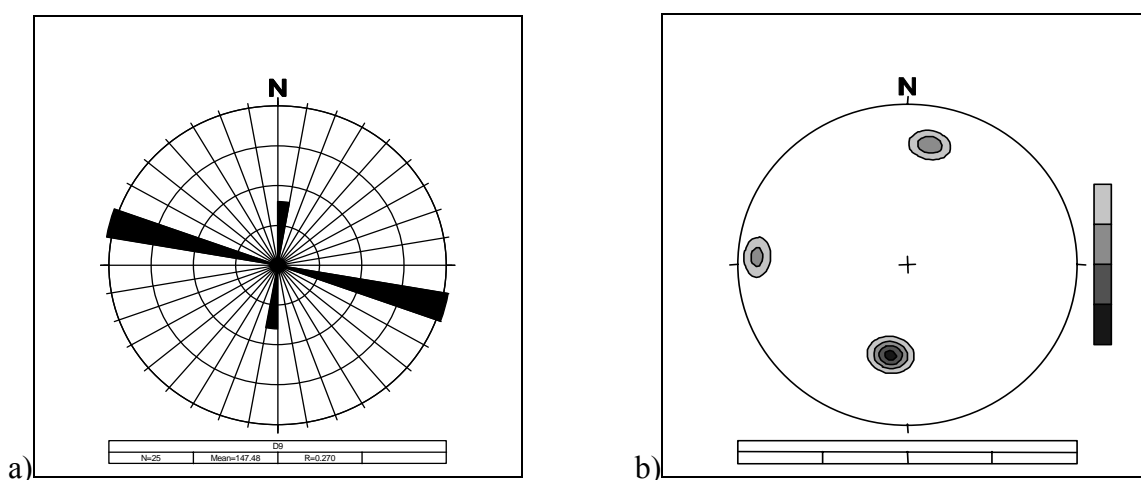


Figura 4.27 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D9 mostrando as principais famílias de fraturas.

Descrição Petrográfica:

Amostra da porção maciça do derrame. Rocha de cor cinza a ocre quando alterada, textura afanítica e amígdalas esparsas preenchidas por zeolitas.

Composição mineralógica

Plagioclásio = 75%

Piroxênio = 23%

Opacos = 1%

Resíduo sub-vítreo = 1%

Texturas dominantes:

A textura predominante é subafírica, com raros fenocristais, ocorrendo também intersertal.

Alteração:

A alteração hidrotermal é observada em lâmina pela presença de zeolitas dentro dos planos de descontinuidade gerados pelo fluxo (Figura 4.28), enquanto que a alteração

intempérica é caracterizada pela presença de argilas e óxidos de ferro concentrados sobre o resíduo de cristalização.

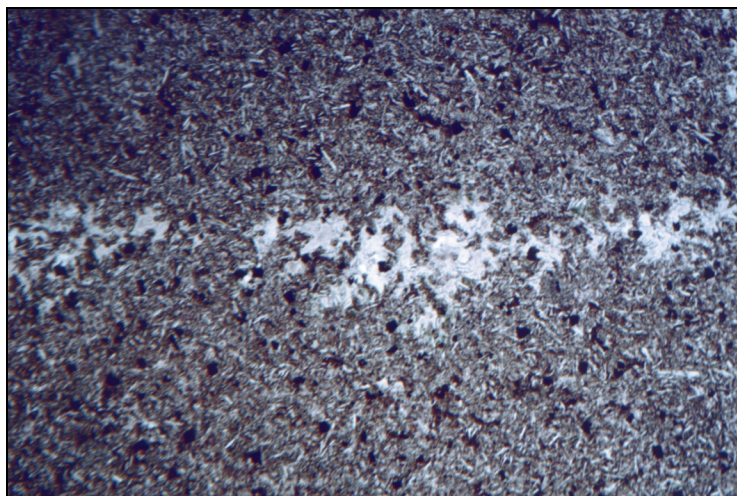


Figura 4.28 Fotomicrografia do D9 (2,5X, LN, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) mostrando bandas de concentração da alteração.

DERRAME 10: cota do topo = 288m; espessura = 21m.

Este derrame é pouco espesso, a rocha é de cor cinza quando sã e de cor amarelada quando alterado. A zona maciça tem estruturas de resfriamento tipo colunado que geraram blocos de tamanhos métricos.

Na porção maciça, que aflora na saída do túnel do km 5, as estruturas dominantes são as de resfriamento do tipo colunado.

O topo apresenta contato sinuoso sendo cortado pelo túnel do Km 5. É composto por zona amígdalar brechada com amígdalas preenchidas por zeolitas e calcedônia. No contato com o D11 ocorre intenso fluxo de água subsuperficial.

Descrição Petrográfica:

Amostra da porção maciça do derrame. Rocha de cor cinza escuro com alteração de cor ocre (oxidação). A textura é afanítica com raras amígdalas de tamanho milimétrico.

Composição mineralógica:

Plagioclásio = 60%

Piroxênio = 34%

Opacos = 1%

Resíduo criptocristalino e sub-vítreo = 5%

Texturas dominantes:

As texturas dominantes são africas e intersertal. Os cristais de plagioclásio apresentam hábito acicular dominante, indicando rápido crescimento.

Alteração:

A alteração intempérica está caracterizada pela presença de argilas sobre o resíduo e óxidos de ferro sobre os minerais opacos.

DERRAME 11: cota do topo = 330 m; espessura = 42m.

Derrame constituído por rocha basáltica afanítica, de coloração cinza escura passando a avermelhada onde a alteração se faz presente (Figura 4.29). Na base aparecem estruturas de resfriamento sub-horizontais espaçadas de 10 a 30cm.

No derrame encontram-se fraturas de resfriamento do tipo colunado e fraturas de alívio. As estruturas tectônicas são predominantemente EW, algumas sub-verticais e outras mergulhando no sentido do eixo da estrada, ocorrendo, também fraturas NW com menor ângulo de mergulho (Figura 4.30). Na parede de uma fratura E-W foram identificados *slikensides* (mergulho de 10°) que apontam movimento transcorrente destrai (Figura 4.31).



Figura 4.29 Aspecto de campo do talude de corte do D11.

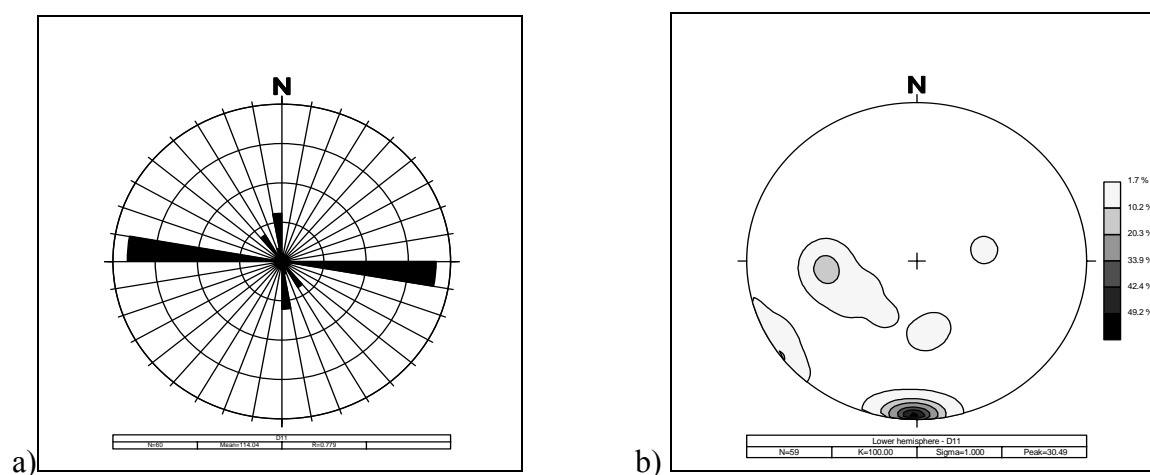


Figura 4.30 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D11 mostrando as principais famílias de fraturas.

A zona amígdalar de topo é brechada e tem aproximadamente 5 metros de espessura, com forma sinuosa. Estas brechas têm cor avermelhada, com fragmentos de rocha amígdalar e preenchimento de zeolita. As estruturas de fluxo, nesta zona, são bem marcadas pela alteração da rocha.



Figura 4.31 *Slikensides* em parede de fratura E-W do D11.

Ocorre um depósito de colúvio com 2 metros de espessura sobre o solo residual, sendo que no contato entre ambos há um abundante fluxo de água subsuperficial.

Descrição Petrográfica:

Amostra da porção maciça do derrame. Rocha afanítica, de coloração cinza escura a avermelhada quando alterada. Raras amígdalas milimétricas preenchidas por zeolitas.

Composição mineralógica:

Plagioclásio = 65%

Piroxênio = 30%

Opacos = 1%

Argilas verde oliva em amígdalas = 4%

Texturas:

As principais texturas são: holocristalina, afírica a subafírica com raros fenocristais de plagioclásio

Alteração:

Os minerais de alteração são argilas e óxidos de ferro concentrados em amígdalas irregulares. Nas amígdalas observa-se também o preenchimento por zeolitas. Ocorre uma argilização incipiente dos plagioclásios. (Figura 4.32).

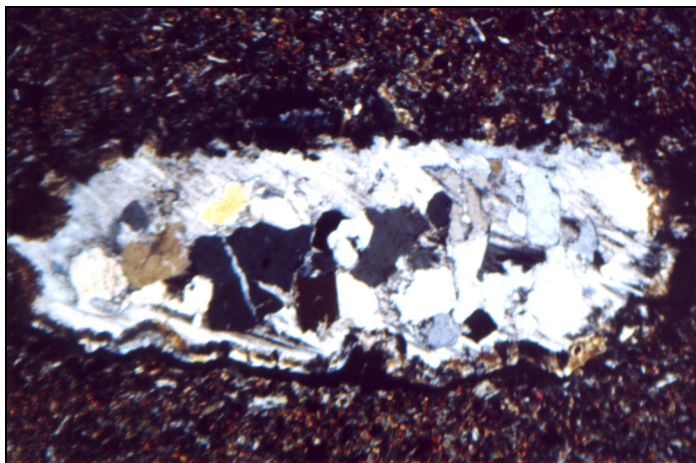


Figura 4.32 Fotomicrografia do derrame 11 (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) mostrando amígdala preenchida por zeolitas.

DERRAME 12: cota do topo = 382m; espessura = 52m.

É constituído por rocha basáltica fanerítica fina, microporfírica de cor cinza escura e ocre nas porções alteradas. Ocorrem, na base do derrame, em uma zona com aproximadamente 2m de espessura, disjunções tabulares de espaçamento centimétrico a decimétrico.

Ao longo do derrame ocorrem juntas de contração do tipo colunado e fraturas de alívio, além de intenso fraturamento tectônico com direção E-W, representado por uma zona de falha com 10m de largura (Figura 4.33).

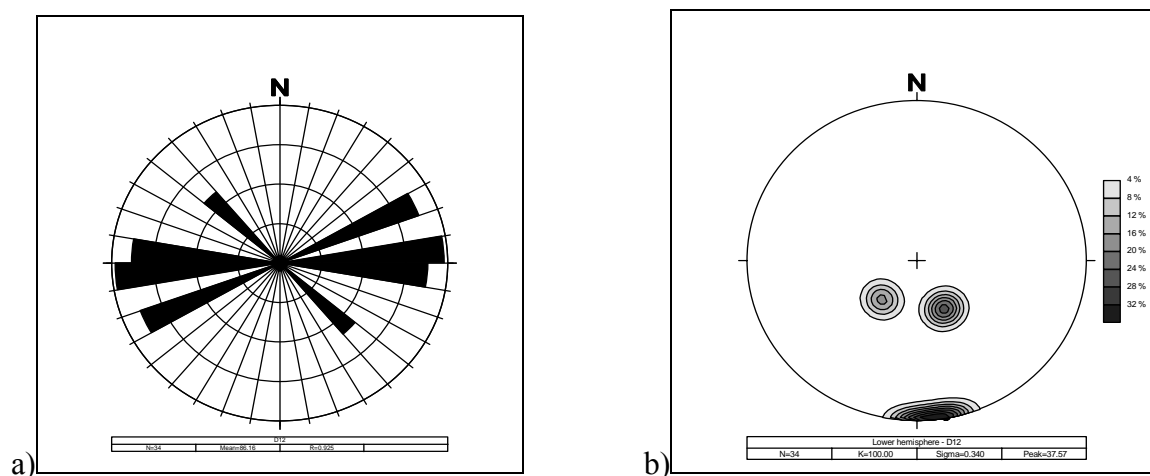


Figura 4.33 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D12 mostrando as principais famílias de fraturas.

Este fraturamento afeta uma grande porção do derrame, sendo correlacionado com a zona de falha observada no D14 (Figura 4.34). Este derrame é cortado por diques básicos afaníticos de atitude 130/90 e espessura da ordem de 20 cm, além de fraturas sub-verticais de direção N-S (Figura 4.35).



Figura 4.34. Zona de falha E-W no talude do D12.



Figura 4.35 Dique de diabásio que corta o D12.

A zona amígdalar de topo, fracamente brechada mostra forma de contato sinuosa com espessura que varia entre 3 e 4 metros. As amígdalas ocorrem ao longo de todo o derrame

porém, concentram-se no topo. Elas são alongadas (1 mm a 8 cm de tamanho) e preenchidas por zeolitas e quartzo.

Ocorre um depósito de colúvio de mais ou menos 2m de espessura sobre solo residual. O fluxo de água subsuperficial é abundante no contato colúvio / solo residual e no contato dos derrames.

Descrição Petrográfica:

Amostra da zona maciça do derrame. Rocha cinza claro, afanítica com amígdalas esparsas, preenchidas por zeolitas, quartzo e zeolitas e calcedônia. As amígdalas chegam a 1cm de diâmetro e são levemente achatadas (elipsoidais).

Composição mineralógica:

Plagioclásio - fenocristais (1,8mm) = 8% ; matriz = 68%

Olivina oxidados - fenocristais (0,3 mm) = 1%

Piroxênio - fenocristais (0,5 mm) = 1%; matriz = 18%

Opacos = 2%

Quartzo residual = 1%

Resíduo vítreo = 1%

Texturas dominantes:

As principais texturas observadas em lâmina delgada são: glômero-porfírica, intersticial, pseudomórfica e antiofítica. A matriz é afanítica com amígdalas preenchidas por zeolita e óxidos de ferro.

Alteração:

A alteração caracteriza-se pelo aparecimento de argilo-minerais de cor verde concentrada em amígdalas irregulares, no resíduo intercrystalino, nas microfaturas e nos fenocristais de olivina e plagioclásio. Os fenocristais e olivina encontram-se completamente substituídos por argil, num arranjo pseudomórfico.

DERRAME 13: cota do topo = 412m; espessura = 30m.

Rocha basáltica fanerítica fina, microporfírica, de cor cinza escura nas porções sãs e ocre nas zonas alteradas. Em sua porção central, a rocha possui juntas de contração do tipo colunado bem desenvolvidas (Figura 4.36), bem como juntas tabulares de espaçamento decimétrico, que originam blocos pequenos, com dimensões entre 5 e 15cm.

O colunado tem paredes sinuosas que mergulham em direção ao eixo da estrada. Observou-se algumas fraturas EW, bem como fraturas NW de direção variando entre 170/50 e 143 / 72, espaçadas de 1,5m (Figura 4.37).



Figura 4.36 Juntas de contração do tipo colunado do D13.

O derrame possui uma zona amígdalar brechada no topo, com espessura entre 2 e 4m, cimentada por zeolita, onde ocorre fluxo de água. A superfície de topo é aproximadamente plana, com leve mergulho para Norte. As amígdalas têm dimensões centimétricas e em alguns casos alcançam meio metro de diâmetro (drusas), com preenchimento de quartzo e zeolita.

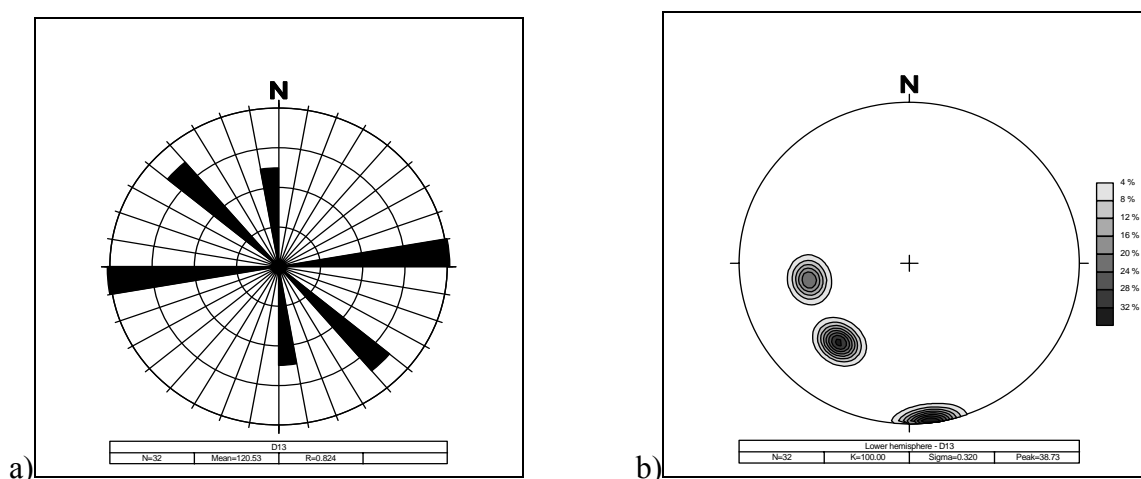


Figura 4.37 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D13 mostrando as principais famílias de fraturas.

Ocorre um depósito coluvionar com 1,5m de espessura sobreposto ao solo residual, o qual tem aproximadamente 2m de espessura.

Descrição Petrográfica:

Amostra da base do derrame. Rocha de cor cinza escuro, granulação fina, textura afanítica, com leve alteração (oxidação). Raras amígdalas esparsas na rocha, preenchidas por zeolitas.

Composição mineralógica:

Plagioclásio - fenocristais (1,8mm) = 5% ; matriz = 73%

Piroxênio = 20%

Opacos = 1%

Resíduo sub-vítreo = 1%

Texturas dominantes:

As texturas dominantes são: porfírica com matriz afanítica, textura em peneira (fusão parcial) e albitização em alguns fenocristais de plagioclásio e intersertal.

Alteração:

A alteração intempélica é caracterizada por argilas e óxidos de ferro nos interstícios dos grãos e sobre o resíduo de cristalização.

DERRAME 14: cota do topo 436m; espessura = 24m

A rocha deste derrame é basáltica, de cor cinza escura a ocre, com textura afanítica. A zona maciça tem estruturas de resfriamento do tipo colunado pouco desenvolvidas e fraturas de alívio horizontais na base.

Este derrame é cortado por uma zona de falha com 2,10 m de largura e direção 080/90, na qual a rocha encontra-se intensamente cataclada. Há também fraturas NE e NW (Figura 4.38).

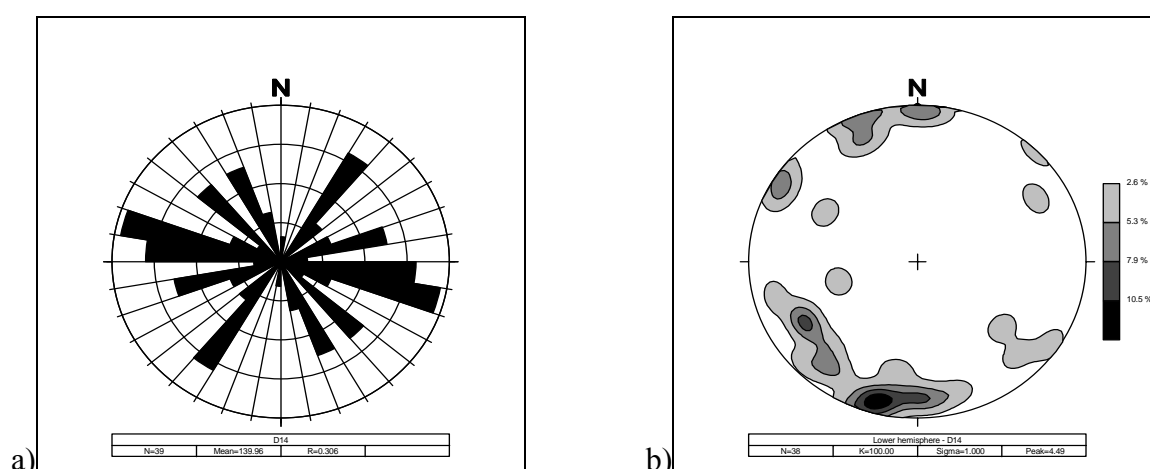


Figura 4.38 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D14 mostrando as principais famílias de fraturas.

Ocorre uma zona de rocha amígdalar brechada no topo, com forma sinuosa, espessura de 4 metros, estrutura de fluxo muito pronunciada e avançado estado de alteração intempérica. Esta brecha de topo possui alguns clastos de formato arredondados, cimentados por zeolitas. As amígdalas estão presentes em toda a extensão do derrame, porém em menor quantidade e tamanho nas zonas central e basal do derrame.

No topo, as amígdalas têm tamanhos de 1 a 10 cm sendo preenchidas por zeolitas e calcedônia. Junto ao contato com o derrame 15, sobreposto (Figura 4.39), pode-se observar a presença da estrutura de fluxo, onde há intenso fluxo de água.



Figura 4.39 Contato entre o D14 e o D15.

Descrição Petrográfica:

Amostra retirada da parte superior da zona maciça, próximo ao topo, onde aparece a zona de fluxo. Rocha de cor cinza escuro, com leve alteração de cor ocre, textura afanítica. Ocorrem raras amígdalas (>1mm), preenchidas por zeolitas. Na porção da rocha que foi serrada, é possível observar a orientação de minerais em níveis de 1 a 2mm de espessura.

Composição mineralógica:

Plagioclásio = 72%

Piroxênio = 25%

Opacos = 2%

Resíduo sub-vítreo de cristalização - 1%

Texturas dominantes:

As texturas dominantes são subafírica com raros microfenocristais e intersertal.

Alteração:

A alteração intempérica aparece caracterizada por argilo-minerais e óxidos de ferro sobre o resíduo de cristalização, principalmente ao longo dos planos de fluxo magmático.

Estruturas de fluxo:

Estruturas de fluxo são zonas planares irregulares que controlam a disposição da alteração. Dentro das zonas, os plagioclásios têm orientação paralela ao fluxo, fora dos planos sua orientação é levemente oblíqua (Figura 4.40).



Figura 4.40 Fotomicrografia (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) mostrando a leve orientação dos minerais da matriz paralelamente ao microfenocristal.

DERRAME 15: cota do topo 458m; espessura = 12m.

A rocha é basáltica, tem cor cinza escura e textura afanítica. Na zona maciça ocorrem abundantes fraturas de resfriamento do tipo colunado e tabular, bem como fraturas tectônicas, estas em menor quantidade, originando blocos de diversos tamanhos. As principais famílias de fraturas estão representadas na Figura 4.41.

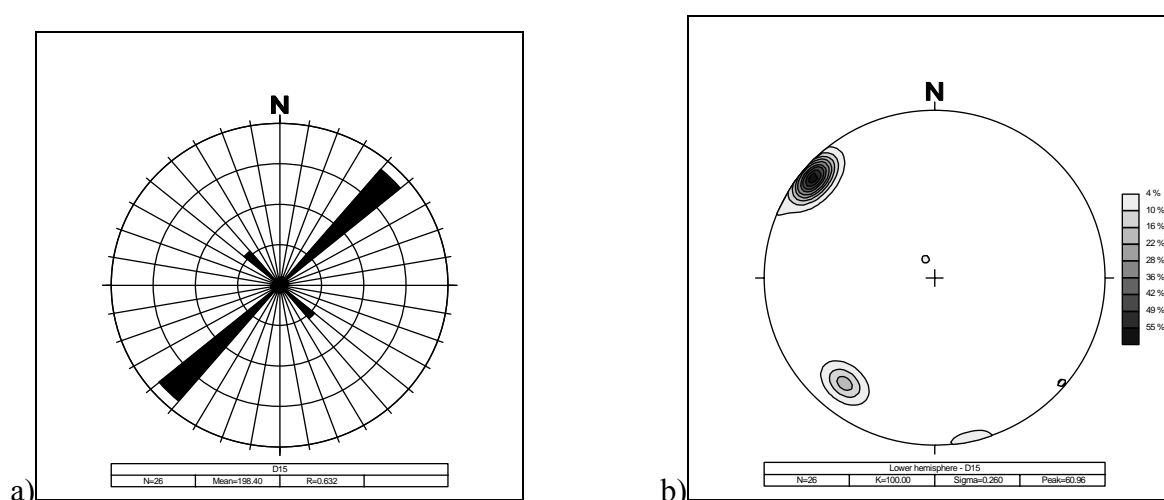


Figura 4.41 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D15 mostrando as principais famílias de fraturas.

O derrame apresenta uma zona amígdalar de topo com espessura de aproximadamente 10 metros, forma sinuosa, com estrutura de fluxo bem marcada e rocha em avançado estado de alteração.

As amígdalas estão distribuídas ao longo de todo o derrame. No topo, onde estão concentradas, o tamanho médio é de 4cm, enquanto que no centro e na base do derrame é de 1 a 2cm. Na zona amígdalar a rocha está muito alterada e tem baixa resistência, sendo que entre os planos de fluxo ocorrem níveis de argilo-minerais de até 1cm de espessura.

O solo residual possui coloração marrom claro a amarelada, com níveis de argila de cor cinza esverdeado dentro das estruturas de fluxo reliquias. Sobre esse solo ocorre um colúvio com espessura entre 1 e 2m (Figura 4.42). No contato entre o solo e o colúvio, verifica-se uma camada de argilo-minerais com 5cm de espessura, bem como fluxo de água subsuperficial.

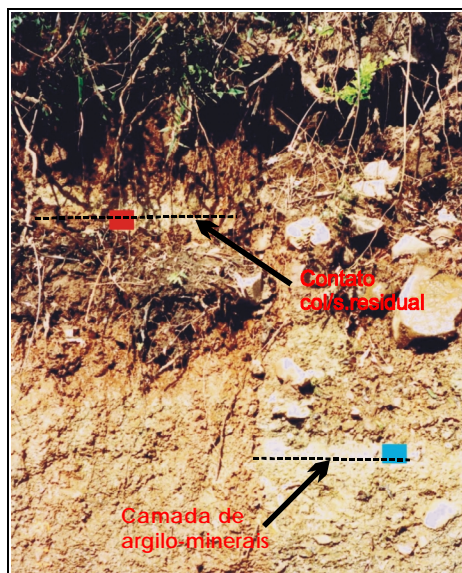


Figura 4.42 Colúvio sobre solo residual, e camada de argilo-minerais.

Descrição Petrográfica:

Amostra da parte maciça do derrame. Rocha de cor cinza claro com alteração amarelada. A textura é afanítica com amígdalas arredondadas esparsas, preenchidas por zeolita e celadonita. As amígdalas podem chegar a 4mm de diâmetro. Percebe-se, na porção alterada da amostra, a presença de estrias (ressaltos). Na parte da amostra que foi serrada é possível identificar a orientação dos minerais em níveis de 1 a 3 mm de espessura.

Composição mineralógica:

Plagioclásio = 70%

Piroxênios = 27%

Opacos = 2%

Resíduo sub-vítreo = 1%

Textura:

As texturas principais são subafíricas com raros fenocristais e intersertais. Ocorrem amígdalas preenchidas com argilas verdes nas bordas e zeolitas no centro.

Alteração:

A alteração hidrotermal está caracterizada pela presença de argilas e zeolitas nas amígdalas. Os argilo-minerais de cor verde oliva dispostos ao longo das superfícies de fluxo e sobre o resíduo de cristalização, bem como a oxidação do piroxênio, representam a alteração intempérica. O aspecto da rocha está bem representado na Figura 4.43. A estrutura de fluxo está marcada por cristais de plagioclásio fracamente orientados.

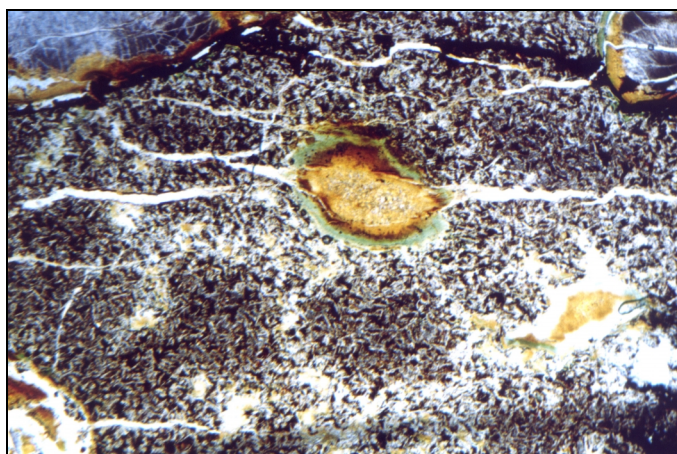


Figura 4.43 Fotomicrografia (2,5X, LP) do D15, mostrando o aspecto da rocha alterada.

DERRAME 16: cota do topo 466m; espessura = 8m.

A rocha é basáltica, com textura afanítica e cor cinza escura a ocre. A zona de topo é amígdalar brechada, com fragmentos de lava vítrea e amígdalar cimentados por zeolitas e possui estrutura de fluxo bem marcada e com fluxo d'água (Figura 4.44). A zona de brecha tem 5m de espessura, sendo caracterizada por fragmentos arredondados e angulosos com tamanhos de 2 a 10 cm e com amígdalas alongadas de dimensões entre 1mm a 1cm.

A porção maciça do derrame apresenta pequena quantidade de amígdalas com tamanho de 0,1 a 5 cm e fraturas esparsas preenchidas por zeolitas. As fraturas são predominantemente de contração do tipo colunado, ocorrendo, também, fraturas tectônicas E-W, NE e NW (Figura 4.45).

Localmente ocorre um solo residual de 1 a 2 metros de espessura.



Figura 4.44 Talude do derrame 16, mostrando a zona amígdalar de topo com estrutura de fluxo.

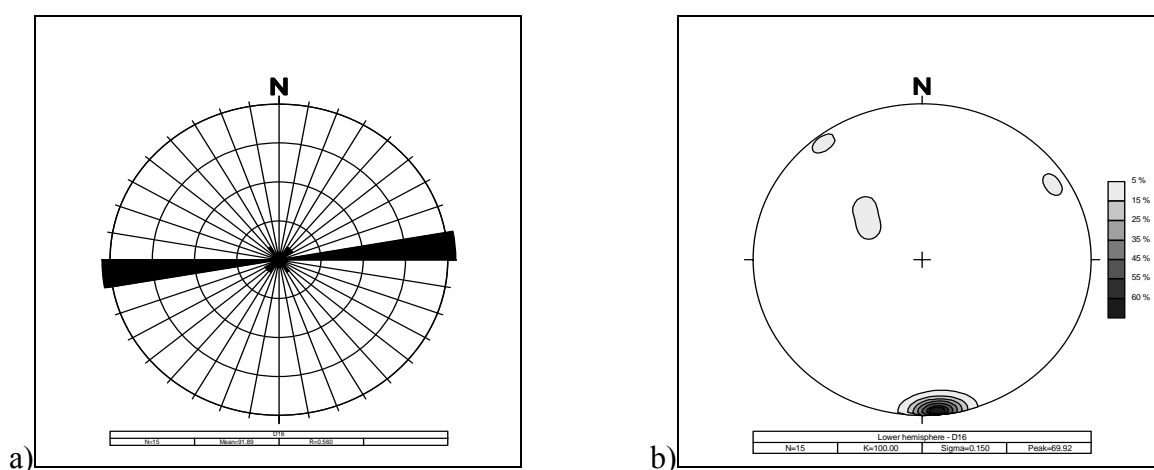


Figura 4.45 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D16 mostrando as principais famílias de fraturas.

Descrição Petrográfica:

Amostra da porção maciça do derrame. Rocha de cor avermelhada, granulação fina, textura afanítica. Presença de raras amígdalas arredondadas com até 5mm de diâmetro, preenchidas por quartzo e zeolitas.

Composição mineralógica:

Plagioclásio = 57%

Piroxênio = 38%

Opacos = 2%

Resíduo sub-vítreo = 1%

Texturas dominantes:

Afírica, intersertal e amígdalar com preenchimento de argilo-minerais.

Alteração:

A alteração intempérica é caracterizada pela presença de argilo-minerais e óxidos de ferro sobre o resíduo de cristalização e sobre os piroxênios.

DERRAME 17: Cota do topo: 505m; espessura = 39m.

A rocha é basáltica, afanítica, de cor avermelhada. Apresenta zona amígdalar brechada de topo com aproximadamente 5 m de espessura e fragmentos de rocha afanítica e amígdalar. As amígdalas são alongadas e preenchidas por zeolitas e as brechas são cimentadas pelo mesmo mineral. Logo abaixo da zona amígdalar de topo, aparecem drusas com 50cm de diâmetro preenchidas por zeolita e quartzo.

Ocorrem juntas de contração tabulares, de espaçamento aproximado de 1 m até 10 cm, na base e topo do derrame, enquanto que estruturas do tipo colunares são restritas ao centro. As fraturas tectônicas são sub-verticais com direção E-W e, subordinadamente, NE e NW (Figura 4.46). A rocha também possui fraturas de alívio no topo do derrame (Figura 4.47).

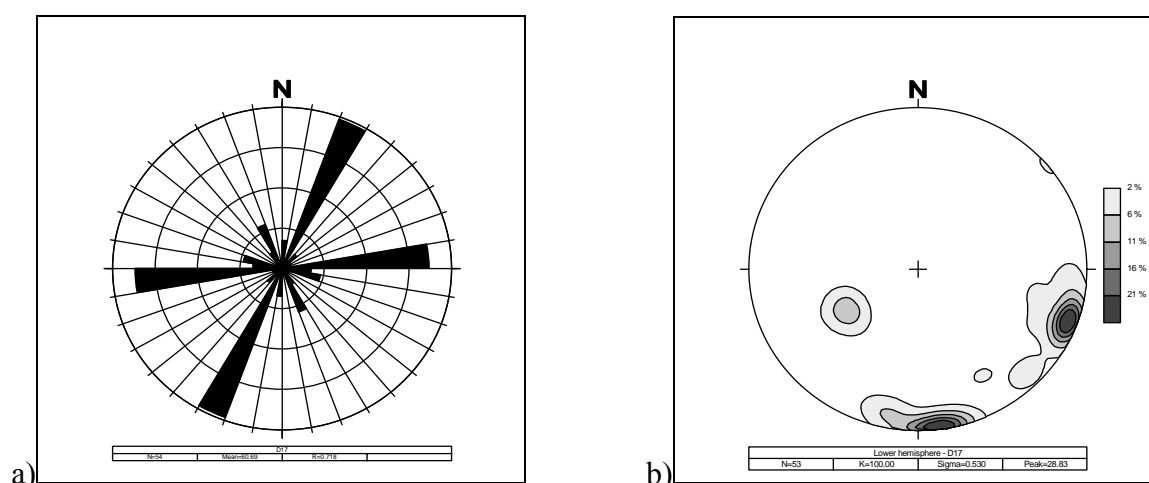


Figura 4.46 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D17 mostrando as principais famílias de fraturas.

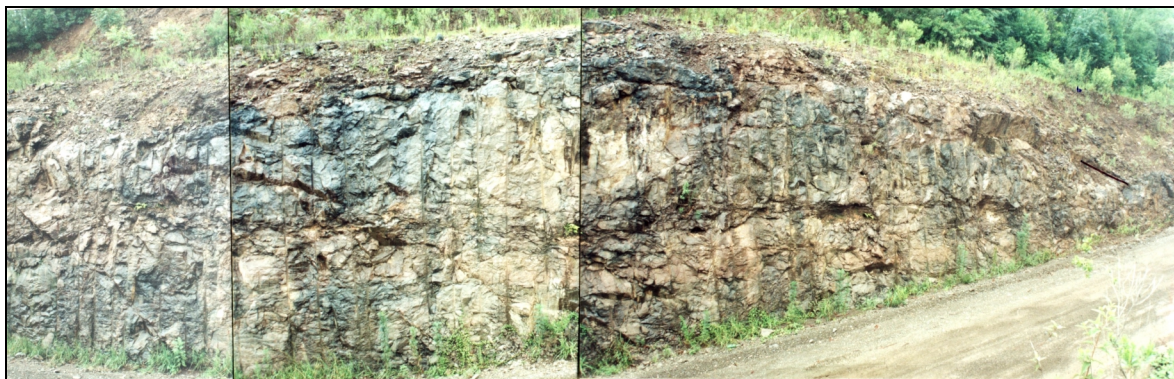


Figura 4.47 Talude em curva do derrame 17, mostrando as fraturas de alívio.

Descrição Petrográfica:

Amostra da parte maciça do derrame. Rocha avermelhada, granulação fina, textura afanítica, com amígdalas de até 1mm preenchidas por zeolitas. Microfraturas de até 2mm de largura preenchidas por zeolitas.

Composição mineralógica

Plagioclásio = 67%

Piroxênio = 18%

Opacos = 5%

Resíduo quartzo-feldspático = 10%

Texturas dominantes:

As texturas dominantes são dos tipos afírica e intersticial. Os plagioclásios são aciculares e possuem texturas tipo cauda de andorinha.

Alteração:

Apresenta fraca alteração intempérica, caracterizada pela oxidação do resíduo e dos piroxênios ao longo de microfraturas.

DERRAME 18: cota do topo: 542m; espessura = 37m.

O principal afloramento desta unidade encontra-se na pedreira utilizada para fornecimento de material de empréstimo (Figura 4.48). A rocha é basáltica de cor preta, com alteração em tons verdes, vermelhos e amarelos. A textura é do tipo glomeroporfírica, onde o tamanho dos grãos diminui do meio para a base e para o topo do derrame.

Na base do derrame há exposição de uma brecha com clastos vítreos a sub-vítreos cimentados com areia e de contato gradual com o restante do derrame (Figura 4.49).

A porção central do derrame possui estrias horizontais que marcam o fluxo e apresenta juntas de contração do tipo colunado preenchidas por zeolita, quartzo e óxido de Mn. Há uma zona de falha de 6,5m de largura em que as fraturas têm espaçamento de 20 – 90 cm. Algumas fraturas possuem sulfetos de Cu (calcopirita e bornita). Os blocos gerados pelo fraturamento possuem esfoliação esferoidal. As fraturas tectônicas são E-W e NE (Figura 4.50).

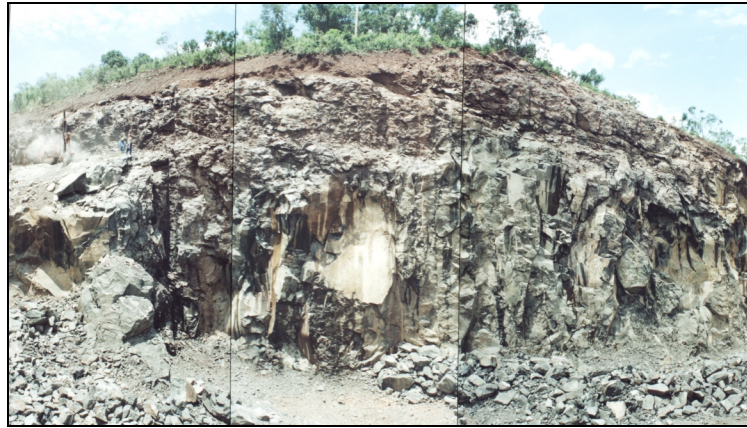


Figura 4.48 Pedreira para material de empréstimo onde aflora o D18.

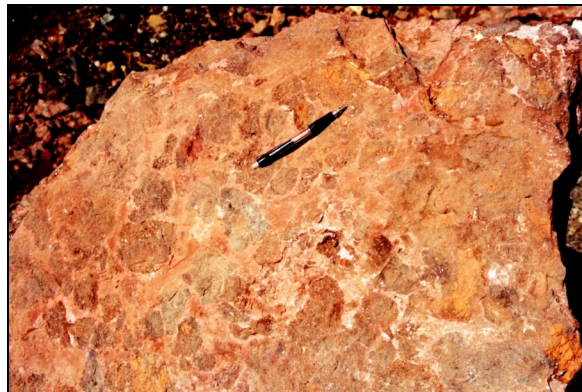


Figura 4.49 Brecha de base do D18.

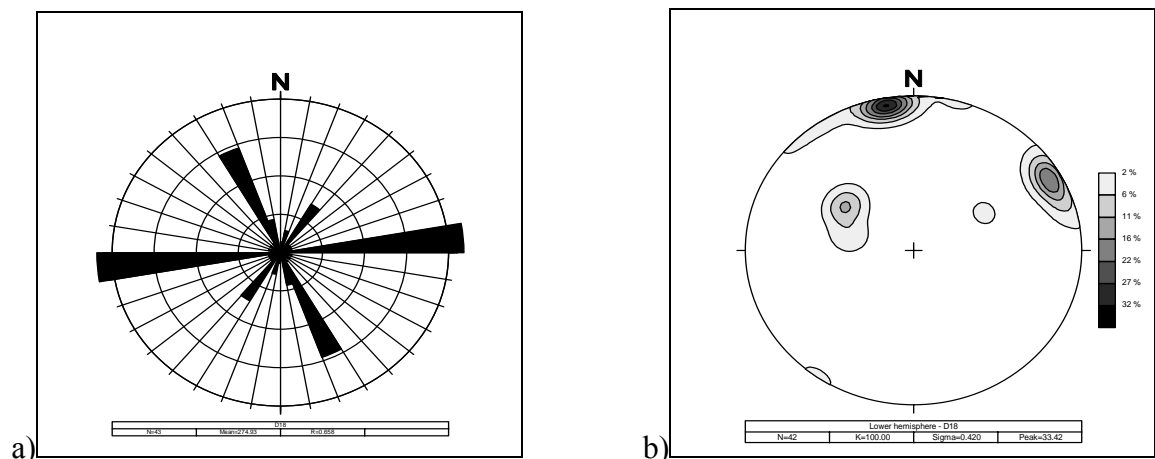


Figura 4.50 Diagrama de rosetas (a) e pólos (b) do D18 mostrando as principais famílias de fraturas.

A zona de topo é amígdalar com espessura variando entre 2 e 5 metros, e apresenta estrutura de fluxo pronunciada e intensa alteração, com formação de argilo-minerais. O limite inferior da zona de topo é sinuoso. As amígdalas são preenchidas por zeolita, quartzo e rara selenita.

Um depósito de tálus/colúvio de matriz argilosa, cor marrom avermelhada com aproximadamente 1 m de espessura, está depositado sobre o solo residual desse derrame. Observou-se fluxo d'água no contato do colúvio com o solo residual e ao longo da estrutura de fluxo da zona de topo.

Descrição Petrográfica:

A amostra foi retirada da parte maciça do derrame. A rocha é basáltica de cor preta, com alteração em tons verdes, vermelhos e amarelos. A textura é glomero-porfírica, caracterizada por fenocristais de aproximadamente 0,5 cm de plagioclásio e piroxênio, imersos em uma matriz afanítica, com leves variações granulométricas. Na matriz da rocha foram identificados alguns cristais de cobre nativo.

Composição mineralógica:

Plagioclásio - fenocristais (1,2mm) = 8% ; matriz = 64%

Piroxênio - fenocristais (1,7mm) = 2% ; matriz = 20%

Olivina - fenocristais (0,96mm) = <1%

Opacos = 4%

Resíduo sub-vítreo = 1%

Texturas dominantes:

As principais texturas encontradas em lâmina delgada são glomero-porfírica (Figura 4.51), subofítica, intersertal e amígdalar com preenchimento de zeolitas e argilo-minerais. Os aglomerados de fenocristais formam *clusters* com até 0,5cm. A rocha é basáltica de cor preta, com alteração em tons verdes, vermelhos e amarelos.

Alteração:

A alteração hidrotermal aparece caracterizada pela presença de argilo-minerais gerados como pseudomorfose dos fenocristais de olivina (Figura 4.52), e pela presença de celadonita e zeolita nas amígdalas (Figura 4.51). São característicos da alteração intempérica, os óxidos de ferro sobre os piroxênios, argilização e oxidação do resíduo sub-vítreo e argilização dos fenocristais de plagioclásio ao longo das microfraturas

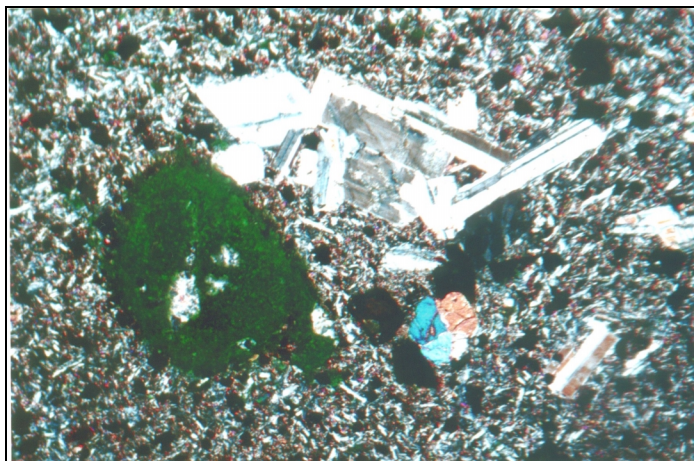


Figura 4.51 Fotomicrografia (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) do derrame 18 mostrando a textura glomero-porfírica, bem como amígdala preenchida por argila e zeolita.

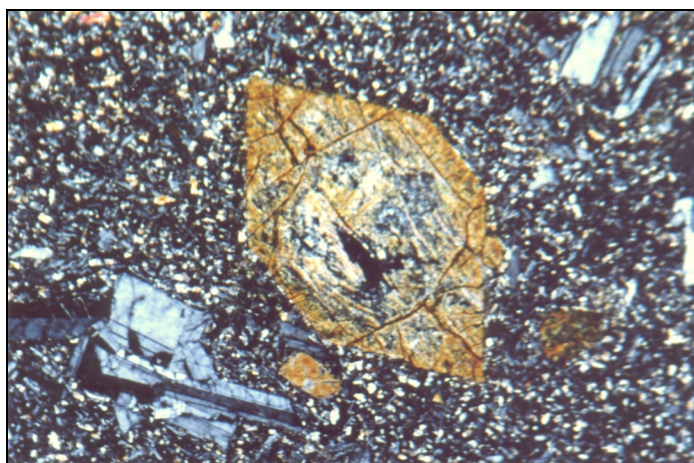


Figura 4.52. Fotomicrografia (2,5X, LP, dimensões do campo: 3,6 x 5,4mm) do derrame 18, mostrando um cristal de olivina pseudomórfico.

4.3 CLASSIFICAÇÃO DOS DERRAMES QUANTO AOS ASPECTOS PETROGRÁFICOS E COMPORTAMENTO GEOTÉCNICO

A partir da análise petrográfica em escala microscópica, os dezoito derrames mapeados foram divididos em três grupos distintos em função de aspectos texturais e mineralógicos (Anexo B): (i) basaltos microporfíricos, (ii) basaltos microporfíricos com olivina e, (iii) basaltos afíricos e subafíricos. Os derrames 2 e 3 não foram incluídos nesta classificação em decorrência da falta de bons afloramentos que permitissem a coleta de amostras com qualidade para a confecção de lâminas petrográficas.

(i) Basaltos Microporfíricos: rochas com fração modal de fenocristais variando entre 5 e 10% compostos de plagioclásio e piroxênio. Este grupo é constituído pelos derrames 1, 5, 6 e 13.

(ii) Basaltos Microporfíricos com Olivina: estes derrames são por vezes glomeroporfíricos, com fenocristais de plagioclásio, piroxênio e olivina com fração modal entre 10 e 25%. Fazem parte deste grupo os derrames 4, 12 e 18.

(iii) Basaltos afíricos e subafíricos. Este grupo de derrames é o mais expressivo do ponto de vista volumétrico, compreendendo 9 unidades das 18 mapeadas, as quais correspondem aos derrames 7, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 16 e 17. Os basaltos afíricos não possuem fenocristais e os subafíricos apresentam fenocristais em pequenas quantidades, não superiores a 1%. A variação composicional mais expressiva reside no conteúdo de clinopiroxênio que alcança até 38% do volume da rocha. Em campo, conforme o Anexo 2 (coluna estratigráfica), este grupo de basaltos ocorre predominantemente na metade superior da pilha básica, aparecendo acima da cota de 210 metros.

Para a previsão do comportamento geotécnico dos basaltos, levando-se em consideração os seus aspectos petrográficos, além da composição mineralógica, deve-se considerar ainda o tamanho dos grãos e as estruturas de fluxo magmático (foliações), sendo que estas últimas constituem o fator mais relevante na aceleração dos processos de alteração intempérica e hidrotermal das rochas na região.

Dentro do grupo dos basaltos microporfíricos, aqueles com olivina mostram uma composição mineralógica mais susceptível à alteração devido à maior abundância de minerais ferromagnesianos, os quais são menos resistentes à ação do intemperismo. Outro caráter textural determinante na taxa de alteração dos basaltos reside no vidro residual, presente em alguns derrames, que se constitui num material de elevada instabilidade termodinâmica e forte tendência à cristalização para argilo-minerais, óxidos e hidróxidos de ferro sob condições de ambiente superficial e subsuperficial raso.

No que diz respeito aos fenocristais, a interferência deles no comportamento geotécnico dos basaltos não deve alcançar níveis relevantes, pois a fração modal é pequena, nunca superior a 20%. As dimensões dos microfenocristais são milimétricas a submilimétricas, o que não imprime diferenças mecânicas em rocha sã, nem estimula os mecanismos de alteração.

As estruturas de fluxo magmático são, sem dúvida, o fator mais importante na determinação da qualidade da rocha, pois elas originam uma permeabilidade adicional à

rocha, facilitando a percolação de água, o que acelera os processos intempéricos gerando materiais de baixa resistência.

No grupo dos basaltos microporfíricos com olivina (derrames 4, 12 e 18), as rochas mais frágeis encontram-se no D4 pois, além de apresentar estrutura de fluxo magmático ao longo de toda a sua extensão ele apresenta 20% de resíduo vítreo, diferentemente dos demais que apresentam 1% deste material e são maciços.

Nos basaltos microporfíricos sem olivina (derrames 1, 5, 6, 13) não foram identificadas estruturas de fluxo magmático. Por isto, estas rochas, que possuem de 1 a 7% de vidro residual, são mais resistentes à intemperização, com exceção do D1 que apresenta 68% de vidro.

Nos basaltos afíricos (derrames 7,8,9,10, 11, 14, 15, 16 e 17), as rochas mais susceptíveis ao intemperismo são aquelas encontradas nos derrames D8, D9, D14 e D15, pois apresentam estrutura de fluxo não registrada nos demais derrames.

Na área mapeada, a resistência dos basaltos está associada, em ordem decrescente de importância, aos seguintes fatores: I) a presença de estruturas de fluxo magmático, cuja influência é muito maior que as demais; II) a quantidade de resíduo cristalino e III) ao tamanho de grão.

4.4 DISTRIBUIÇÃO DA ALTERAÇÃO NOS BASALTOS

Na primeira etapa do trabalho de reconhecimento da distribuição e da composição dos minerais de alteração, foram descritas lâminas delgadas com o auxílio de um microscópio petrográfico e efetuadas análises de difração de raios X em rocha sã e alterada.

A alteração dos basaltos da Rota do Sol ocorreu por dois processos diferentes, que deram origem a minerais distintos: hidrotermalismo e intemperismo.

O hidrotermalismo é um processo que pode ocorrer logo após a efusão da lava, desencadeado pela interação do calor da própria lava com fluidos de superfície e/ou fluidos magmáticos. Ele pode estar relacionado aos eventos geotérmicos posteriores à formação do basalto, como o alojamento de corpos intrusivos ou ainda um aumento do gradiente geotérmico.

O intemperismo ocorre devido à instabilidade natural dos minerais das rochas ígneas diante do ambiente superficial (baixas pressões e temperaturas) e da presença de água meteórica, considerada um poderoso agente intempérico. Neste caso, condições regionais de

clima quente e superúmido facilitam e aceleram os processos de alteração dos minerais ígneos para óxidos e hidróxidos de ferro e argilo-minerais.

Nesta etapa do trabalho foi caracterizada como alteração hidrotermal, a presença de minerais como celadonita, zeolitas, quartzo, carbonatos e calcedônia. Estes minerais foram observados geralmente dentro das amígdalas e geodos; entretanto, eles também foram encontrados dentro de micro fraturas e de planos nas estruturas de fluxo. Na maioria das lâminas analisadas, a celadonita apresentava-se em contato com a parede do basalto, sendo, portanto, um produto direto da interação entre o fluido hidrotermal e a parede rochosa. As argilas hidrotermais também ocorrem como pseudomorfose em cristais de olivina.

A alteração intempérica foi caracterizada pela neoformação de óxidos (e hidróxidos) de ferro e de argilas do tipo esmectitas e caolinitas. Estes produtos aparecem nas bandas geradas pelo fluxo da lava, como alteração intempérica da matriz e do resíduo de cristalização, em fraturas de minerais e diretamente sobre piroxênios. Nas análises de difratometria de raios X, do derrame D4 (Figura 4.53) observou-se que a amostra de solo (a) apresentou esmectitas e caolinita devido ao seu estado de lixiviação mais evoluído do que a rocha alterada (b) que apresentou apenas esmectitas.

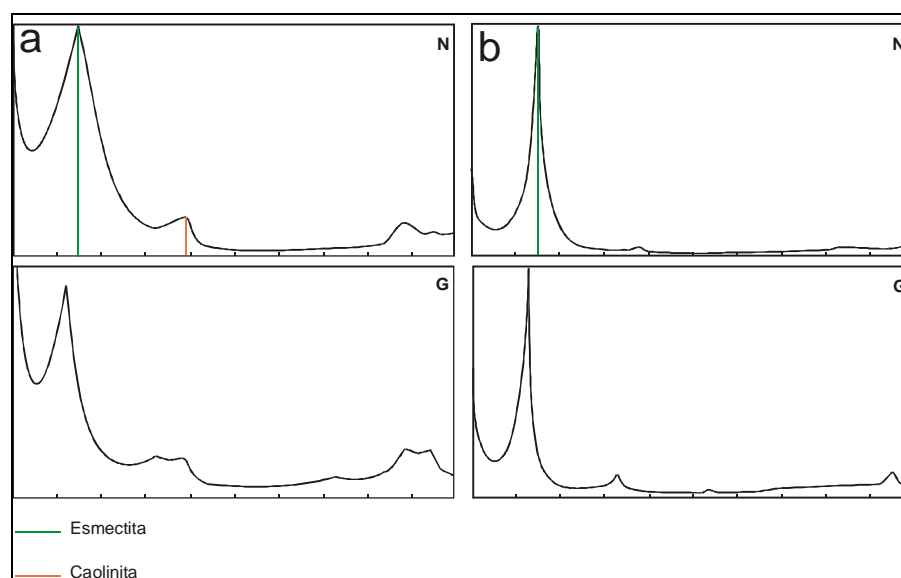


Figura 4.53. Difratogramas de raios X esquemáticos de amostras do D4 a) solo residual; b) rocha alterada.

A intensidade da alteração intempérica do maciço rochoso está diretamente relacionada à presença de estruturas de resfriamento e tectônicas, que servem de caminhos preferenciais para a água no maciço rochoso. Deste modo, quanto maior a densidade de

estruturas, conforme observado nas porções rochosas com estrutura de fluxo, maior a velocidade dos processos intempéricos, como por exemplo o derrame D4.

O grau da alteração intempérica influencia na resistência mecânica e na qualidade da rocha a ser usada como material de empréstimo para as obras civis. A presença de argilominerais expansivos (esmectitas), um dos principais produtos de alteração de rochas basálticas, acelera ainda mais a degradação dos minerais ígneos, devido à sua propriedade intrínseca de expansão e contração, o que gera ainda maior permeabilidade no material rochoso, facilitando ainda mais a percolação da água.

4.5 CARACTERIZAÇÃO DOS COLÚVIOS

Os colúvios da Rota do Sol foram mapeados ao longo da margem oeste do Rio Três Forquilhas (Anexo 1), sendo que as maiores espessuras, cerca de 8m, encontram-se abaixo da cota de 200 metros de altitude. Os depósitos de colúvio foram mapeados com o auxílio de fotografias aéreas nas escalas 1:100.000 e 1:20.000 e confirmados em campo.

As principais feições indicativas destes depósitos são as formas arredondadas das baixas encostas e a exposição de matacões e seixos dispersos na matriz siltico-argilosa com feições de movimento do tipo rastejo.

No vale do rio Três Forquilhas, maioria dos depósitos de colúvios são de cor marrom escuro a avermelhado, com blocos dispersos, mal selecionados, sem qualquer estrutura sedimentar e algumas vezes apresentam uma linha de seixos ou blocos na sua base. Os blocos dos colúvios são subangulares a subarredondados compostos por rocha vulcânica básica e ácida. Nas porções proximais, os blocos normalmente não apresentam pátina ou ela é pouco espessa de cor ocre. Nas porções mais centrais, a pátina esta presente em espessuras maiores, que tendem a diminuir ou desaparecer nos blocos das porções mais distais, devido ao transporte.

Nas porções proximais das encostas, há uma passagem transicional dos depósitos de tálus para depósitos de colúvios. Os depósitos de tálus são constituídos basicamente por blocos de rocha que estão em contato direto entre si, apresentando baixo conteúdo de matriz.

Nas porções distais, os colúvios apresentam progressivamente menor quantidade de blocos e seixos e maior conteúdo de matriz de natureza argilo-arenosa, a qual preenche o espaço intra-blocos. O perfil longitudinal dos corpos de tálus/colúvios apresenta uma declividade progressivamente mais suave em direção às cotas inferiores.

Na base de alguns colúvios mapeados, que ocorrem sobre solo residual, foram observadas camadas de esmectitas com até 50cm de espessura geradas por eluviação (Figura 4.54). Tais camadas possuem baixa resistência ao cisalhamento, tornando-se a superfície preferencial para ocorrência de escorregamentos. Bressani *et al.* (2001) determinaram uma baixa resistência de cisalhamento residual ($9^\circ < \phi_r' < 14^\circ$) para amostras de solo de um talude próximo ao município de Itati, na RS 486, cuja ruptura ocorreu em uma camada de argila no contato do colúvio com o solo residual.



Figura 4.54 Colúvio sobre solo residual (km 1+640, LoteII).

O fluxo da água através do colúvio faz com que ocorra eluviação das argilas, depositando-as no contato com o solo residual. Esta concentração de argilas no contato do colúvio com o solo residual se deve ao fato de que a permeabilidade dos colúvios é geralmente mais alta do que a do solo. Esta afirmação é corroborada por estudos de Bressani *et al.* (1997) em um talude no município de Teutônia (RS). Neste talude, segundo os autores, a transição entre colúvio e solo residual foi identificada pela mudança na cor e valores de N(SPT). Os valores típicos de SPT encontrados estão entre 0 e 5 para o colúvio e 5 e 30 para o solo residual. Além destes dados, a condutividade hidráulica *in situ* obtida para a parte superior do colúvio foi de 10^{-4} m/s a 10^{-6} m/s e para a parte inferior 10^{-10} m/s a 10^{-9} m/s. A condutividade medida para o solo residual variou entre 10^{-9} e 10^{-8} m/s.

Deste modo, devido à diferença de permeabilidade entre o colúvio e o solo residual, origina-se uma zona de contato entre ambos que atua como uma barreira ao transporte das argilas por eluviação, forçando a sua deposição (Figura 4.55). É provável também, que as argilas encontradas nas estruturas de fluxo reliquias nos solos saprolíticos sejam originadas tanto por formação local como por eluviação de locais com maior carga hidráulica (a montante no fluxo).

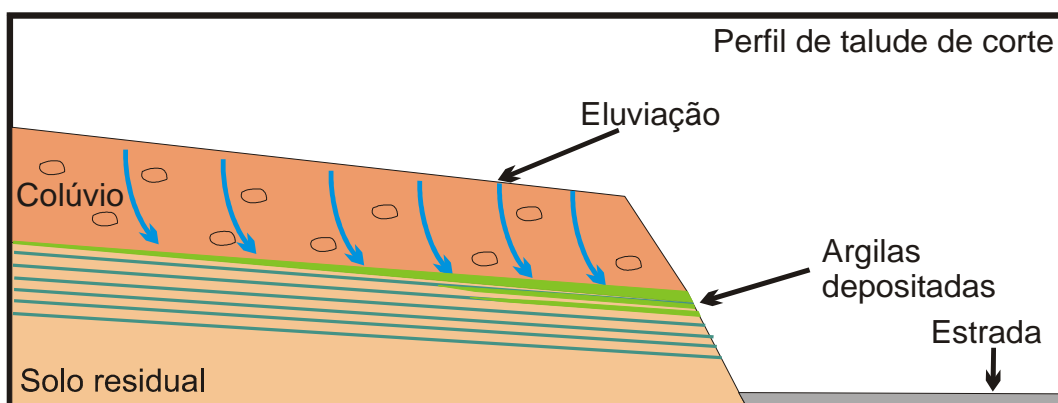


Figura 4.55 Desenho esquemático de um corte para rodovia representando a localização das camadas de argilas depositadas por eluviação (Menezes de Jesus, 2002).

Os colúvios têm sido uma fonte constante de problemas durante a construção da RS 486, pois são comuns os escorregamentos de grandes massas coluvionares, através da encosta. Em campo foram observados degraus nas encostas dos morros e árvores com troncos inclinados, característicos do movimento de rastejo das massas coluvionares. Os movimentos de rastejo em colúvios podem ser observados ao longo do vale do Rio Três Forquilhas. A Figura 4.56 exemplifica o rastejo da área, onde as árvores mostram seus troncos inclinados



Figura 4.56 Árvores inclinadas devido à movimentação do colúvio.

CAPÍTULO 5 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

As estruturas frágeis desenvolvidas em maciços rochosos correspondem principalmente às fraturas (juntas e falhas), às brechas de falha e às microfraturas. Segundo Ramsay e Huber (1987), fraturas são descontinuidades disjuntivas presentes nas rochas que podem ser designadas de juntas ou de falhas. A distinção entre elas se dá pela magnitude do deslocamento relativo dos blocos isolados. As falhas são fraturas que mostram um deslocamento superior a 5mm, enquanto nas juntas, o deslocamento dos blocos é inferior a 5 mm.

Park (1982) define falha como uma estrutura planar ou curvilinear, por meio da qual a rocha foi deslocada numa direção, geralmente contida no plano de fratura. Para o autor, juntas consistem em estruturas planares ou curvilineares onde, diferentemente das falhas, não há deslocamento, ou o deslocamento é tão pequeno que dificulta a sua identificação e visualização.

Um maciço rochoso pode ser submetido a diferentes tipos de tensões compressivas ou distensivas em diferentes direções. O tipo de tensão atuante sobre o maciço determinará a orientação das estruturas deformacionais, enquanto a diferença de magnitude entre as direções de tensão implicará no padrão geométrico destas fraturas.

No estado frágil, as rochas submetidas a um campo tensional acima do seu limite de resistência apresentam rupturas, que resultam na formação de estruturas deformacionais como as fraturas. Segundo Hobbs *et al.* (1976), se a rocha for submetida a uma pequena magnitude de tensão e a baixa pressão confinante, haverá a formação de pequenas fraturas denominadas de trativas, que são paralelas à direção de compressão. À medida que aumentam as tensões aplicadas e/ou a temperatura, as rochas podem desenvolver um par conjugado de fraturas denominados de fratura de cisalhamento.

Para Woodcock e Fischer (1986), em zonas de cisalhamento transcorrentes desenvolvem-se os chamados *duplexes* que são arranjos de falhas imbricadas (Figura 5.1). Segundo os autores, *straights* são segmentos lineares subparalelos ao vetor de deslocamento regional e *bends* são segmentos oblíquos a esse vetor. Os deslocamentos podem ser transferidos entre duas falhas por meio de um offset. Os duplexes compressionais podem se formar em *bends* ou *offsets* comprimidos e, de forma análoga, a abertura de espaços vazios

correspondem aos *duplexes* extensionais. Os *duplexes* são normalmente limitados por duas zonas de falhas principais contínuas e entre estas zonas ocorrem falhas *en échelon* que completam sua estrutura. Nas extremidades das falhas principais, formam-se as ramificações pinadas, com a mesma orientação e sentido de movimento das falhas *en échelon* que compõem os duplexes.

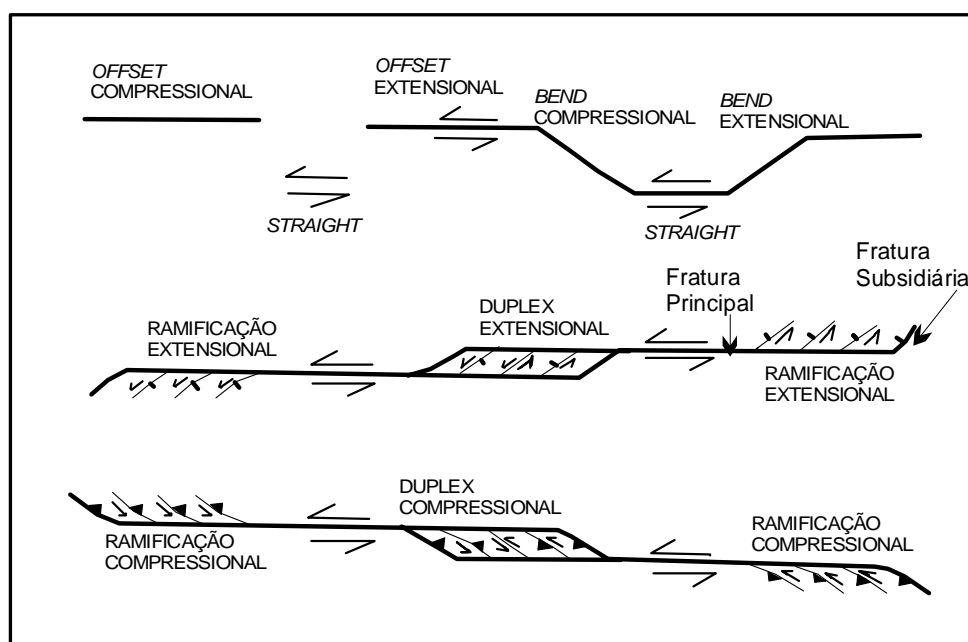


Figura 5.1 Esquema da geração de duplexes e ramificações, extensionais e compressionais, em um sistema de zona de cisalhamento transcorrente levógiro (modificado de Woodcock e Fischer, 1986).

Neste capítulo, serão apresentados os resultados das análises dos lineamentos extraídos de fotografias aéreas para a Bacia do Rio Três Forquilhas e o mapeamento estrutural realizado nos derrames básicos.

5.1 ANÁLISE DE LINEAMENTOS DO TIPO 2

A análise dos lineamentos da Bacia do Rio Três Forquilhas, realizada por meio de estatística vetorial e geométrica servem como subsídio, juntamente com o mapeamento estrutural, análise geomorfológica e das litologias, para caracterizar o comportamento das águas subterrâneas na área estudada.

5.1.1 Metodologia para extração dos lineamentos

A identificação e caracterização das estruturas na Rota do Sol foram realizadas inicialmente com o reconhecimento das principais estruturas regionais por meio de fotografias aéreas nas escalas 1:110.000 e 1:20.000, de onde foram extraídos os lineamentos e posteriormente, com os trabalhos de campo.

Neste trabalho, considerou-se o conceito de lineamento de Strieder & Amaro (1997). Para os autores, lineamentos representam uma expressão topográfica, na superfície do terreno, de estruturas tridimensionais presentes na crosta terrestre. Estes lineamentos podem ser altos topográficos (positivos) ou baixos topográficos (negativos). Os lineamentos Tipo 2, segundo Strieder & Amaro (1997), correspondem à zonas de fraturas.

Os lineamentos Tipo 2 identificados na Bacia do Rio Três Forquilhas (Anexo C) são segmentos retilíneos de drenagem que representam zonas de fratura ou qualquer outro tipo de descontinuidade da rocha onde houve percolação de água superficial e, portanto, maior propensão à alteração intempérica. Eles desenvolvem padrões regionais de fraturas com *trends* que se interceptam em diversos locais.

Para a extração dos lineamentos, foi utilizado um par de fotografias aéreas na escala 1:110.000 (Fx: 98, fotos nº 122487 e 122488, de 1975), em função da possibilidade de observação do relevo da região em três dimensões. O estereopar foi analisado em estereoscópio de espelho marca WILD e os lineamentos Tipo 2 foram delimitados pela extensão dos segmentos de drenagem e registrados em um *overlay*. Após a identificação, os lineamentos foram transferidos para um mapa topográfico base, em escala 1:50.000 do Serviço Geográfico do Exército (SGE), por meio de interpretação morfológica.

O comprimento e atitude dos lineamentos foram obtidos com uma bússola do tipo Silva. Com os dados de direção dos lineamentos, foi construído, com o auxílio do Software StereoNet for Windows, um diagrama de rosetas para separar as principais famílias.

5.1.2 Metodologia para Análise Estatística Vetorial

A estatística dos lineamentos foi realizada com base na análise vetorial de dados em duas dimensões, conforme proposto por Cunha (1996), e teve como objetivo caracterizar e delimitar cada um dos conjuntos azimutais que ocorrem na área.

A partir do histograma circular de frequência (diagrama de rosetas), os lineamentos foram divididos em famílias que foram analisadas individualmente. Foi construído um banco de dados com o comprimento e o azimute (geográfico) de cada lineamento. A ferramenta utilizada para tal estudo foi a planilha de cálculo Microsoft Excel, seguindo os passos descritos abaixo com base na metodologia modificada de Cunha (1996):

Para cada família criou-se uma planilha de cálculo;

Os dados lidos de comprimento e azimute de cada lineamento foram transcritos para suas respectivas planilhas;

Para a Família 1, como só foram feitas leituras de 0° à 180° (geográfico), foi necessário rebater os ângulos de 175° à 180° para 355° a 360° . Utilizou-se a seguinte relação:

$$\text{Azimute lido rebatido} = \text{Azimute lido} + 180^\circ \quad (5.1)$$

Como o *software* trabalha com coordenadas trigonométricas, foi necessário transformar os ângulos lidos de azimutes geográficos em trigonométricos (em cada planilha). Para isto as relações utilizadas foram:

| Azimute Geográfico (lido) | Azimute Trigonométrico (cálculos) |
|-----------------------------|---|
| De 0° à 90° | = $90^\circ - \text{Azimute lido}$ |
| De 90° à 180° | = $180^\circ - \text{Azimute lido} + 270^\circ$ |

Os azimutes corrigidos foram dobrados para eliminar o erro da resultante, erroneamente tendenciosa para leste (Krumbein 1939, citado por Cunha, 1996);

Calculou-se a componente leste-oeste do vetor correspondente a cada lineamento da seguinte forma:

$$\text{Comprimento lido do Alinhamento} \times \text{Seno do Azimute dobrado} \quad (5.2)$$

Calculou-se a componente norte-sul do vetor correspondente a cada lineamento da seguinte forma:

$$\text{Comprimento lido do Alinhamento} \times \text{Co-seno do Azimute dobrado} \quad (5.3)$$

Calculou-se o azimute médio (θ_m) pelo arco tangente da divisão entre o somatório das componentes leste-oeste e o somatório das componentes norte-sul dos vetores correspondentes de cada família.

$$\theta_m = \frac{1}{2} \arctg \frac{\sum C \times \text{sen} 2\theta_i}{\sum C \times \text{cos} 2\theta_i} + q \quad (5.4)$$

Os valores de θ_m , obtidos no Excel, são ângulos que variam entre 0° e 90° ou entre 0° e -90° (em coordenadas trigonométricas), pois o *software* fornece, como resposta de arco tangente, valores de ângulos nestes intervalos. A componente q (Moustafa, 1992) é um valor angular que adapta as propriedades geométricas às representações segundo azimutes geográficos, quando estas não se encontrarem no quadrante correto indicado pelo diagrama de rosetas.

Calculou-se a magnitude do vetor resultante (R), para cada uma das famílias, a partir do somatório das componentes leste-oeste e norte-sul dos vetores, através da fórmula:

$$R = \sqrt{(\sum C \times \text{cos} 2\theta_i)^2 + (\sum C \times \text{sen} 2\theta_i)^2} \quad (5.5)$$

Calculou-se o comprimento médio (C_m) dos alinhamentos dividindo-se R pelo número de amostras (n) de cada uma das famílias, através da fórmula:

$$C_m = \frac{R}{n} \quad (5.6)$$

Para avaliar o grau de dispersão dos dados, calculou-se a significância do vetor (S_v) para cada família. A significância do vetor é dada pela divisão do valor R pela soma dos comprimentos de todos os alinhamentos lidos daquela família. A S_v varia entre 0 e 1, sendo que valores próximos de 1 indicam pequena dispersão e valores próximos de 0 indicam alta dispersão.

$$S_v = \frac{R}{\sum C} \quad (5.7)$$

Além disso, foram construídos gráficos de dispersão correlacionando azimute geográfico x comprimento a fim de identificar as direções das fraturas principais (maior comprimento) e das fraturas subsidiárias (menor comprimento) dentro de cada família.

5.1.3 Análise dos Dados

Foram medidos 862 lineamentos divididos, por meio de histograma circular de frequência (diagrama de rosetas), em seis famílias bem definidas (Figura 5.2)

Família 1: distribui-se em um intervalo de 25 graus entre os azimutes geográficos de 355° à 20° com 112 medidas;

Família 2: distribui-se em um intervalo de 34 graus entre os azimutes geográficos de 21° à 55° com 162 medidas;

Família 3: apresenta a maior frequência e distribui-se em um intervalo de 29 graus entre os azimutes geográficos de 56° à 85° com 170 medidas;

Família 4: distribui-se em um intervalo de 34 graus entre os azimutes geográficos de 86° à 120° com 168 medidas;

Família 5: distribui-se em um intervalo de 29 graus entre os azimutes geográficos de 121° à 150° com 135 medidas;

Família 6: distribui-se em um intervalo de 24 graus entre os azimutes geográficos de 151° à 175° com 115 medidas.

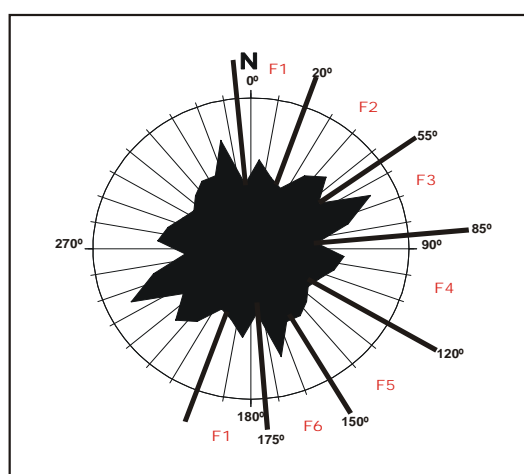


Figura 5.2 Histograma circular de frequência dos lineamentos tipo 2 – Bacia do Rio Três Forquilhas (862 medidas).

Os resultados obtidos no tratamento dos lineamentos tipo 2 encontram-se resumidos na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 Distribuição azimutal dos lineamentos Tipo 2 e resultados do tratamento estatístico vetorial.

| Família | Faixa Azimutal | intervalo | Nº Medidas | θ_m diag rosetas | $R (m)$ | $Cm (m)$ | θ_m geográfico | Sv |
|---------|----------------|-----------|------------|-------------------------|-------------|----------|-----------------------|------|
| Todos | | 360 | 862 | | 2.574.900,0 | 59,7 | 58° 02' | 0,08 |
| 2 | 21°-55° | 34 | 162 | 45° | 115.395,0 | 712,3 | 39° 20' | 0,95 |
| 3 | 56°-85° | 29 | 170 | 65° | 135.247,0 | 795,5 | 68° 30' | 0,95 |
| 4 | 86°-120° | 34 | 168 | 95° | 105.148,5 | 625,8 | 101° 22' | 0,93 |
| 5 | 121°-150° | 29 | 135 | 140° | 92.285,5 | 683,6 | 138° 30' | 0,95 |
| 6 | 151°-175° | 24 | 115 | 165° | 81.762,5 | 710,9 | 164° | 0,98 |

Onde: R o tamanho do vetor resultante; Cm o comprimento médio dos lineamentos; θ_m geográfico o valor do azimute geográfico médio obtido; Sv a significância do vetor

Observa-se na Tabela 5.1 que, para os dados de lineamentos tratados como um conjunto único, sem classificação, o valor obtido para significância do vetor resultante (Sv) é muito baixo (0,0820). Neste caso, o valor do azimute médio (θ_m geográfico= 58° 02') é pouco significativo, da mesma forma que o comprimento do vetor médio resultante ($R (m)$ = 2.574.900,0m) também pode ser considerado um valor incoerente. Com base nestes resultados, destaca-se a importância da separação e tratamento dos dados em populações diferentes.

De forma geral, observa-se que os seis grupos apresentam valores de comprimento médio (Cm) próximos, variando de 625m a 795m, destacando-se a família 3 (azimute 56°-85°) com comprimento médio de 795m mais expressivo que as demais. Os valores das magnitudes dos vetores resultantes (R) estão relacionados proporcionalmente ao número de medidas de cada família.

Comparando-se o vetor médio obtido no diagrama de rosetas com aqueles obtidos através de estatística vetorial, nota-se uma pequena diferença devida ao fato da estatística vetorial levar em conta os comprimentos dos lineamentos, o que permite obter um valor mais preciso para a direção do vetor médio.

Para cada família, foram construídos gráficos de barras em intervalos de 50, 100, 150 e 200m para ilustrar a relação entre o número de lineamentos e seus comprimentos. Este procedimento serviu para identificar as modas dos comprimentos de cada família. Os melhores resultados foram obtidos para o intervalo de comprimentos de 100m. Além destes,

foram construídos diagramas de dispersão comprimento X azimute para cada família, para se identificar quais os azimutes dos lineamentos que apresentam os maiores comprimentos.

Analisando os gráficos da Figura 5.3, pode-se perceber que, na Família 1, há grande número de lineamentos de comprimentos menores, num intervalo de 301-400m bem como nos intervalos de 601-700m e 701-800m. Os lineamentos maiores são em menor número e têm comprimentos variados. No gráfico de dispersão tem-se que os lineamentos acima de 1001m encontram-se entre os azimutes de NS e N10° E preferivelmente.

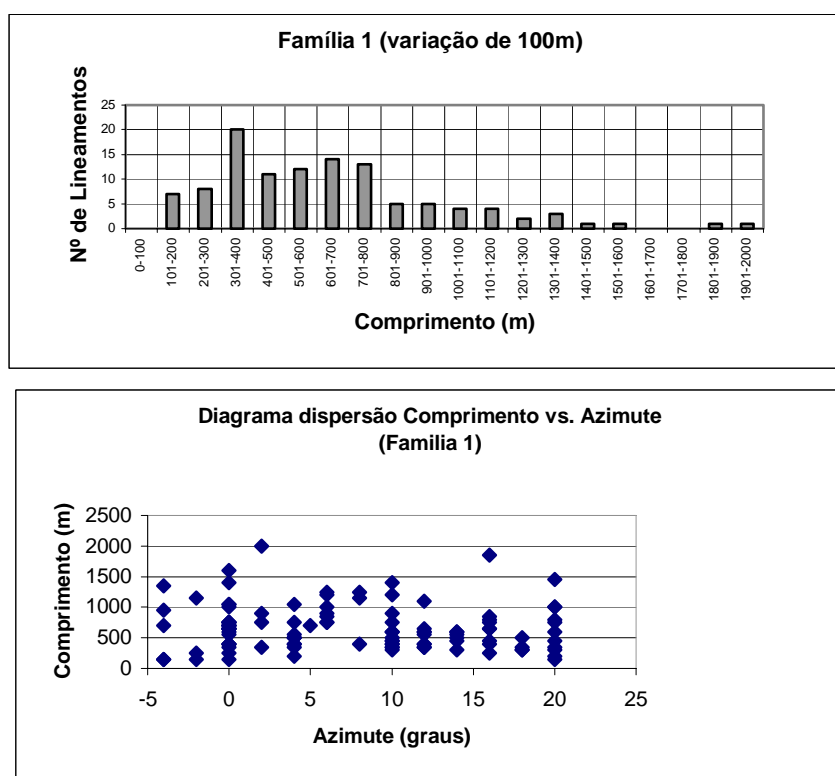


Figura 5.3 Histograma e diagrama de dispersão Família 1.

Na Família 2 (Figura 5.4) os lineamentos de menor comprimento representam o maior número de medidas (intervalos médios 301-400m e 701-800m). Nesta família há uma representatividade importante dos lineamentos compreendidos entre os intervalos de 1001 e 1500m. No diagrama de dispersão, os lineamentos de maior comprimento, acima de 1500m, estão entre os azimutes de N35° E e N55°E.

Na Família 3 (Figura 5.5) há uma grande população de lineamentos de tamanhos menores no intervalo médio de 401-500m e uma população também importante no intervalo de 701-800m. Um grande número de lineamentos de grande comprimento estão concentrados no intervalo entre 1101 e 1600m, cujos azimutes variam entre o intervalo N55°E - N65°E e em torno de N80°E.

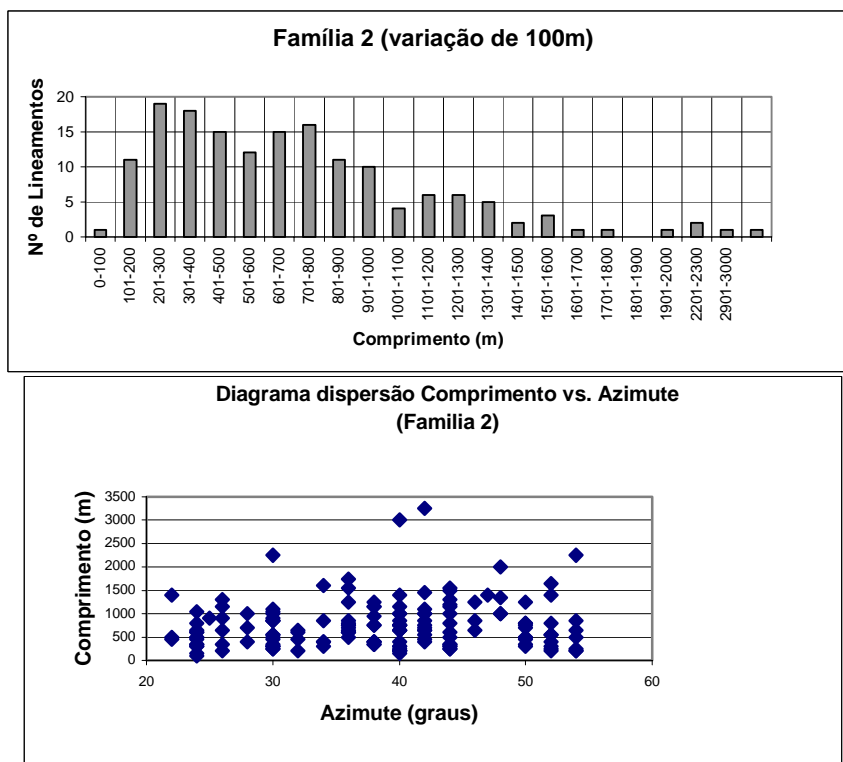


Figura 5.4 Histograma e diagrama de dispersão Família 2.

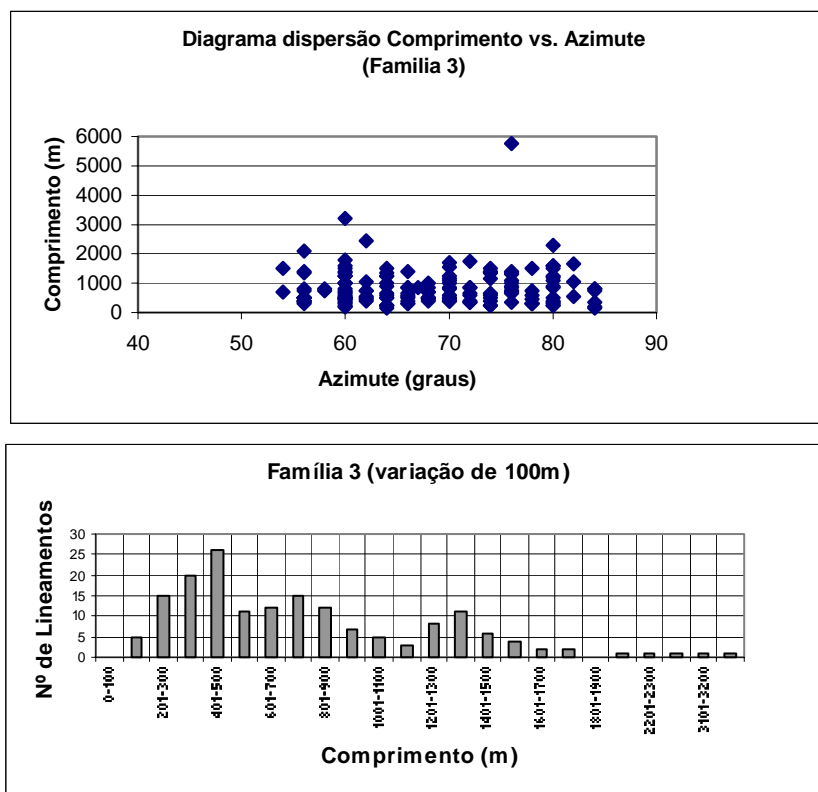


Figura 5.5 Histograma e diagrama de dispersão Família 3.

Analisando os gráficos da Figura 5.6, para a Família 4, encontra-se um grande número de lineamentos de tamanhos menores nos intervalos 301-400m e no intervalo médio de 601-700m. Os lineamentos de tamanho maior são menos representativos e têm comprimentos variados. No gráfico de dispersão os maiores lineamentos (acima de 1000m) encontram-se entre os azimutes 85° - 95° e em torno de 100° .

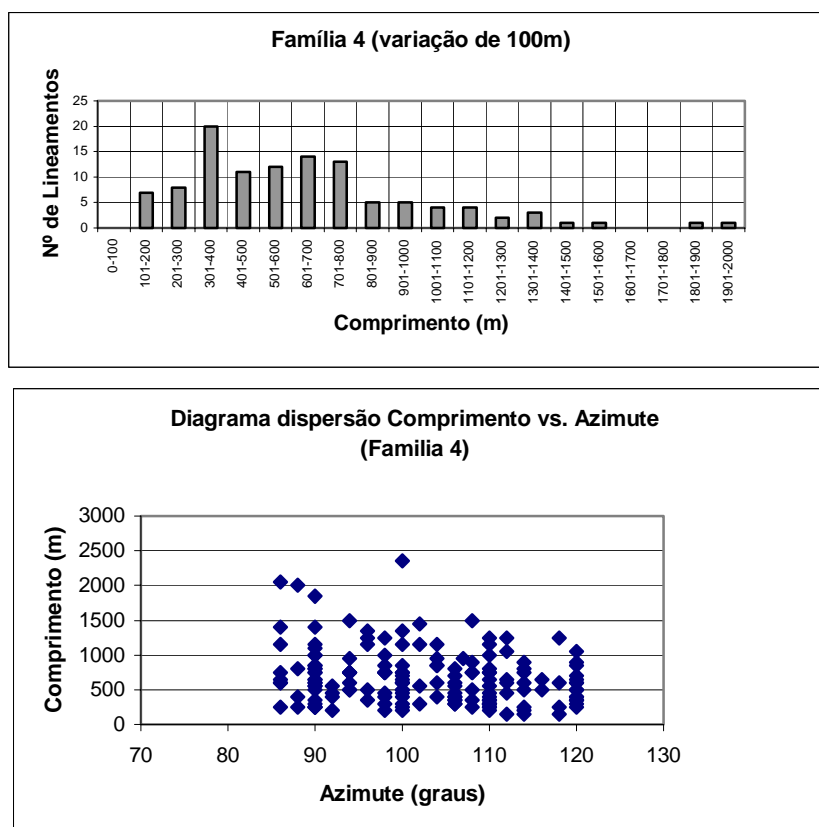


Figura 5.6 Histograma e diagrama de dispersão Família 4.

Na Família 5 (Figura 5.7) há um grande número de lineamentos menores nos intervalos de 201-300m e 301-800m, este último grupo está concentrado em torno dos azimutes 130° , 140° e 150° . Os lineamentos de maior comprimento (acima de 1000m) estão dispersos nos intervalos 120° - 140° e em torno de 150° . Os lineamentos com comprimentos acima de 1500m encontram-se no intervalo 140° - 150° .

Na Família 6 (Figura 5.8), há duas concentrações de lineamentos de tamanhos menores nos intervalos de 401-500m e 801-900m dispersos entre os azimutes de 155° - 170° com maiores concentrações em torno de 160° e 170° . Os lineamentos maiores, entre 1000 e 1500m, encontram-se entre os azimutes 155° - 165° . Os lineamentos acima de 1500m encontram-se em torno do azimuth 160° .

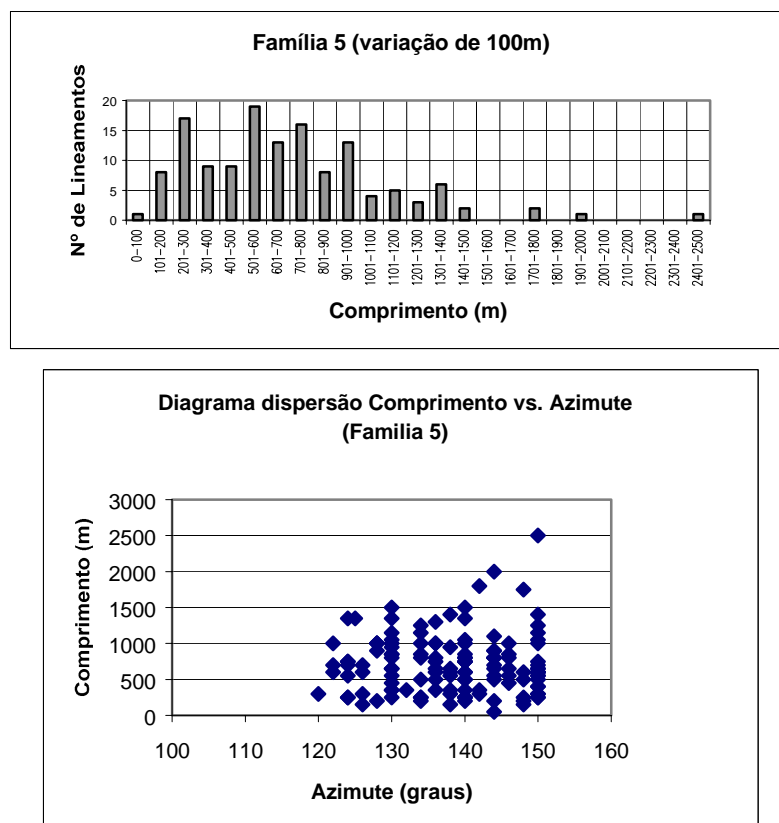


Figura 5.7 Histograma e diagrama de dispersão Família 5.

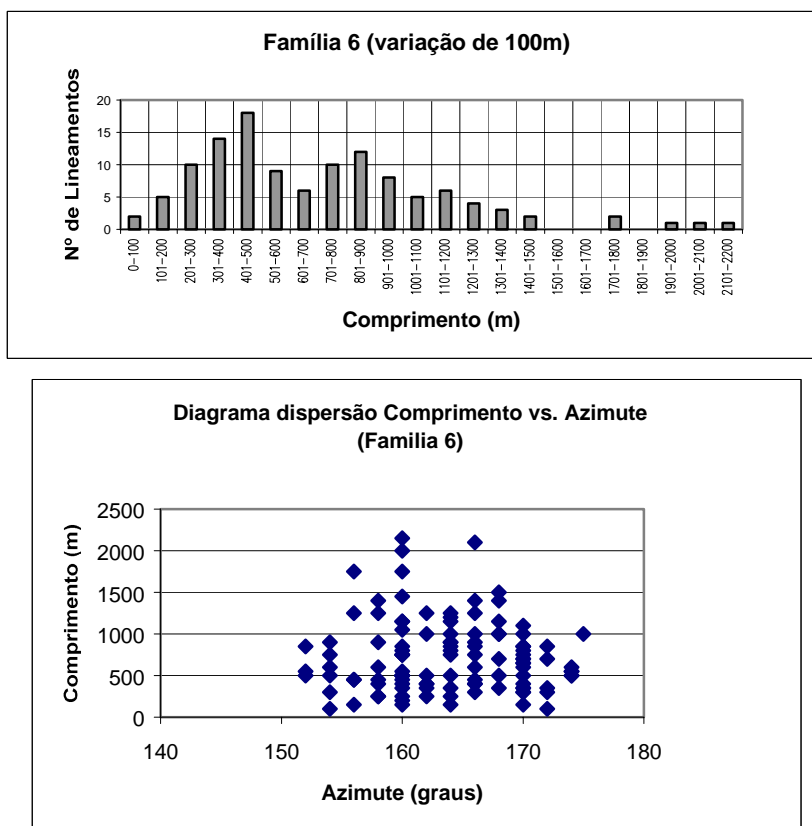


Figura 5.8 Histograma e diagrama de dispersão Família 6.

Geometricamente, os lineamentos apresentam-se como ramificações sintéticas (mesmo sentido de deslocamento dos blocos de falha). As ramificações são compostas de fraturas principais (mais longas), conectadas por fraturas subsidiárias de menor tamanho. Os histogramas e diagramas de dispersão para cada família demonstram a existência destas falhas principais e subsidiárias. Os padrões de ramificações desenvolvidos em cada família podem ser observados na Figura 5.9 e no mapa de lineamentos (Anexo C), nas posições de 1 a 8.

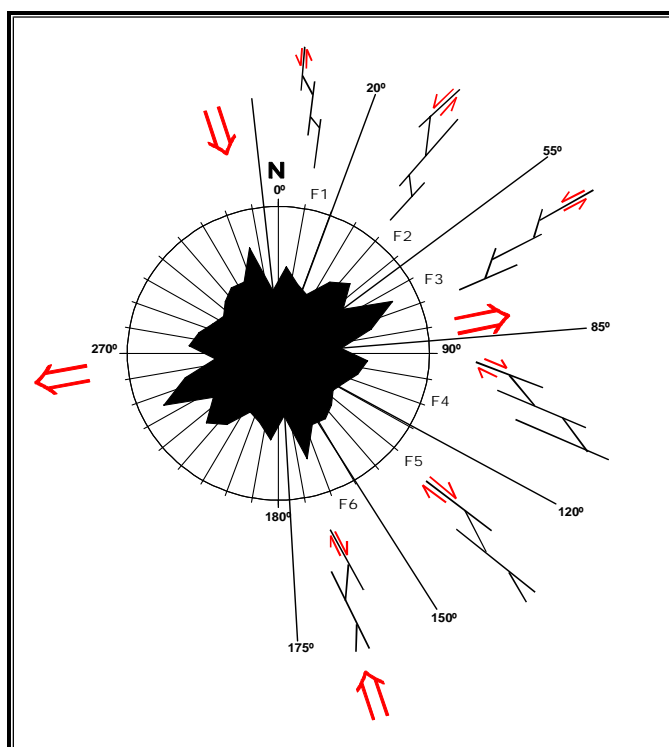


Figura 5.9 Padrões de ramificações desenvolvidos para cada família. As setas grandes indicam o campo tensional segundo Reginato (2003).

Os padrões de ramificações podem ser compostos por fraturas de mesma família ou de famílias diferentes, porém a fratura principal (maior tamanho) é que dá o nome à família.

Conforme pode-se observar na Figura 5.9, as ramificações da Família 1 apresentam as fraturas principais com direção entre 0° e 10° e as subsidiárias tanto podem pertencer à mesma família como à Família 5. Na Família 2, as fraturas principais têm direção entre os azimutes 35° - 45° e as subsidiárias podem pertencer à família 1. Na família 3 as fraturas principais estão entre os azimutes 60° - 70° e as subsidiárias podem pertencer à família 2. Estas famílias teriam deslocamento levógiro levando-se em conta o campo paleotensional que as formou (Reginato, 2003).

As ramificações da Família 4 são compostas por fraturas principais com direção entre os azimutes 85° - 100° e as fraturas subsidiárias pertencem à mesma família ou à Família 5. Na

Família 5, as fraturas principais encontram-se entre os azimutes 135°-150° e as subsidiárias podem também pertencer à Família 6. Na Família 6, as fraturas principais têm direção entre 155°-165° e as subsidiárias pertencem à Família 6. Esses grupos de fraturas mostram deslocamentos dextrógiros de acordo com as considerações de Reginato (2003).

5.2 MAPEAMENTO ESTRUTURAL

O mapeamento estrutural da RS-486 foi realizado concomitante ao mapeamento geológico. Por meio de fotografias aéreas nas escalas 1:110.000 e 1:20.000, foram reconhecidas as principais estruturas regionais que no trabalho de campo foram descritas quanto às suas características principais.

5.2.1 Metodologias para Mapeamento Estrutural

O mapeamento estrutural dos taludes em rocha, foi realizado em todos os derrames utilizando-se o método da *scanline* (trena) de Brady e Brown (1985), ou o método da Fotoanálise de Priest (1993). A análise qualitativa e quantitativa das descontinuidades seguiu o método sugerido pela International Society of Rock Mechanics (ISRM,1978).

Os dados de orientação espacial das descontinuidades, foram plotados em um diagrama geral de rosetas e pólos, representando as principais direções e mergulhos das famílias de fraturas da região. Os dados de orientação referentes à cada talude, foram plotados em diagramas de rosetas e pólos individuais, de onde se obteve as orientações das principais famílias de fraturas em cada derrame. As demais características quantitativas de cada família foram comparadas por meio de planilhas e histogramas, levando-se em consideração o derrame, a região do talude amostrada e as condições intempéricas no período de amostragem.

5.2.1.1 Método da *Scanline* ou Linha de Varredura

Para a utilização do método da *scanline* de Brady e Brown (1985) ou linha de varredura (Pio Fiori e Carmignani, 2001), foram escolhidos alguns taludes que continham grupos de fraturas representativas de todo o sistema presente na região. Uma trena de poliéster

foi orientada paralela à face de cada talude escolhido, disposta de modo a interceptar as fraturas (Figura 5.10). Após, foram assinaladas a orientação e altura da trena em relação ao solo e as condições climáticas no período de amostragem. Foram registradas as seguintes informações para cada fratura que interceptava a *scanline*:

- distância ao longo da fita, na qual ocorre a interseção com a descontinuidade;
- comprimento do traço da descontinuidade (persistência) e natureza do ponto de finalização (junto a outra descontinuidade, na rocha intacta ou além do limite estabelecido pelo projeto);
- atitude do plano da descontinuidade;
- observações sobre abertura, preenchimento, rugosidade e fluxo de água;
- estado de alteração das paredes das descontinuidades.

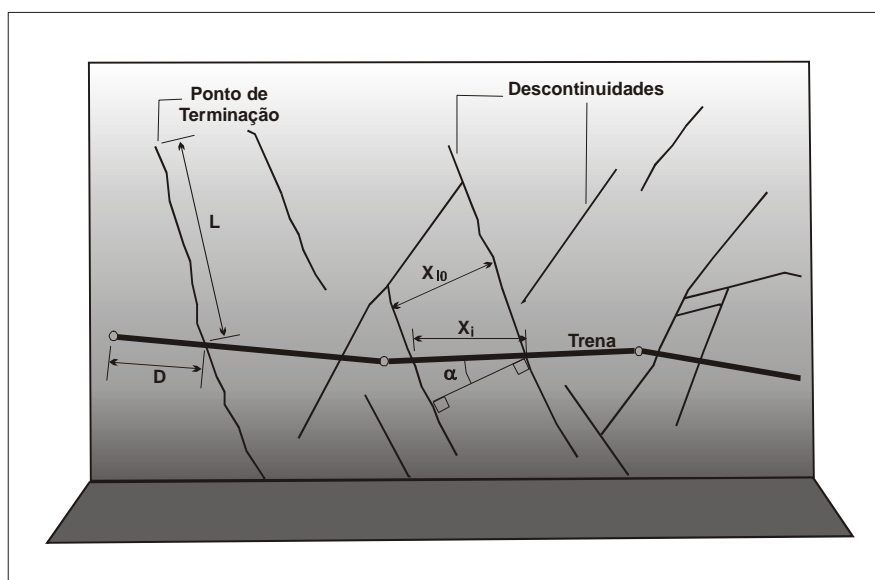


Figura 5.10. Método da *scanline* de Brady e Brown, (1985).

5.2.1.2 Método da Fotoanálise

O método da fotoanálise (Priest, 1993) foi empregado para a maioria dos maciços analisados por ser de fácil aplicação. Este método consiste em tirar fotografias coloridas dos taludes nos quais se dispõem uma trena de poliéster com metragem conhecida. Estas fotografias devem representar o mais fielmente possível, as características das faces rochosas, evitando-se fatores que venham a prejudicar a análise, como a vegetação, cobertura de solo, etc.

A fotointerpretação seguiu as seguintes etapas: (i) identificação e traçado das fraturas visíveis nas fotografias; (ii) delimitação das *scanlines* obtidas em campo e das escalas das fotografias. Com isto obtém-se o espaçamento das descontinuidades ou a sua frequência que representa o número de descontinuidades por metro. Este método não descreve a abertura, preenchimento, orientação e alteração das descontinuidades, estas informações são obtidas em campo por inspeção visual após fotografar o talude.

5.2.1.3 Método de Descrição Quantitativa de Descontinuidades

Segundo Hudson e Harrison (1997), a palavra descontinuidade significa qualquer interrupção da continuidade da rocha onde a tensão de tração é igual a zero, sem qualquer conotação genética. As descontinuidades são um dos fatores mais importantes que governam a deformabilidade, resistência e permeabilidade dos maciços rochosos. Por esta razão, devem ser descritas e quantificadas segundo determinados parâmetros que serão utilizados nas análises de estabilidade. Os parâmetros selecionados para descrever as descontinuidades dos maciços rochosos na Rota do Sol estão representados na Figura 5.11.

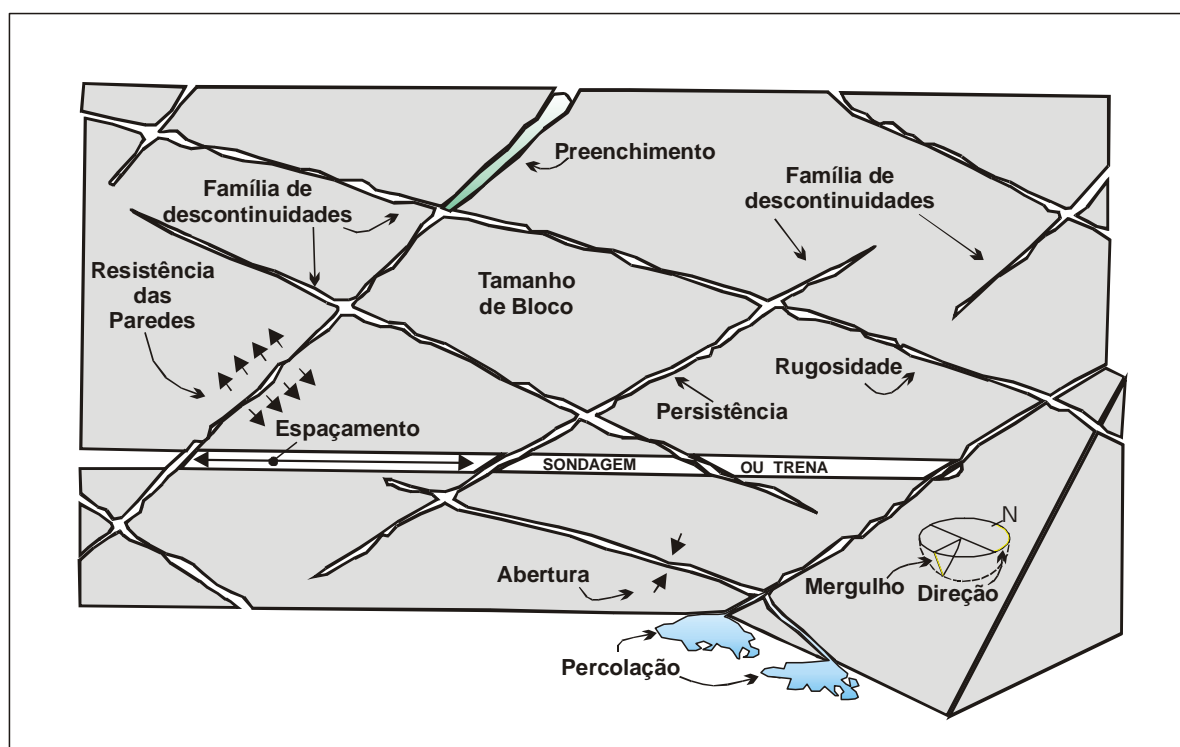


Figura 5.11 Propriedades geométricas das descontinuidades caracterizadas na Rota do Sol (modificado de Hudson, 1989 em Hudson e Harrison, 1997).

Orientação

A orientação espacial de uma descontinuidade é expressa em termos de sua direção e mergulho, em azimute, utilizando-se a regra da mão esquerda. Nesta regra o polegar aponta para a direção de mergulho e o indicador define a direção do plano (Figura 5.12). As medidas de azimute e mergulho das descontinuidades foram obtidas com bússola e inclinômetro do tipo Brunton.

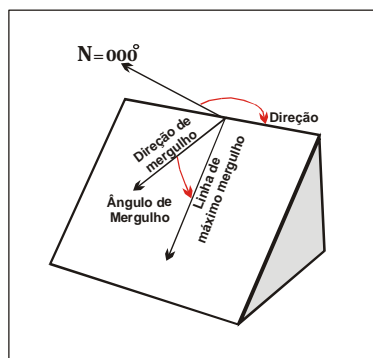


Figura 5.12 Orientação dos planos das descontinuidades utilizada na Rota do Sol.

Os dados de orientação foram apresentados em diagramas de rosetas, onde as medidas estão dispostas em um círculo graduado de 0° a 360° com linhas radiais a intervalos de 15° . O número de observações é representado ao longo de eixos radiais usando-se círculos concêntricos numerados.

Espaçamento e frequência

O espaçamento foi caracterizado conforme a Tabela 5.2 e corresponde à distância perpendicular entre descontinuidades adjacentes, que condicionam o tamanho dos blocos individuais de rocha. O espaçamento das descontinuidades tem grande influência na permeabilidade do maciço e nas características de deformabilidade do maciço.

Tabela 5.2. Espaçamento de descontinuidades (ABGE,1983)

| Descrição | Espaçamento médio (cm) |
|------------------------|------------------------|
| Muito afastadas | > 200 |
| Afastadas | 60 – 200 |
| Medianamente afastadas | 20 – 60 |
| Próximas | 6 – 20 |
| Muito próximas | < 6 |

A frequência (grau de fraturamento) é a quantidade de descontinuidades por metro linear e equivale ao inverso da medida do espaçamento. A frequência das fraturas foi utilizada para a caracterização do grau de fraturamento do maciço de acordo com a Tabela 5.3.

Tabela 5.3 Grau de fraturamento (IPT,1984)

| Denominação do Maciço | Fraturas/m = frequência |
|--------------------------|-------------------------|
| Ocasionalmente fraturado | <1 |
| Pouco fraturado | 1 a 5 |
| Medianamente fraturado | 6 a 10 |
| Muito fraturado | 11 a 20 |
| Extremamente fraturado | >20 |

As medidas de espaçamento na Rota do Sol foram obtidas com trena, diretamente no talude e, pelo Método da Fotoanálise que foi utilizado para calcular a frequência das descontinuidades.

Persistência

É a extensão do traço de uma descontinuidade conforme observado em um afloramento (Figura 5.13). A persistência tem uma grande influência na resistência ao cisalhamento desenvolvida no plano da descontinuidade e nas características de fragmentação, escavabilidade e permeabilidade do maciço rochoso.

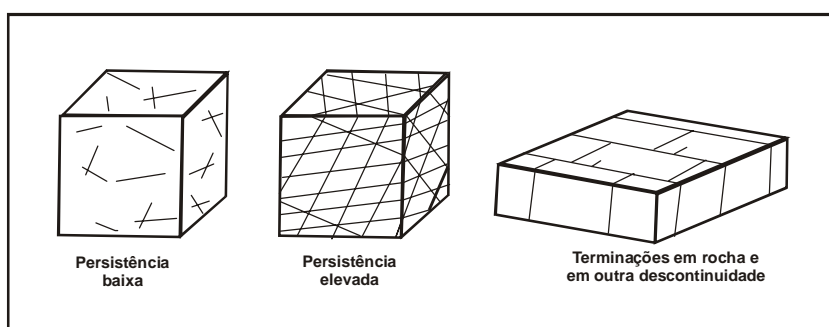


Figura 5.13 Exemplos de persistência segundo (ISRM,1978).

A persistência das descontinuidades foi quantificada pela observação do comprimento do traço das descontinuidades ao longo do plano de exposição, tomando como base a altura da trena. Além da persistência, foram avaliadas as terminações das descontinuidades utilizando-se as seguintes simbologias: (x) descontinuidades que se estendem além do afloramento; (r)

descontinuidades terminam em rocha no afloramento; (d) terminam em outras descontinuidades. A quantificação da persistência foi efetuada conforme a Tabela 5.4.

Tabela 5.4 Quantificação da persistência (ISRM,1978)

| Descrição | Comprimento (m) |
|---------------------------|-----------------|
| Persistência mto. pequena | menor que 1 m |
| Persistência pequena | 1 – 3 m |
| Persistência média | 3 – 10 m |
| Persistência grande | 10 – 20 m |
| Persistência muito grande | > 20 m |

Rugosidade

A rugosidade representa a ondulação da superfície relativa ao plano médio de uma descontinuidade. Este parâmetro contribui para a resistência ao cisalhamento, especialmente nos casos de juntas não preenchidas.

A rugosidade das paredes de uma descontinuidade pode ser caracterizada através das ondulações de primeira ordem e das ondulações de segunda ordem, que significam diferentes escalas de observações. A ondulação pode ser caracterizada pelo ângulo (i) (Figura 5.14). Na prática, as ondulações de primeira ordem influenciam a direção inicial dos deslocamentos no cisalhamento do plano médio das descontinuidades, enquanto as ondulações de segunda ordem, influenciam a resistência ao cisalhamento obtida de ensaios de laboratório ou “in situ” de blocos de pequenas dimensões.

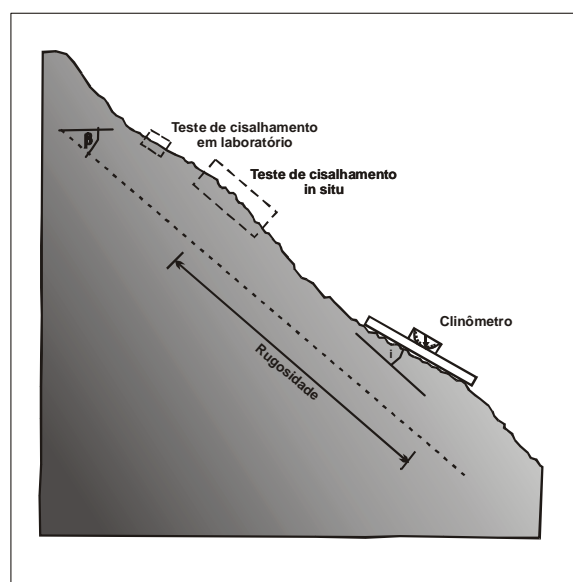


Figura 5.14 Diferentes escalas de rugosidade, amostradas em função das diferentes escalas de ensaios. (Modificado de ABGE, 1983).

A caracterização dos perfis de rugosidade das discontinuidades seguiu o modelo de Barton et al. (1974), conforme a Figura 5.15. Segundo Barton *et al.* (1974), os ângulos de rugosidade efetivos, exibidos pelas nove categorias de perfis, indicam que a resistência ao cisalhamento aumenta do perfil I para o perfil IX, desde que os preenchimentos das fraturas estejam inteiramente ausentes ou presentes em quantidades iguais.

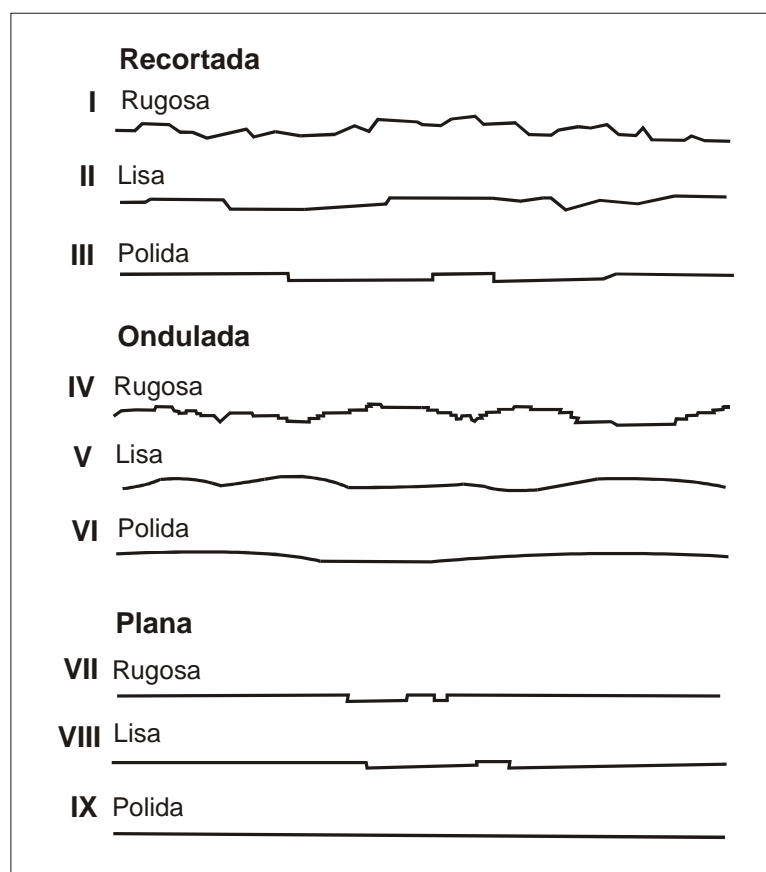


Figura 5.15 Perfis de rugosidade (Barton *et al.*, 1974).

Estado de Alteração

Os maciços rochosos apresentam alteração intempérica e/ou hidrotermal mais intensa junto à superfície e nas paredes das discontinuidades, bem como nas zonas amigdalares do topo de derrames. A presença de alteração diminui a resistência mecânica das rochas, aumenta sua deformabilidade e modifica suas características de permeabilidade. O estado de alteração das rochas na Rota do Sol foi caracterizado tátil-visualmente de acordo com a Tabela 5.5.

Tabela 5.5. Caracterização da alteração das rochas (ISRM, 1978)

| Termo | Descrição | Grau |
|------------------------|--|------|
| Sã | Nenhum sinal visível de alteração, leve descoloração na superfície da descontinuidade. | I |
| Levemente alterada | Descoloração acentuada da superfície da descontinuidade. | II |
| Moderadamente alterada | Menos da metade da rocha está decomposta e/ou desintegrada em solo. Rocha fresca ou descolorada estão presentes em uma estrutura contínua ou em pedaços. | III |
| Altamente alterada | Mais da metade da rocha está decomposta e/ou desintegrada em solo. Rocha fresca ou descolorada estão presentes em uma estrutura contínua ou em pedaços. | IV |
| Completamente alterada | Todo o material está decomposto e/ou desintegrado em solo. A estrutura original do maciço está ainda intacta. | V |
| Solo residual | Todo o material rochoso foi convertido em solo e a estrutura original destruída. Houve uma grande mudança do volume, mas o solo não foi significativamente transportado. | VI |

Abertura:

É a distância que separa as paredes de rocha de uma descontinuidade aberta, onde o espaço é preenchido por ar ou água. Quando a descontinuidade é preenchida, a distância perpendicular entre as paredes é chamada de espessura ou largura (Figura 5.16). A abertura tem influência na resistência ao cisalhamento e na condutividade hidráulica. A abertura das descontinuidades foi descrita conforme a Tabela 5.6 (ISRM, 1978).

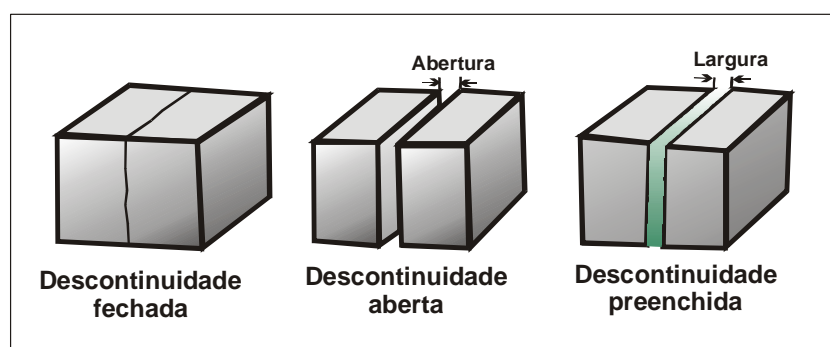


Figura 5.16 Definições de abertura e largura de descontinuidades (ABGE, 1983).

Tabela 5.6 Caracterização da abertura das descontinuidades (ISRM, 1978)

| Abertura | Descrição | Tipo de feição |
|---------------|----------------------|------------------|
| < 0,1 mm | Bem fechada | Feições fechadas |
| 0,1 – 0,25 mm | Fechada | |
| 0,25 – 0,5 mm | Parcialmente abertas | |
| 0,5 – 2,5 mm | Abertas | Feições falhadas |
| 2,5 – 10 mm | Moderadamente largas | |
| > 10 mm | Largas | |
| 1 – 10 cm | Muito largas | Feições abertas |
| 10 – 100 cm | Extremamente largas | |
| > 1m | Cavernosa | |

Preenchimento

É o material que separa as paredes adjacentes de uma descontinuidade (Figura 5.16). Estes materiais têm influência na resistência ao cisalhamento das descontinuidades. Com exceção dos preenchimentos por materiais resistentes (calcita, quartzo, pirita, etc...), as descontinuidades preenchidas apresentam resistência ao cisalhamento menor do que as descontinuidades fechadas sem preenchimento. Nos trabalhos de campo na Rota do Sol foram identificados os tipos de materiais de preenchimento e sua espessura.

Percolação de Água

É a avaliação da presença de água nas descontinuidades. Quanto mais significativa for a sua presença, potencialmente menor será a resistência ao cisalhamento. A percolação de água nas descontinuidades com e sem preenchimento, foi classificada conforme a Tabela 5.7.

Tabela 5.7 Classificação da percolação de água em descontinuidades (ABGE,1983)

| Descontinuidade sem preenchimento | |
|--|---|
| Razão de percolação | Descrição da descontinuidade |
| I | Fechada e seca, não parecendo ser possível o fluxo de água. |
| II | Seca sem nenhuma evidência de fluxo de água |
| III | Seca mas mostra evidência de fluxo de água, i.e. manchas de ferrugem, etc. |
| IV | Úmida mas não existe água livre |
| V | Apresenta percolação, ocasionalmente apresenta gotas de água, mas não apresenta fluxo contínuo |
| VI | Mostra fluxo contínuo d'água |
| Descontinuidades preenchidas | |
| Razão de percolação | Descrição do material de preenchimento |
| I | Fortemente consolidados e secos, improvável presença de fluxos de água significativos devido à baixa permeabilidade |
| II | Estão úmidos mas não apresentam água livre |
| III | Estão molhados, com gotas ocasionais |
| IV | Mostram sinais de lavagem e fluxo de água contínuo |
| V | Lavados localmente, apresentando fluxos consideráveis ao longo dos canais de carreamento |
| VI | Apresentam-se completamente lavados com consideráveis pressões de água |

Número de Famílias

Família de fraturas é um grupo de estruturas com atitudes semelhantes. O maciço rochoso pode conter várias famílias de estruturas diferentes ou conter descontinuidades individuais. O número de famílias de descontinuidades é um dos fatores dominantes na estabilidade de taludes em rocha, visto que a orientação das descontinuidades em relação à face do talude é de suma importância. Em taludes que apresentam um grande número de

famílias pouco espaçadas, o modo potencial de escorregamento pode mudar de translacional ou tombamento para rotacional/circular.

5.2.2 Caracterização das Estruturas dos Basaltos

Na região do vale do Rio Três Forquilhas, os derrames basálticos apresentam diversas discontinuidades (ou estruturas) que influenciam na estabilidade dos taludes. Estas discontinuidades, quanto à sua origem, são de dois tipos: (i) as de origem tectônica e (ii) as de origem não tectônica. Os estudos destas estruturas foram conduzidos em escala regional, através da análise de fotografias aéreas na escala 1:110.000, e em afloramento por mapeamento geológico. Os dados estruturais foram obtidos em novembro de 2001, sob condições meteorológicas marcadas por temperaturas de até 35 °C e baixa pluviosidade.

5.2.2.1 Estruturas de origem não-tectônica

Dentro deste grupo estão inseridas as estruturas de fluxo, fraturas de resfriamento e juntas de alívio, que foram descritas conforme apareciam em campo. As estruturas de fluxo também foram caracterizadas por meio de descrição petrográfica.

Estrutura de Fluxo Magmático

Foram denominadas de estruturas de fluxo magmático as foliações planas ou onduladas, com mergulho variando entre 10 e 50 graus, de espaçamento milimétrico, presentes nos taludes ao longo da Rota do Sol, a partir de sua observação em escala macroscópica e microscópica.

Estas estruturas aparecem com maior clareza nas zonas de topo dos derrames, onde a alteração intempérica é mais intensa, particularmente nos derrames de números 4 até 9 e nos derrames 11, 14, 15 e 16. Nos derrames 1, 2, 3, 10, 12, 13 e 18, as estruturas de fluxo não foram observadas ou são pouco pronunciadas. Por se tratarem de planos de fraqueza da rocha, favorecem o desenvolvimento de juntas de contração tabulares de mesma orientação.

A intensidade da alteração intempérica condiciona diretamente a abertura dos planos de fluxo; eles se apresentam progressivamente mais abertos com o avanço da alteração. Os planos estão geralmente preenchidos por argilas expansivas do tipo esmectitas, que se

acumulam sob a forma de camadas ao longo das superfícies de fluxo, as quais podem alcançar até dois centímetros de espessura.

Os planos de fluxo são lisos, com paredes que variam de moderadamente alteradas a completamente alteradas. Em alguns casos, a estrutura de fluxo apresenta-se reliquiar em solo residual. As descontinuidades geradas pelo fluxo constituem caminhos preferenciais de percolação da água subsuperficial, que se observa na maioria dos locais em que esta estrutura está presente.

Tanto em escala microscópica, quanto em escala macroscópica, as estruturas de fluxo apresentam as seguintes características: (i) cristais de plagioclásio orientados paralela e sub-paralelamente à superfície de fluxo (Figura 5.17); (ii) bandas de resíduo de cristalização argilizado (Figura 5.17) e (iii) bandas de segregação de piroxênios (Figura 5.18).



Figura 5.17 Croqui do padrão de orientação dos cristais nas rochas com estrutura de fluxo.

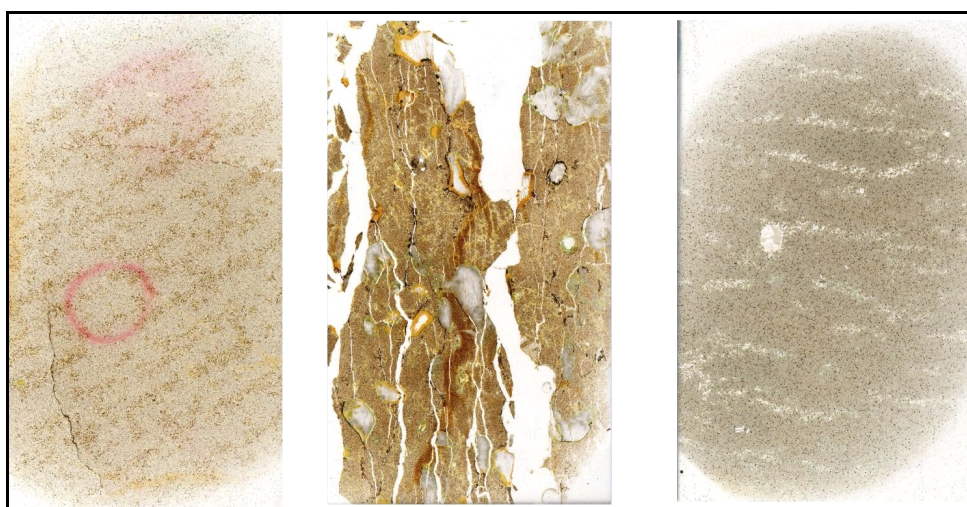


Figura 5.18 Lâminas petrográficas escaneadas, mostrando os diversos aspectos da estrutura de fluxo em rocha sã (lâminas da direita e da esquerda) e alterada (lâmina do centro). Dimensões das lâminas: 5X2,5 cm.

Em escala mesoscópica, a estrutura de fluxo é reconhecida, em rocha sã, por estrias levemente onduladas com espaçamento milimétrico. Na rocha alterada, observam-se planos paralelos de descontinuidade (foliações), que muitas vezes se encontram argilizados, permitindo o fluxo horizontalizado e sub-horizontalizado da água (Figura 5.19).



Figura 5.19 Estrutura de fluxo do D4, destaca-se a foliação ligeiramente ondulada.

A origem das estruturas de fluxo magmático deve estar relacionada ao movimento da lava sobre a superfície do terreno logo após sua efusão, num regime de fluxo laminar ou de fraca turbulência. A rápida perda de calor na base e no topo do derrame, gera um gradiente de temperatura na massa magmática que permanece menos viscosa nas porções centrais. A diferença de viscosidade provoca um gradiente na velocidade do avanço da lava que é menor, junto à base e ao topo (Figura 5.20). O resultado é a formação de uma série de interfaces de fluxo internas (superfícies de cisalhamento) que originam descontinuidades físicas no líquido magmático (foliações) e, com o avanço do resfriamento, condicionam o desenvolvimento de disjunções de contração de mesma orientação. A orientação da estrutura de fluxo também ocorre em função da conformação do paleo-relevo sobre o qual a lava se depositou (Figura 5.21).

O caráter laminar do fluxo da lava faz com que os fenocristais imersos na massa magmática tendam a orientar-se segundo a direção de movimento. A mesma orientação não é impressa nos minerais da matriz, pois o resfriamento da lava é muito rápido na superfície, provocando uma elevada taxa de nucleação e inibindo o crescimento dos cristais. Os cristais formados neste ambiente assumem dimensões muito pequenas e conferem à massa magmática alta viscosidade, diminuindo a velocidade de fluxo e tornando ineficiente a sua orientação.

Em algumas lâminas delgadas, observou-se a segregação de minerais e de resíduo de cristalização produzindo bandas de contornos irregulares, com elevado conteúdo de piroxênios, ou constituídas quase que exclusivamente por resíduo microcristalino.

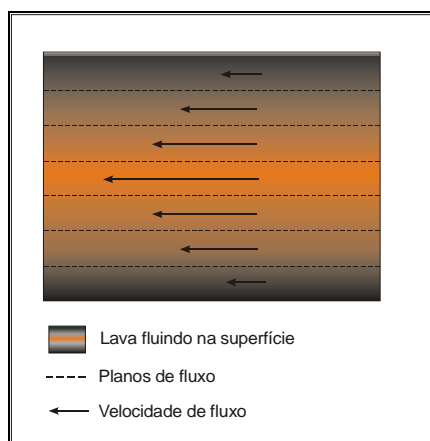


Figura 5.20 Modelo de fluxo de lava em superfície (modificado de Menezes de Jesus, 2002).

As estruturas de fluxo não estão presentes em todos os derrames basálticos, pois a sua geração depende diretamente da viscosidade da lava e esta varia em função da temperatura, do conteúdo de cristais e da composição do magma. Lavas com viscosidade alta, em decorrência de temperaturas baixas ou presença de cristais em quantidades expressivas, tendem a fragmentar-se formando blocos cimentados também por lava, num processo denominado auto-brechação.

As lavas pouco viscosas podem fluir em regime turbulento, em superfícies de gradiente topográfico alto, não produzindo superfícies contínuas de fluxo. Assim, o desenvolvimento de estruturas de fluxo requer viscosidade intermediária, o que pode, entre outros, estar presente nas porções distais de um derrame muito fluido, visto que a viscosidade aumenta com o progressivo resfriamento da lava.

As estruturas de fluxo geram forte anisotropia de permeabilidade e resistência mecânica na rocha. Assim, ocorre uma percolação orientada ao longo das estruturas de fluxo, de modo que estas discontinuidades facilitam os processos de alteração hidrotermal e intempérica da rocha. Em decorrência dos processos de alteração intempérica, são formadas camadas de argilas expansivas ao longo das superfícies de fluxo. Como estas argilas apresentam baixa resistência ao cisalhamento, as superfícies de fluxo tornam-se potencialmente indutoras de rupturas de taludes, conforme observado em campo.

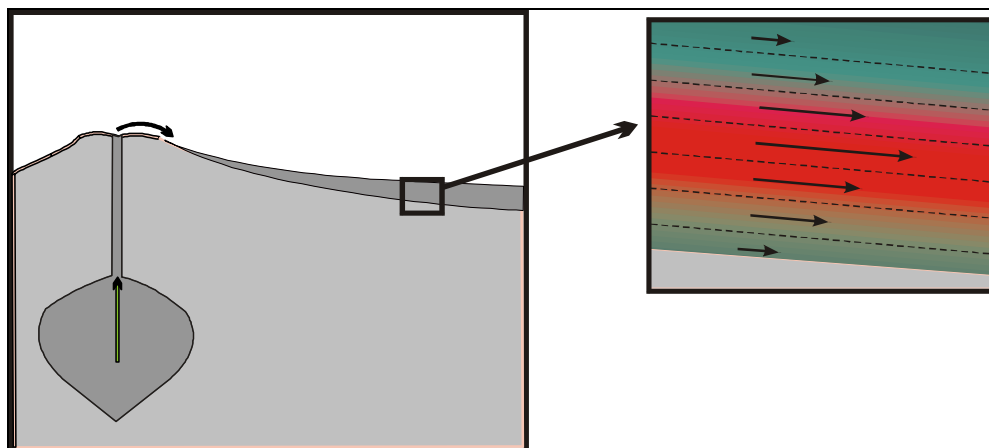


Figura 5.21 Modelo esquemático mostrando como a orientação da estrutura de fluxo acompanha a conformação do paleo-relevo (Menezes de Jesus, 2002).

Estruturas de Resfriamento

As estruturas de resfriamento nos derrames basálticos da Rota do Sol são representadas por disjunções dos tipos colunado e tabular. Estas estruturas influenciam na forma e no tamanho dos blocos gerados.

As disjunções tabulares ocorrem freqüentemente na base e no topo dos derrames e possuem, em geral, um espaçamento decimétrico. No derrame D13 são observadas disjunções do tipo colunado e tabular coexistindo logo abaixo da zona amigdalar. Neste caso, o fraturamento vertical gera prismas com lados de aproximadamente 30cm. Adicionalmente, ocorrem fraturas verticais descontínuas internas aos prismas e disjunções tabulares que originam grande quantidade de blocos com tamanho aproximado de 10cm. As estruturas subverticais do tipo colunado desenvolvem-se mais próxima ao topo, abaixo da zona amigdalar (Figura 5.22).



Figura 5.22 Disjunção vertical bem desenvolvida (D13).

Juntas de Alívio

As juntas de alívio são fraturas de grande extensão que ocorrem junto ao topo dos derrames, acompanhando a forma do relevo, com mergulho paralelo à escarpa dos vales (Figura 5.23). Como o traçado da RS 486 contorna as escarpas dos vales, as juntas de alívio, em geral, mergulham no sentido do eixo da rodovia.

As juntas de alívio têm abertura caracterizada por feições falhadas, moderadamente largas, rugosidade do tipo plana lisa, nas quais pode haver considerável fluxo de água subsuperficial. Normalmente não possuem preenchimento e suas paredes são levemente a moderadamente alteradas. Nos taludes em rochas sãs ou pouco alteradas, estas são as principais estruturas que controlam a estabilidade do maciço .



Figura 5.23 Juntas de alívio próximo ao topo do maciço (D6).

5.2.2.2 Estruturas de origem tectônica

As principais estruturas tectônicas regionais observadas em fotografias aéreas (marcadas por alinhamentos de vales ou cristas) foram locadas no mapa geológico da área (Anexo A).

A partir dos dados obtidos em trabalhos de campo, foram identificadas quatro grandes famílias de estruturas frágeis, representadas por juntas e falhas com direções gerais NW-SE, NE-SW, E-W e N-S, conforme o diagrama de rosetas e pólos da Figura 5.24.

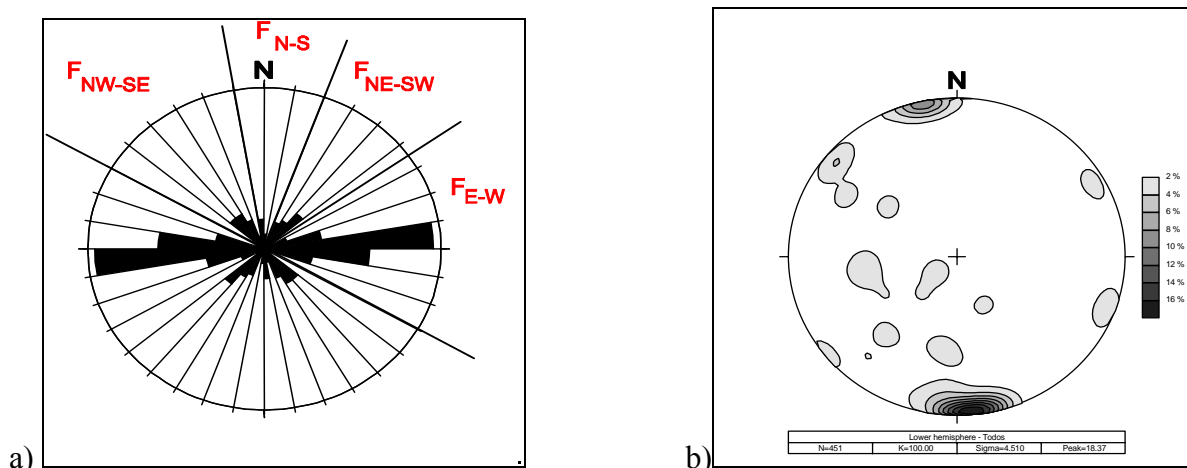


Figura 5.24 Diagramas de rosetas (a) e pólos (b) mostrando as principais famílias de fraturas da área de estudo.

Como se pode observar no estereograma regional, predominam as estruturas de direção E-W com mergulho subvertical, mapeadas na escala de afloramento. A presença de um grande número de estruturas desta família está relacionada à existência de uma zona de falha de direção E-W, no morro ao norte da confluência do Arroio Carvalho com o Arroio do Pinto. A maioria dos derrames mapeados encontra-se neste morro (D5 ao D18), dentro desta zona de falha, justificando o grande número de estruturas E-W encontradas (Figura 5.25).

As estruturas tectônicas da região influenciam no tamanho dos blocos gerados pela intersecção dos planos de fraturas. Os blocos de tamanhos menores são originados por fraturas que apresentam pequeno espaçamento, como é observado nas estruturas E-W e subordinadamente, nas fraturas NE.

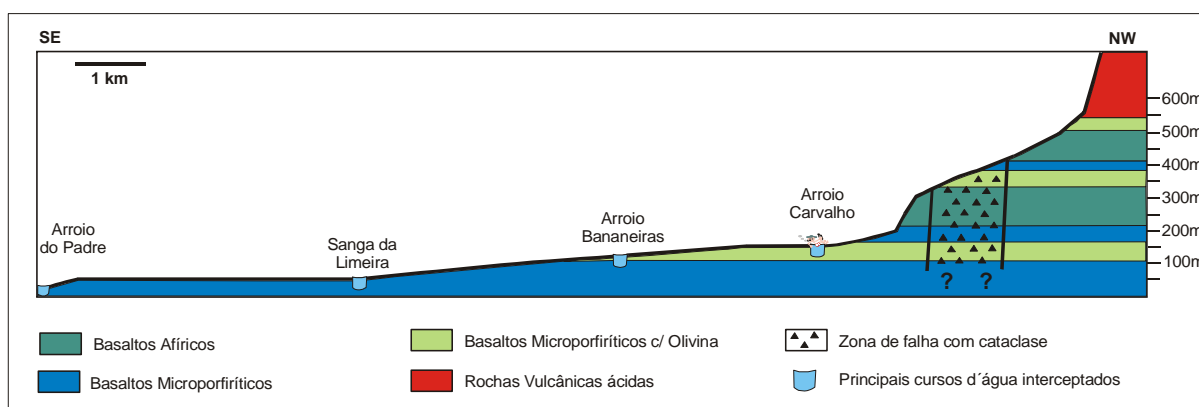


Figura 5.25 Perfil SE-NW com a localização da zona de falha (Menezes de Jesus, 2002).

Família E-W

É constituída por fraturas (juntas e falhas) cujas direções estão compreendidas entre os azimutes 55° - 120° ou 235° - 300° e correspondem às famílias F3+F4 dos lineamentos. São melhores observadas em escala de afloramento e tem atitude média de 80-90 graus com mergulhos sub-verticais. Estão distribuídas em todo o vale do Rio Três Forquilhas, ocorrendo com maior frequência ao Norte da confluência do Arroio Carvalho com o Arroio do Pinto.

A natureza cisalhante é caracterizada por uma forte cataclase da rocha, dentro das principais zonas de falha (Figura 5.26), bem como pela presença de *slikensides* horizontais e *grooves*, indicando movimento transcorrente dextral.



Figura 5.26 Zona de falha ($80^{\circ}/80^{\circ}$) com cataclase que corta o D8 (km 4+800, Lote II).

As fraturas desta família, nas proximidades de zonas de falha, são medianamente espaçadas e sua frequência é de 1,5 a 2 fraturas por metro com terminações em outra descontinuidade ou em rocha. Predominam as feições falhadas abertas (0,5 a 2,5mm), com rugosidade ondulada, quando há preenchimento por zeolita, e polida em menor quantidade. A persistência varia entre muito pequena, pequena e média (Figura 5.27). As paredes destas descontinuidades são em sua grande maioria levemente alteradas, com evidências de percolação de água. O derrame D8 apresenta fluxo contínuo de água em suas fraturas, possivelmente devido à existência de um nível d'água suspenso. Estas estruturas não possuem preenchimento, com exceção da presença de zeolitas nas fraturas dos derrames 7, 11 e 12.

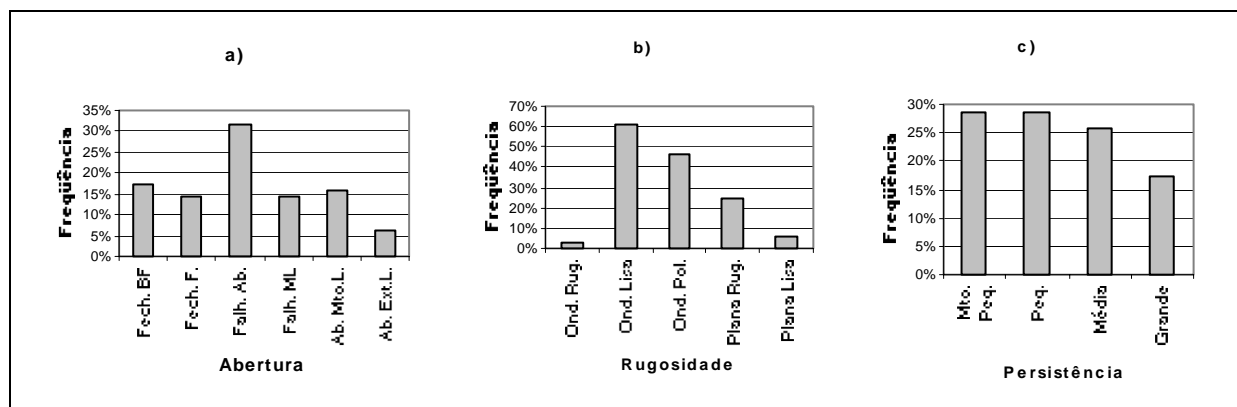


Figura 5.27 Frequência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência da família E-W (211 medidas).

Como pode ser observado no diagrama de rosetas da área (Figura 5.23), essa família representa o grupo mais importante em escala de afloramento, visto que a maioria dos derrames mapeados encontra-se na região de influência da zona de falha.

Família NW-SE

A família de orientação geral NW-SE é a segunda família de descontinuidades mais importante da área e define o alinhamento do vale do Rio Três Forquilhas (Anexo 1). As fraturas (juntas e falhas) são sub-verticais com orientação entre os azimutes 120°-170° ou 300°-350°, com direção média de 310-340 graus e compreendem as famílias F5+F6 dos lineamentos. Em afloramento, foram encontradas principalmente no Arroio Três Pinheiros e norte do Arroio Carvalho, algumas vezes estão preenchidas por diques de diabásio afírico.

Estas estruturas são afastadas a muito afastadas e estão em média espaçadas de 1,0m a 2,2m. Suas terminações são geralmente em outra descontinuidade ou em rocha. Sua maior frequência chega a 0,3 fraturas por metro em algumas áreas de concentração; são feições falhadas predominantemente abertas (0,5 a 2,5mm) a fechadas do tipo bem fechadas (< 0,1mm), com persistência pequena na maioria das vezes e rugosidade das paredes do tipo ondulada lisa a plana rugosa (Figura 5.28). As paredes das descontinuidades são na sua maioria levemente alteradas, com evidências de percolação de água. A maior parte não possui preenchimento, com exceção do derrame D17. No derrame D4 estas fraturas são feições falhadas largas (>10mm), com persistência média a grande, com paredes úmidas completamente alteradas e preenchidas por argilas.

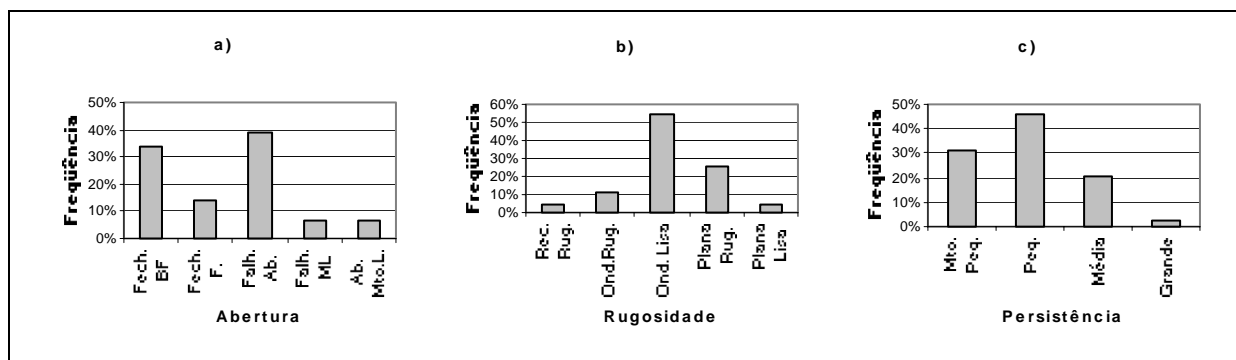


Figura 5.28 Frequência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência. Família NW-SE (105 medidas).

Família NE-SW

As estruturas pertencentes a esta família definem o alinhamento do Arroio do Pinto e do Rio Pedras Brancas (Anexo A). Estas fraturas são facilmente identificáveis em foto-aérea na escala 1:110.000. Possuem direção entre 20 e 55 graus e correspondem à família F2 dos lineamentos. Algumas destas fraturas têm mergulho subvertical (80°), porém, na maioria delas, o mergulho é de aproximadamente 50 graus.

As fraturas NE, quanto ao espaçamento, são classificadas como muito afastadas na maioria das vezes, porém, sua frequência pode chegar a 1 fratura por metro em zonas de concentração. São feições predominantemente do tipo falhadas abertas (0,5 a 2,5mm), com persistência variável desde muito pequena até grande e suas terminações se dão em outra descontinuidade ou em rocha. Quanto à rugosidade das paredes, predominam as onduladas lisas e as planas rugosas (Figura 5.29). As paredes são levemente alteradas e com evidências de percolação de água.

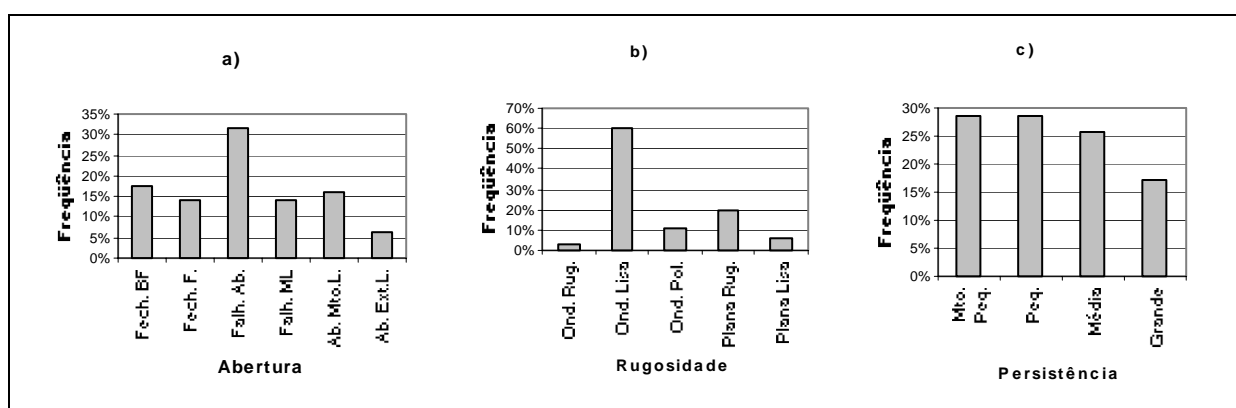


Figura 5.29 Frequência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência da família NE-SW (84 medidas).

Nos derrames D11 e D17 o preenchimento é de zeolita e no 15, é de celadonita. No derrame D4, as paredes das fraturas estão completamente alteradas, são feições falhadas largas (>10mm), preenchidas por argilo-minerais.

Família N-S

Estas fraturas são pouco freqüentes na área estudada e foram distinguidas somente em escala de afloramento, onde são caracterizadas pelas direções compreendidas entre os azimutes 350°-0°-10° ou 170°-190°, com mergulhos subverticais.

As fraturas da família N-S são muito afastadas na maioria dos derrames, porém, nos taludes dos derrames 9 e 11 elas apresentam uma freqüência de aproximadamente 1,2 fraturas por metro. Suas terminações se dão em outra descontinuidade ou em rocha. A persistência é, na maioria das vezes, muito pequena ocorrendo também fraturas de persistência média e grande. São feições fechadas do tipo fechadas (0,1 - 0,25mm), com paredes levemente alteradas e úmidas (Figura 5.30).

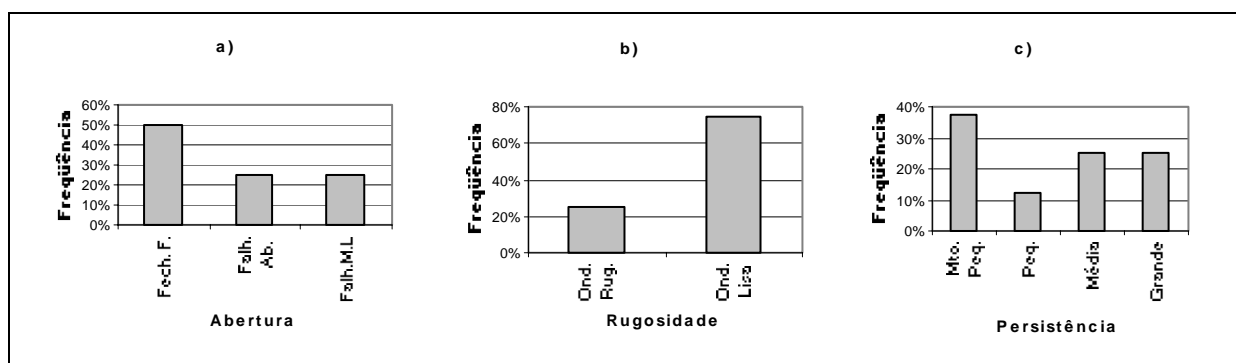


Figura 5.30 Freqüência das classes de (a) abertura, (b) rugosidade, (c) persistência da família N-S (51 medidas).

5.3 INTERPRETAÇÃO DAS ESTRUTURAS TECTÔNICAS

Os padrões de ramificação dos lineamentos são constituídos de fraturas principais, de tamanho maior, conectadas a fraturas ditas subsidiárias por apresentarem comprimentos menores. As fraturas principais e as subsidiárias são de natureza cisalhante, porém, as fraturas subsidiárias apresentam uma componente de tração.

Nos trabalhos de campo, foram mapeadas fraturas de cisalhamento de direção aproximadamente E-W (80°-90°/80°-90°), cujo movimento entre os blocos foi transcorrente dextral. Além destas, foram encontrados diques de diabásio alojados em fraturas de

atitude 130°/90°. Em todas as famílias mapeadas, as aberturas das fraturas variaram de fechadas a abertas.

Segundo Reginato (2003), o campo tensional encontrado para a região de Veranópolis até Caxias indica uma direção de compressão NNW (aproximadamente 348°) e uma direção de tração ENE (próximo de 74°), conforme se observa na Figura 5.9. Com base neste campo tensional, pode-se estabelecer que as fraturas subsidiárias são transtrativas (têm componente de tração) e que, se forem abertas e não estiverem preenchidas por veios e diques, têm maior capacidade de percolação de água que as demais.

5.4 ANÁLISE ESTRUTURAL DE RUPTURAS DE TALUDES NA RS486

Foram analisadas por meio de estereogramas equatoriais e polares (método de Hoek e Bray, 1981), duas rupturas em taludes de rocha no Lote II da rodovia: i) D4-km 100+100 e ii) D11- km 5+100. As juntas responsáveis pelos deslizamentos foram amostradas e levadas ao laboratório de Engenharia Geotécnica e Geotecnologia Ambiental (LEGG) para sua caracterização. No laboratório, as juntas foram descritas quanto ao grau de alteração, classe de rugosidade (Barton *et al.*, 1974), presença ou não de preenchimento e tipo de material de preenchimento.

Foram realizados ensaios de determinação da resistência das juntas em equipamento de plano inclinado (*Tilt Test*) desenvolvido por Aguiar (2003). Os ensaios seguiram a metodologia utilizada por Barton e Choubey (1977) para obtenção do ângulo de atrito residual das juntas. Segundo Barton e Choubey (1977), o *tilt test* residual é basicamente um teste de resistência sob baixas tensões normais, visto que os blocos superiores das juntas variam de 20 a 50cm.

5.4.1 Ensaios de *Tilt* das Amostras

Foram coletadas e ensaiadas 8 amostras de juntas de basaltos, 2 delas provenientes do D4 e 6 do D11.

As amostras do D4 são rochas alteradas de cor marrom avermelhada, amigdalares e com pronunciada estrutura de fluxo. A rocha encontrava-se na umidade natural durante o

ensaio. Para a realização do ensaio, a fratura foi aberta com o auxílio de um martelo de borracha segundo o plano da estrutura de fluxo (Figura 5.31).

As amostras de fraturas do D11 foram divididas em amostras com e sem preenchimento. As rochas cujas fraturas estavam preenchidas por argilominerais mostravam-se levemente alteradas, de cor acinzentada. O preenchimento apresentava aproximadamente 2 a 4mm de espessura e a rugosidade das paredes das fraturas enquadrava-se na classe VIII (Figura 5.32).



Figura 5.31 Amostra de rocha alterada do D4.



Figura 5.32 Amostra de fratura com preenchimento do talude do derrame D11.

As amostras de fraturas sem preenchimento são levemente alteradas, de cor cinza. As fraturas mostravam um espaçamento de 1 a 2 mm com cobertura de uma fina película de óxido de manganês. A rugosidade destas fraturas enquadrava-se na classe II (Figura 5.33).



Figura 5.33 Amostra de fratura sem preenchimento do talude do derrame D11.

5.4.2 Metodologia de Execução dos ensaios

O equipamento de *Tilt Test* projetado por Aguiar (2003) seguiu algumas recomendações da literatura, sobretudo a norma europeia EN ISO 12957-2 e Lopes (2001).

5.4.2.1 Descrição do Equipamento

O equipamento de *Tilt Test* é constituído pelas seguintes partes (Figura 5.34):

(i) sistema de reação: a estrutura é composta por uma série de perfis de aço soldados, formando um sistema único. A base é constituída por perfis I de 15,24cm, com dimensões iguais a 2,50m de comprimento e 1,35m de largura. O pórtico também construído com perfis de 15,24cm tem altura de 2,53m e a mesma largura da base. O pórtico é constituído por duas partes unidas por parafusos, onde é fixada a talha responsável pela inclinação da rampa.

(ii) sistema de basculamento: a rampa de ensaio é uma placa de aço com dimensões de 1,1m de largura por 1,3m de comprimento, acoplada à estrutura através de duas dobradiças. O basculamento da rampa é realizado por uma talha, fixada no centro do pórtico, cuja corrente é ancorada na base da rampa. A capacidade máxima de içamento da talha é de 10kN.

(ii) caixas de ensaio: para execução destes ensaios, utilizou-se somente a caixa inferior do equipamento, com dimensões internas de 1m de largura por 1,2m de comprimento e 5cm de altura.

(iii) instrumentação: Os ângulos de rampa foram monitorados por meio de dois medidores de ângulo. O primeiro é fixo na lateral da rampa próximo ao seu centro, e consiste de transferidor de grande diâmetro com resolução de um grau (Figura 5.35.a). O segundo é um medidor de ângulo mecânico com base magnética, cuja resolução é de $0,5^\circ$ (Figura 5.35.b).

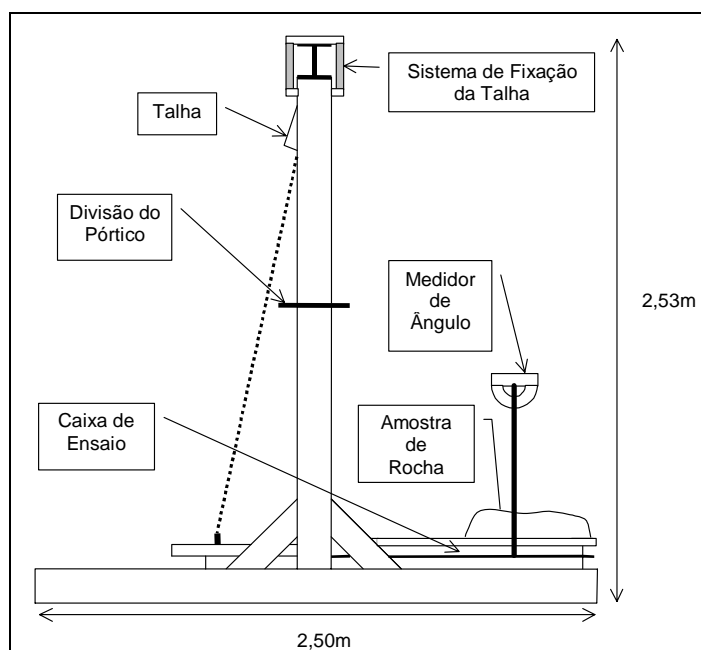


Figura 5.34 Vista lateral esquemática do equipamento de *tilt test* (Aguiar, 2003).

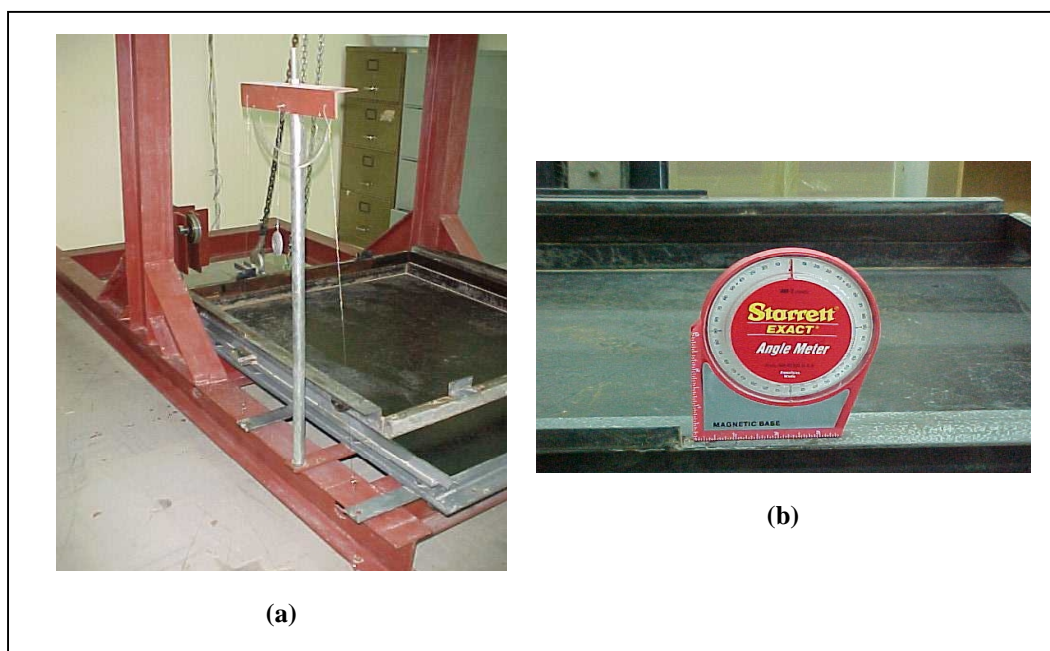


Figura 5.35 Equipamento de *tilt test*: Medida de ângulo: a) com transferidor e b) medidor de base magnética (Aguiar, 2003).

5.4.2.2 Modo de execução dos ensaios

O procedimento do ensaio de rampa é muito simples e consiste em acionar a talha de forma a inclinar gradualmente o conjunto até que o bloco superior da junta deslize (Figura 5.36). Durante o ensaio, aplica-se incrementos de 1° no plano de inclinação da rampa, monitorando o início do deslocamento do bloco superior da junta e o ângulo de deslizamento.



Figura 5.36 Ruptura da amostra.

5.4.3 Resultados obtidos

As amostras do D4 foram ensaiadas obtendo-se valores de inclinação de rampa entre 23 e $23,5^\circ$ para o início do deslizamento e entre 29 e 34° para a ruptura. Para as amostras do D11, com fraturas sem preenchimento, os valores angulares para o início do deslizamento variaram entre 33° e 34° e entre 41° e 46° para a ruptura, semelhante ao valor angular de 47° citado por Hoek (1972) para juntas em basaltos sãos.

As amostras com fraturas preenchidas por argilominerais tiveram o início do deslizamento em 21° e a ruptura variando entre 30° e 31° . Os valores médios dos ângulos de inclinação medidos nos ensaios de *tilt* podem ser observados na Tabela 5.8.

Tabela 5.8 Valores médios de ângulo de inclinação obtidos do *tilt test*.

| Fratura ou junta | Ângulo do início do deslizamento | Ângulo de ruptura |
|---|----------------------------------|-------------------|
| Basalto com estrutura de fluxo | $23,0^\circ$ | $31,5^\circ$ |
| Basalto com fratura sem preenchimento | $33,5^\circ$ | $43,5^\circ$ |
| Basalto com fratura preenchida por argilominerais | $21,0^\circ$ | $30,5^\circ$ |

Na Figura 5.37, pode-se observar o momento em que ocorre a ruptura da amostra de basalto com fratura preenchida por argilominerais. Um detalhe desta amostra após a ruptura é visto na Figura 5.38, onde aparecem *slikensides* e *grooves* indicando, respectivamente, o sentido e direção do deslocamento do bloco superior.



Figura 5.37 Momento da ruptura da amostra



Figura 5.38 Detalhe mostrando *slikensides* e *grooves* após a ruptura.

5.5 ANÁLISE ESTRUTURAL

São apresentados dois casos de rupturas de taludes em rocha que ocorreram durante a obra da RS486: D4 e D11 e suas respectivas retroanálises.

Talude D4 - km 100+100

Este talude está situado no Lote II de construção km 100+100, entre o Arroio Bananeiras e o Arroio Carvalho, possui 20m de altura e aproximadamente 50m de extensão.

Neste talude, o derrame é interceptado por duas famílias de fraturas: a família NE, com atitudes $225^\circ / 80^\circ$ e a família da estrutura de fluxo, com atitude média $292^\circ / 45^\circ$ (Figura 5.39). A rocha é amigdalada, com estrutura de fluxo acentuada pela alteração intempélica. Dentro das superfícies de fluxo estão depositadas finas camadas de esmectitas.

A família E-W apresenta-se espaçada de 0,5 a 1,0m, com feições fechadas do tipo parcialmente abertas (0,25 a 0,5mm), com persistência média a grande e rugosidade do tipo plana lisa com percolação de água. Nas porções do talude em que a rocha está menos alterada, a forma do bloco de rocha gerado pela intersecção dos planos de fluxo com o talude sofre também a influência das fraturas NE.

Em função da geometria da estrada, foi realizado um corte de azimute 320° com geometria 1:1 ($A_t=45^\circ$). Conforme observado na Figura 5.38, a ruptura foi do tipo escorregamento e ocorreu ao longo de um plano de 3cm constituído de argilas expansivas, de atitude $315^\circ / 39^\circ$.

Inicialmente foram plotados em um diagrama de Schmidt, com projeção equatorial de igual área, as atitudes do talude, da estrutura de fluxo e da fratura tectônica NE. Desse diagrama obteve-se a atitude da linha de intersecção destes planos (A_i) e direção de escorregamento. Em um diagrama polar de igual área, foram plotados os círculos que representam os ângulos de atrito de pico (25°) e residual (15°), determinados em ensaios de cisalhamento direto das argilas que preenchem as estruturas de fluxo (Rigo, 2002, informação pessoal) e o valor angular de ruptura obtido no *tilt test* ($31,5^\circ$).



Figura 5.39 Face de ruptura do talude do D4.

O caimento da linha de intersecção dos planos (A_i) obtido é igual ao ângulo de inclinação do talude (A_t) cujo valor é 45° . A direção de escorregamento tem azimute 36° e caimento 45° . Os valores de ângulo de atrito interno encontrados em laboratório são bastante menores do que os valores de A_i e A_t encontrados nesta análise, desta forma, $A_i = A_t > \phi$, o que confirma a ruptura (Figura 5.40).

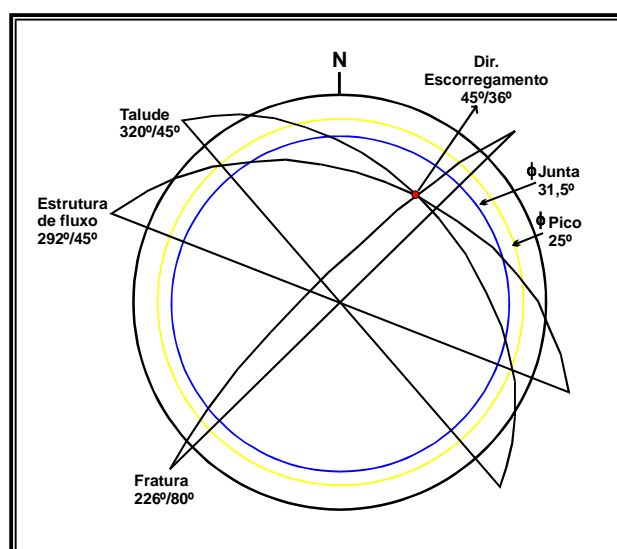


Figura 5.40 Análise estrutural das fraturas do D4.

Utilizando-se os valores de direção e mergulho do plano de fluxo e da fratura NE, assim como o ângulo da ruptura obtido do *tilt test*, calculou-se o fator de segurança para o talude. Admitiu-se $\phi=31,5$ no caso da estrutura de fluxo e $\phi=43,5^\circ$ para a fratura NE. Os coeficientes A e B são calculados conforme Hoek e Bray (1981) e o fator de segurança foi obtido pela seguinte expressão:

$$FS = A \times \tan(\phi_j)_A + B \times \tan(\phi_j)_B \quad (7.1)$$

A Tabela 5.9 resume os fatores de segurança determinados para as duas condições da fratura NE, com e sem preenchimento.

Tabela 5.9 Valores obtidos para o Fator de Segurança.

| Condição | A | B | $\phi_{\text{junta A}} (^\circ)$ | $\phi_{\text{junta B}} (^\circ)$ | FS |
|---------------------------|-------|------|----------------------------------|----------------------------------|------|
| Junta B com preenchimento | 1,065 | 0,15 | 31,5 | 31,5 | 0,75 |
| Junta B sem preenchimento | 1,065 | 0,15 | 31,5 | 43,5 | 0,80 |

A = estrutura de fluxo, B = fratura NE.

Os valores obtidos para os Fatores de Segurança confirmam a ruptura. Neste caso, a única possibilidade de se aumentar o fator de segurança seria mudar a inclinação do talude, fazendo coincidir o ângulo de mergulho do talude com o ângulo de atrito obtido no laboratório. Geometricamente isto significa fazer o valor angular do talude coincidir com o círculo que representa o ângulo de atrito na projeção polar, ou então posicioná-lo fora dele.

Talude de corte - D11

Este talude está situado no km 5+100, na saída superior do Túnel (Anexo 1) e possui 8m de altura e aproximadamente 15m de extensão. O derrame é interceptado por três famílias principais de discontinuidades: a família da junta de alívio, com atitude $140^{\circ}/40^{\circ}$; a família NW, com atitude $143^{\circ}/90^{\circ}$; e a família E-W, com atitude $095^{\circ}/86^{\circ}$. A rocha é maciça nas porções basais e centrais e possui estrutura de fluxo pronunciada na porção de topo (Figura 5.41).

A família da junta de alívio tem abertura caracterizada por feições falhadas, moderadamente largas e rugosidade do tipo plana lisa, com indícios de fluxo de água subsuperficial. Não possui preenchimento, as paredes são levemente a moderadamente alteradas e possuem persistência média.

A família E-W apresenta frequência de 3 a 0,5 fraturas por metro. Estas são feições fechadas, do tipo parcialmente abertas (0,25 a 0,5mm), com persistência média a grande, paredes levemente alteradas e evidências de percolação de água. Em função da geometria da estrada, foi realizado um corte de azimuth 125° com inclinação de 85° . Ocorreu um escorregamento planar controlado pela junta de alívio, onde os blocos de rocha se movimentaram em direção ao eixo da estrada.



Figura 5.41 Talude do D11 onde ocorreu o escorregamento planar.

Utilizando-se o diagrama de Schmidt, as atitudes do talude, da junta de alívio e das fraturas tectônicas E-W e NW foram plotados, bem como o ângulo de atrito obtido no *tilt test* para junta com preenchimento de argila ($30,5^\circ$), conforme a Figura 5.42.

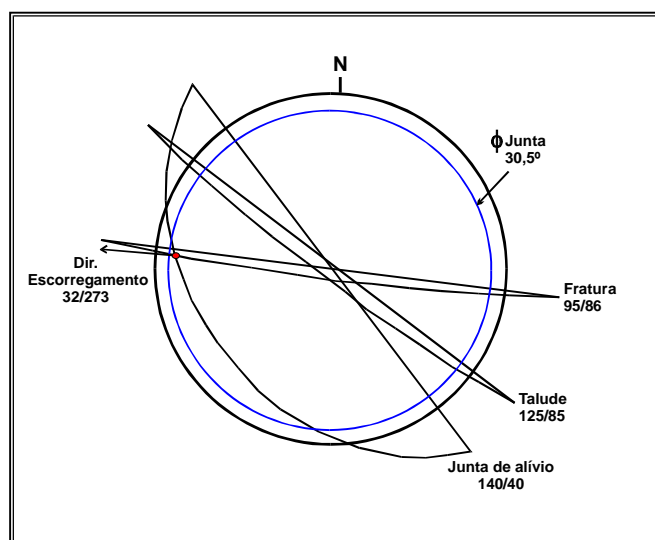


Figura 5.42 Análise estrutural das fraturas do D11.

Segundo o diagrama, a direção de escorregamento tem Azimute 273° e o valor obtido para A_i foi de 32° , menor do que o valor de A_t (85°), o que indica a possibilidade de ocorrência de ruptura. Segundo Hoek e Bray (1981), a ruptura planar ocorre quando $\phi_j < A_i < A_t$ (Figura 5.43). No caso do talude analisado, têm-se: $30,5^\circ < 32^\circ < 85^\circ$, confirmando a ruptura.

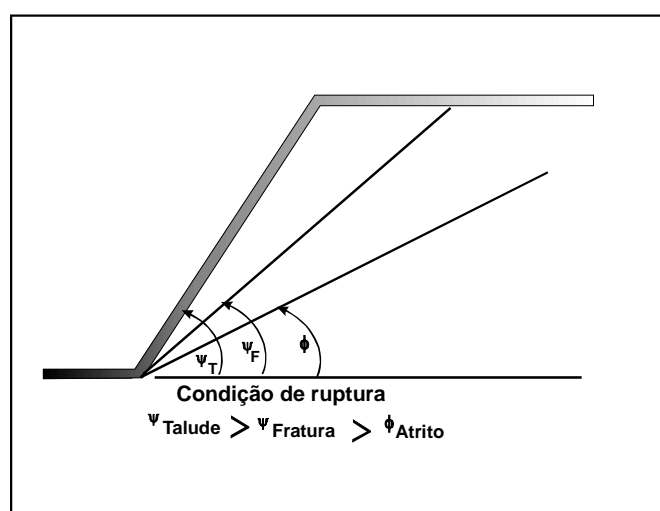


Figura 5.43 Condição para ruptura planar segundo Hoek e Bray (1981).

CAPÍTULO 6 - GEOMORFOLOGIA

O objetivo do estudo geomorfológico foi de estabelecer parâmetros que associem os diferentes movimentos de massa que ocorrem na região ao tipo de material presente, forma de relevo e tipo de vertentes, originando como produto o mapa geomorfológico da área diretamente afetada pela rodovia (Anexo I).

Com a finalidade de atingir este objetivo, estabeleceu-se uma seqüência de trabalhos indicada por fluxograma na Figura 6.1. As etapas são: i) pesquisa bibliográfica, ii) produção de material cartográfico, iii) trabalhos de campo iv) correlação de dados v) elaboração do mapa geomorfológico

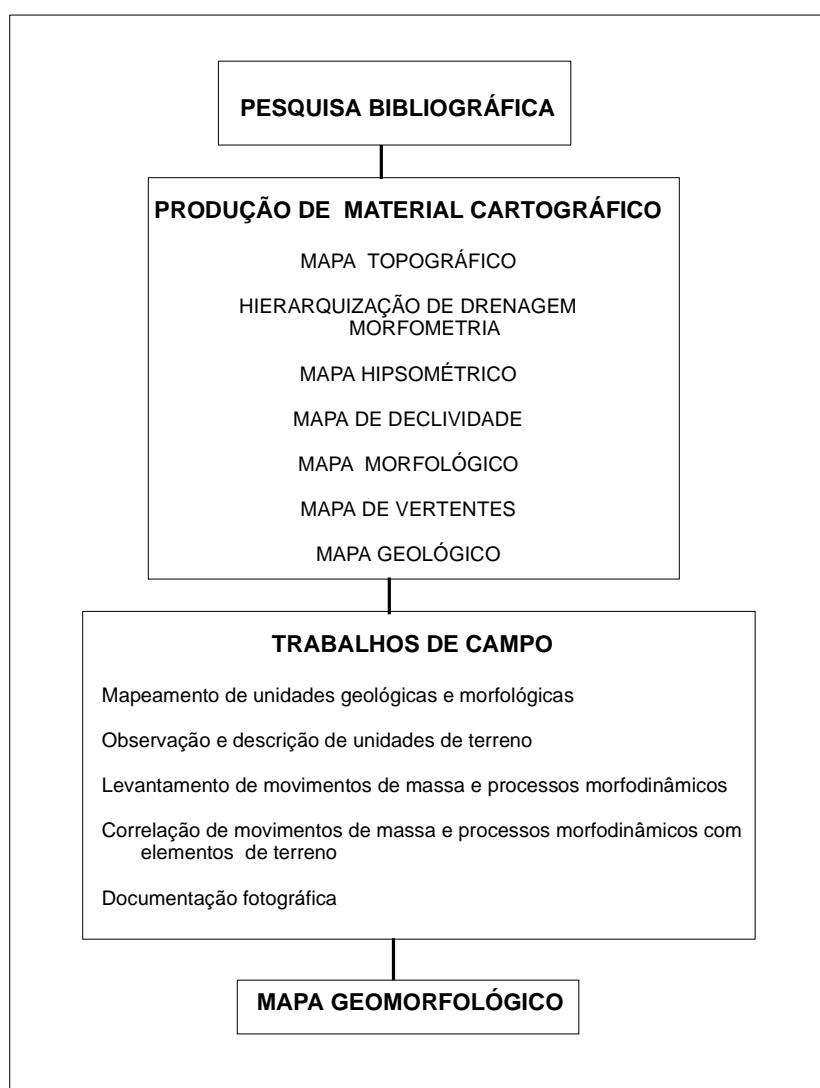


Figura 6.1 Fluxograma das etapas de trabalho

6.1 METODOLOGIAS

Os estudos geomorfológicos da Rota do Sol iniciaram com pesquisas bibliográficas referentes à caracterização e revisão dos conhecimentos sobre a área de estudo e sobre os métodos e técnicas específicas para a elaboração dos produtos cartográficos. Os movimentos de massa encontrados no entorno da rodovia Rota do Sol foram classificados segundo Augusto Filho (1992).

6.1.1 Carta Topográfica

Segundo Christofolletti (1974), bacia de drenagem compreende a área drenada por um determinado rio ou sistema fluvial. A bacia de drenagem forma o contexto para processos tais como erosão de solos, ruptura de taludes e enchentes.

Com base neste conceito, os estudos geomorfológicos da Rota do Sol iniciaram com a delimitação da bacia de drenagem do Rio Três Forquilhas que é o principal curso d'água da região e de suas microbacias, identificadas com letras maiúsculas de A até L (Anexo D).

A delimitação da bacia de drenagem do Rio Três Forquilhas e das suas microbacias se fez com a utilização de cartas topográficas na escala 1:50.000, denominadas de Folhas de Aratinga (SH.22-X-C-II-4), Maquiné (SH.22-X-C-V-2) e Tainhas (SH.22-X-C-III-3). A partir das curvas de nível, traçou-se uma linha divisora de águas que liga os pontos mais elevados da região de entorno da drenagem considerada (Rio Três Forquilhas e seus principais afluentes).

O mapa planialtimétrico foi obtido da vetorização das cartas topográficas, utilizando-se o Software AutoCad 14. O traçado atual da Rota do Sol, com a marcação das quilometragens, foi obtido da Empresa Toniolo Busnelo e inserido no mapa vetorizado.

O arquivo das curvas de nível obtidos do AutoCad com extensão .dwg foi salvo com a extensão .dxf. Este arquivo foi importado para o software ENVI 3.6 onde foi gerado o MDT (modelo digital de terreno) que é uma representação em 2,5 dimensões da área da bacia do Rio Três Forquilhas (Anexo E).

6.1.2 Morfometria

Os dados morfométricos são uma categoria de dados geográficos e consistem de medições e índices/relações que visam caracterizar quantitativamente uma bacia de drenagem.

Os estudos geomorfológicos relacionados à análise da rede hidrográfica podem levar à elucidação de inúmeras questões, pois os cursos d'água controlam os processos morfogenéticos mais ativos na escultura da paisagem terrestre. A água que cai sobre a superfície terrestre tende a se organizar dentro de bacias de drenagem onde é transferida para os oceanos, lagos ou sistemas de canais maiores.

Com base nas fotografias aéreas e no mapa plani-altimétrico foram estabelecidos os padrões de drenagem, hierarquia fluvial, índices lineares e de área para a bacia do Rio Três Forquilhas. A análise morfométrica da bacia hidrográfica do Rio Três Forquilhas seguiu a metodologia de Christofolletti (1980).

Os padrões de drenagem referem-se ao arranjo espacial dos cursos fluviais, que podem ser influenciados em sua atividade morfogenética pelo tipo e resistência da litologia, declividade e evolução geomorfológica da região.

Neste trabalho, a classificação do padrão de drenagem segue o critério geométrico da disposição do canal fluvial, sem nenhum sentido genético, conforme estabelece Christofolletti (1980), na Figura 6.2.

A hierarquia fluvial consiste em estabelecer a classificação de determinado curso d'água no conjunto total da bacia hidrográfica na qual se encontra com a função de facilitar e tornar mais objetivo os estudos morfométricos. Os critérios de hierarquização seguiram a metodologia de Strahler (1952), citados por Christofolletti (1980). Na metodologia de Strahler (1952), os menores canais, sem tributários, são considerados como de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência. Os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem, e só recebem afluentes de primeira ordem, os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois canais de segunda ordem e pode receber afluentes de segunda e primeira ordens e assim sucessivamente (Figura 6.3).

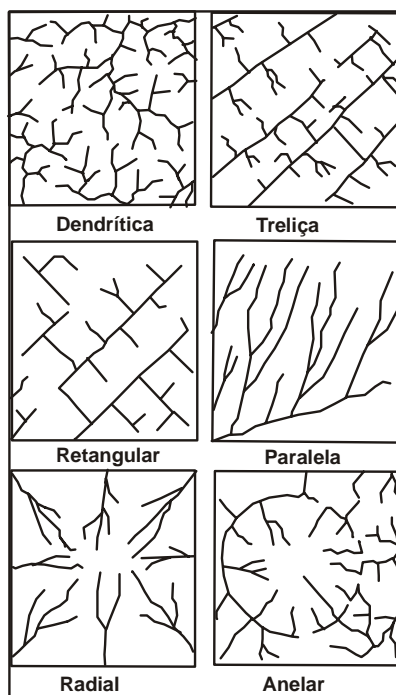


Figura 6.2 Disposição espacial dos principais padrões de drenagem (Christofoletti, 1980).

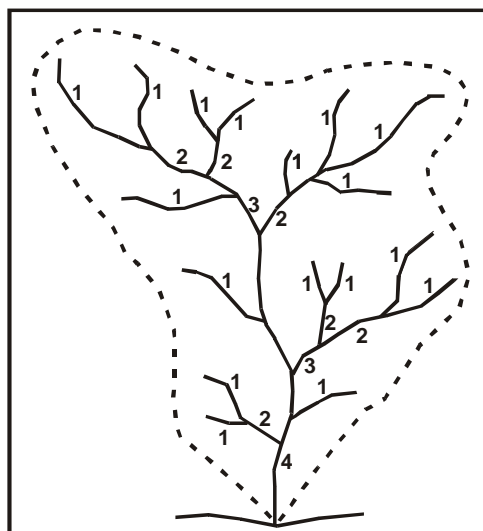


Figura 6.3 Procedimento para determinar a hierarquização dos canais de drenagem (Strahler 1952, citado por Christofoletti 1980).

Para a obtenção dos parâmetros lineares e de área, utilizou-se o mapa plani altimétrico em arquivo digital, sendo que as medidas foram efetuadas por meio do *Software* AutoCad 14 e calculadas conforme Christofoletti (1980). Na análise linear foram determinados os seguintes índices:

Comprimento do canal principal (L)

O comprimento do canal principal é dado pelo somatório dos segmentos fluviais que o compõem.

Comprimento da bacia (L_b)

Maior distância, medida em linha reta, entre a foz e determinado ponto situado ao longo do perímetro, equivale ao diâmetro da bacia (D_b)

Perímetro da bacia (P_b)

Corresponde ao comprimento do divisor de águas.

Relação de bifurcação (R_b)

Relação entre o número total de segmentos de uma certa ordem (N_u) e o número total de ordem imediatamente superior N_{u+1} .

Comprimento médio dos segmentos fluviais de cada ordem (L_m)

Onde L_u = soma dos comprimentos dos segmentos fluviais de uma determinada ordem, N_u = número de segmentos da mesma ordem e u = ordem, o comprimento médio (L_m) é calculado pela equação:

$$L_{mu} = L_u / N_u \quad (6.1)$$

Relação entre os comprimentos médios dos segmentos fluviais de cada ordem (RL_m)

A relação entre os comprimentos médios é calculada pela relação:

$$RL_m = L_{mu} / L_{m_{u-1}} \quad (6.2)$$

onde

L_{mu} = comprimento médio dos segmentos fluviais de uma determinada ordem

$L_{m_{u-1}}$ = comprimento médio dos segmentos de ordem imediatamente inferior à ordem considerada

u = ordem

Equivalente vetorial (ev)

O equivalente vetorial representa o comprimento de cada segmento fluvial de determinada ordem, em linha reta, que se estende da nascente ao término do referido canal. As medidas serão efetuadas com régua sobre o mapa topográfico. Para os canais de ordem 1,

a medida será tomada da nascente até a confluência mais próxima. Para canais de 2, 3 e 4, a medida será efetuada desde a confluência com o canal de ordem igual ou superior até o ponto onde sua ordem iniciou.

Na análise de área da bacia do Rio Três Forquilhas, foram calculados os seguintes índices:

Área (A)

Área constituída pelo conjunto do sistema fluvial, projetada em um plano horizontal medida com o auxílio do *software* AutoCad 14.

Índice de Circularidade (Ic)

Para o cálculo do Ic foi empregada a seguinte equação:

$$Ic = A/Ac \quad (6.3)$$

onde

A= área da bacia;

Ac= área de um círculo de perímetro (P) igual ao perímetro da mesma bacia.

De acordo com Christofolletti (1980), o valor máximo a ser obtido é igual a 1,0 e, quanto maior o valor, mais próxima da forma circular estará a bacia. O valor máximo de 1,0 indica que o perímetro da bacia corresponde ao perímetro do círculo.

Índice de forma (If)

O If será estabelecido através da equação proposta por Christofolletti (1980):

$$If = P/2(\pi A)^{1/2} \quad (6.4)$$

onde

P=perímetro da bacia;

A=área da mesma.

Segundo este método, If nunca poderá ser inferior a 1,0, valor que corresponde a uma bacia circular.

Índice/relação entre o comprimento e a área da bacia (ICo)

O índice/relação entre o comprimento e a área será obtido pela equação:

$$Ico = Db/A^{1/2} \quad (6.5)$$

para

D_b =diâmetro da bacia;

A =área da bacia

Este índice serve de subsídio importante para descrever e interpretar tanto a forma como o processo. Segundo Chistofolletti (1980), quando I_{co} estiver próximo de 1,0, a bacia apresenta forma semelhante ao quadrado, quando for inferior, sua forma será alargada e, quando for superior a 1,0, sua forma será alongada. A forma é considerada alargada quando a distâncias entre os limites da bacia no sentido margem-margem do canal principal for maior e alongada quando a distância maior for no sentido nascente-foz.

Densidade hidrográfica (D_h)

É a relação existente entre o número de rios (ou cursos d'água) e a área da bacia e serve para se comparar a freqüência ou a quantidade de cursos d'água existentes em uma área de tamanho padrão (Km^2). É expressa pela fórmula:

$$D_h = N/A \quad (6.6)$$

para

N =número de rios (número de nascentes);

A = área da bacia.

Neste trabalho, o número de rios é entendido como a soma total de todos os canais de ordem 1; pois representa o comportamento hidrológico de determinada área, em um de seus aspectos fundamentais: a capacidade de gerar novos cursos d'água (Strahler, 1952, citado por Christofolletti, 1980).

Densidade de drenagem (D_d)

A densidade de drenagem (D_d), diferente da densidade hidrográfica (D_h), correlaciona o comprimento total dos canais de escoamento (L_t) com a área da bacia (A). Será calculado pela equação:

$$D_d = L_t/A \quad (6.7)$$

Para Christofolletti (1980), este cálculo é importante porque, em um mesmo ambiente climático, o comportamento hidrológico das rochas repercute na densidade de drenagem. Nas rochas onde a infiltração encontra maior dificuldade, há condições melhores para o escoamento superficial, possibilitando a esculturação de canais. A densidade de drenagem apresenta relação inversa com o comprimento dos rios, pois à medida que aumenta o valor

numérico da densidade, diminui, proporcionalmente, o tamanho dos componentes fluviais da bacia.

Segundo Christofolletti (1980), a Dd é considerada baixa se for menor do que 7,5 km/km², média se for maior ou igual a 7,5 km/km² e menor ou igual a 10,0 km/km² e alta se for maior do que 10,0 km/km².

6.1.3 Mapa Hipsométrico

Nesta etapa elaborou-se uma carta hipsométrica da bacia do Três Forquilhas onde a apresentação do relevo foi separada em faixas de diferentes altitudes, o que permite uma melhor observação de sua energia.

A carta hipsométrica foi construída com o auxílio do *software* AutoCad 14 a partir de um banco de dados digital dos elementos altimétricos, obtidos da vetorização das cartas topográficas em escala 1:50.000. O relevo foi dividido em 7 classes ou faixas de altitudes (Tabela 6.1) e em seguida foram calculadas as áreas em m² e hectares de cada uma delas (Anexo F) .

Tabela 6.1 Classes hipsométricas para a bacia do Rio Três Forquilhas.

| Classes hipsométricas | Faixa de altitude (m) |
|-----------------------|-----------------------|
| 1 | 4-160 |
| 2 | 160-320 |
| 3 | 320-480 |
| 4 | 480-640 |
| 5 | 640-780 |
| 6 | 780-960 |
| 7 | > 960 |

6.1.4 Mapa de Declividades

Foi elaborado um mapa de declividades (ou clinográfico) da bacia do Rio Três Forquilhas, visando espacializar as informações sobre a distribuição das declividades nesta área (Anexo G). Um arquivo gerado no AutoCad 14 com extensão .dwg foi convertido para .dxf e importado para o *software* ENVI 3.6 onde foi criado um MDT (modelo digital de terreno) e a partir daí, gerou-se um mapa de gradiente com as classes de declividade previamente estabelecidas.

Os intervalos de classes adotados foram semelhantes aos utilizados por Cristo (2002). Porém, com a finalidade de detalhar as declividades na porção de meia encosta, foram acrescentados 3 intervalos entre as declividades de 5 e 45° (Tabela 6.2).

Tabela 6.2 Classes de declividades, adaptadas de Cristo (2002).

| Classes | Declividade em graus | Uso recomendável |
|----------------|-----------------------------|--|
| 1 | <5 | Áreas susceptíveis a enchentes e problemas de drenagem. |
| 2 | 5,01 - 12 | Áreas que apresentam algumas restrições ao uso, principalmente quando exigem cortes e aterros para construções. Controle de erosão moderado. |
| 3 | 12,01 -17 | |
| 4 | 17,01 – 22 | |
| 5 | 22,01 – 27 | Áreas que devem ser evitadas e que exigem execução de obras especiais para sua utilização. |
| 6 | 27,01 – 35 | |
| 7 | 35,01 – 45 | Problemas de erosão e estabilidade de vertentes. Áreas onde se incluem as Reservas Legais (30 – 45°) |
| 8 | > 45,01 | Áreas consideradas como inadequadas para a construção onde se incluem as Reservas Legais e as APP (Área de Proteção Permanente) |

6.1.5 Mapa Geomorfológico

A questão da taxonomia e da representação cartográfica do relevo tem revelado grande dificuldade de solução pelo fato das formas serem tridimensionais, apresentarem diferentes tamanhos, gênese e idades. Diante disto, têm-se inúmeras propostas de representação do relevo, que geralmente valorizam alguns aspectos em detrimento de outros.

Segundo Ross (1992), todo o relevo terrestre pertence a uma determinada estrutura (unidade morfoestrutural) que o sustenta e mostra um aspecto escultural (unidade morfoescultural) que é decorrente da ação do clima atual e do passado.

A análise morfológica proposta por Ross (1992) obedece aos seguintes níveis taxonômicos:

1° Taxon: representa maior extensão em área e corresponde às Unidades Morfoestruturais;

2°Taxon: representa as Unidades Morfoesculturais contidas em cada Unidade Morfoestrutural, como exemplos são: o planalto, as serras, etc...;

3ºTaxon: representa os padrões de formas semelhantes que estão contidas nas Unidades Morfoesculturais. Eles podem ser distinguidos pela diferença de rugosidade topográfica, índice de dissecação do relevo, formato dos topos, vertentes e vales de cada padrão;

4ºTaxon: formas de relevos individualizadas na unidade de padrão de formas semelhantes. As formas podem ser de agradação (planícies, terraços) ou de denudação (colinas, cristas);

5ºTaxon: refere-se as partes das formas do relevo, ou seja, das vertentes. Neste caso as vertentes são identificadas por seus setores que indicam determinadas características genéticas (convexa, retilínea, côncava, etc);

6ºTaxon: corresponde a pequenas formas de relevo que se desenvolvem por influência antrópica ao longo das vertentes como: ravinas, vossorocas, deslizamentos, etc.

A metodologia proposta por Lollo e Zuquette (1996), conhecida como avaliação de formas de terreno consiste basicamente na delimitação das feições de relevo reconhecidas em uma determinada área e na sua interpretação em termos de materiais associados. A técnica baseia-se na possibilidade de divisão da área de estudo em unidades cada vez menores a partir do uso de fotografias aéreas e de trabalhos de campo, tendo-se como critério de zoneamento a uniformidade destas parcelas do terreno em termos de feições de relevo encontradas e da associação destas feições com os diferentes tipos de materiais.

Para o zoneamento do relevo em termos de forma de terreno, Lollo e Zuquette (1996) utilizam três níveis hierárquicos denominados de sistema de terreno, unidade de terreno e elemento de terreno de acordo com o grau de detalhamento da análise realizada, das dimensões das formas e da escala utilizada. Em termos de resultado esta técnica cria condições para a elaboração de documentos básicos onde é possível se estabelecer um zoneamento geral das condições do meio físico que, quando associadas a outras análises complementares, torna possível a elaboração de zoneamentos geotécnicos específicos e cartas de risco.

Neste trabalho o mapa geomorfológico foi gerado utilizando-se a técnica de avaliação de terreno proposta por Lollo e Zuquette (1996). Além do produto cartográfico foi elaborado um quadro explicativo que apresenta as informações da avaliação do relevo de cada forma de terreno, os principais processos morfológicos e os movimentos de massa associados.

O critério para separação em diferentes unidades de terrenos baseou-se na uniformidade destas unidades em termos de processos geomorfológicos, feições de relevo e

características do terreno, a partir da análise de cartas topográficas (escala 1:50.000), das fotografias aéreas (escala 1:110.000 e 1:20.000) e dos trabalhos de campo.

A separação da área em sistemas e unidades de terreno deu origem ao mapa morfológico (Anexo H) obtido da análise e interpretação de fotografias aéreas. Os elementos de terreno originaram um mapa de formas de vertentes que interpretado em conjunto com o mapa morfológico gerou o mapa geomorfológico da área (Anexo I).

Segundo Christofletti (1980), vertente significa, em sentido mais amplo, sem apresentar qualquer conotação genética, uma superfície inclinada, não horizontal. Para o autor, o estudo das vertentes representa um dos mais importantes setores da pesquisa geomorfológica, englobando a análise de processos e formas.

As vertentes constituem partes integrantes das bacias hidrográficas e não podem ser descritas de modo integral sem que se faça considerações à propósito das relações entre eles e a rede hidrográfica. A forma e o ângulo das vertentes deverão estar ajustados para fornecer a quantidade de detritos que o curso d'água pode transportar. Inversamente, os cursos d'água deverão estar ajustados para transportar a quantidade de material fornecido pelas vertentes.

Para Maciel Filho (1997), a distribuição dos diferentes tipos de solos pode ser muito bem definida pelo estudo e o mapeamento geomorfológico, especialmente pela interpretação do tipo de vertente.

Lacerda (1985) relaciona os tipos de taludes encontrados em uma bacia hidrográfica com a presença e espessura de depósitos coluvionares.

O mapa geomorfológico contém os tipos elementares de vertentes (côncava, convexa, retilínea) ou elementos de terreno definidos para a margem direita do Rio Três Forquilhas, onde está locada a rodovia RS486. As formas das vertentes foram delimitadas como polígonos fechados e estes repassados à carta topográfica em escala 1:50.000 e após vetorizados. A terminologia para descrição das parcelas componentes das vertentes (retilíneas, côncavas e convexas) seguiu a metodologia de Archambault *et al.* (1968), citados por Muller Filho e Sartori (1999).

6.2 ANÁLISE DOS DADOS MORFOMÉTRICOS

O padrão de drenagem da bacia do Rio Três Forquilhas pode ser classificado predominantemente como retilíneo e mais raramente como paralelo pois está intimamente relacionado ao substrato geológico e ao padrão de fraturas da região.

Segundo o critério de hierarquização de Strahler (1952), citado por Christofolletti (1980), o Rio Três Forquilhas alcança número de ordem 5, caracterizado como o principal curso d'água da bacia, com 26,4 Km de extensão (Anexo D).

O comprimento da bacia (L_b) é de 33,56 km e significa a maior distância em linha reta entre a foz do Rio Três Forquilhas e o ponto mais distante, situado na direção NW com 1000m de altitude. O perímetro da bacia (P_b) é de 131,85 km e corresponde ao comprimento do divisor de águas.

A Tabela 6.3 mostra os parâmetros lineares por ordem de rios e a Tabela 6.4 mostra os parâmetros lineares entre ordens de rios na bacia do Rio Três Forquilhas.

Tabela 6.3 Parâmetros lineares por ordem de rio.

| Bacia do Rio Três Forquilhas | Análise Linear por ordem de rio (km) | | | | | |
|---------------------------------|--------------------------------------|---------|-------|-------|-------|-------------|
| | Ordem | Nº Seg. | Comp. | L_m | Ev | Ev/ Nº Seg. |
| | O ₁ | 352 | 429,6 | 1,2 | 417,8 | 1,18 |
| | O ₂ | 159 | 125,6 | 0,8 | 119,2 | 0,74 |
| | O ₃ | 87 | 68,9 | 0,8 | 53,35 | 0,61 |
| | O ₄ | 35 | 29,0 | 0,7 | 20,85 | 0,59 |
| | O ₅ | 1,0 | 26,4 | 26,4 | 24,4 | 24,4 |

Tabela 6.4 Parâmetros lineares entre ordens dos rios

| Bacia do Rio Três Forquilhas | Análise Linear entre ordens dos rios (km) | | | | |
|---------------------------------|---|-------|--------|--------|------|
| | Entre ordens | R_b | RL_m | RI_b | REv |
| | O ₁ - O ₂ | 2,2 | 0,7 | 0,32 | 0,6 |
| | O ₂ - O ₃ | 1,8 | 1,0 | 0,55 | 0,8 |
| | O ₃ - O ₄ | 2,5 | 0,8 | 0,32 | 0,96 |
| | O ₄ - O ₅ | 35 | 37,7 | 1,07 | 41,3 |
| | | | | | |

O maior comprimento da bacia corresponde à direção de escoamento do Rio Três Forquilhas, que se encontram encaixado num conjunto de fraturas de direção NW. O comprimento total (L_t) dos canais é de 679,5 km.

Os canais de 1^a e 2^a ordens são curtos e nascem no planalto ou em locais de alta declividade como na zona de encosta íngreme. Normalmente estão associados às rochas vulcânicas ácidas que sofrem um desgaste proporcional à ação fluvial. Na medida em que as águas vão se concentrando nos canais de ordens superiores, o terreno vai baixando linearmente de altitude.

Abaixo da cota de 540-550m, ocorrem os basaltos e a partir deste ponto há uma concentração maior de canais de ordens superiores (3^a, 4^a e 5^a ordens) ocorrendo uma aceleração no desgaste das rochas e um maior entalhamento dos vales. Esta parece ser uma explicação plausível para a conformação do vale do Rio Três Forquilhas, visto que ele se apresenta como um vale estreito, fechado em seu alto curso (acima da confluência com a sanga da Limeira pela margem direita e com o rio Pedras Brancas, pela margem esquerda) e como um vale mais aberto, da confluência com a sanga da Limeira até o arroio Três Pinheiros.

A relação entre o comprimento médio dos canais (RLm) indica que à medida que aumenta o número da ordem (u) de 1 para 2, diminui o comprimento médio dos canais (Lm) em 0,7 vezes e assim por diante.

Observa-se que os canais possuem pequena diferença entre os valores de comprimento médio (Lm) e equivalente vetorial médio (Ev/nº de segmentos) mostrando que estão predominantemente encaixados em fraturas retilíneas. Neste caso, os fatores que contribuem para maiores diferenças entre Lm e EV são: a extensão dos canais e a variação de atitude das fraturas nas quais eles estão encaixados.

A bacia do Rio Três Forquilhas possui uma área de 505,99 km², sendo que sua forma é alongada com eixo maior segundo a direção NW e eixo menor segundo a direção NE. A forma alongada da bacia se confirma pelo valor de 1,49 obtido para a relação entre o comprimento e a área da bacia (Ico) apresentado na Tabela 6.5. Segundo Christofolletti (1980), quando o valor obtido para Ico for maior do que 1 a forma da bacia é alongada. O índice de circularidade com valor baixo (0,36) confirma o afastamento da forma circular, da mesma forma que o índice de forma obtido (If=1,65), maior do que 1, significa que a bacia se afasta da forma de um círculo. A bacia se aproxima da forma retangular com eixo maior na direção NW.

Segundo Rocha (1997), as bacias hidrográficas que possuem formas geométricas retangulares, trapezoidais ou triangulares são menos susceptíveis a enchentes do que aquelas com formas ovais, quadradas ou circulares. Estas últimas apresentam maiores possibilidades

de serem atingidas por chuvas intensas de forma simultânea em toda a sua extensão, causando grande concentração de água no tributário principal.

Embora a forma geométrica da bacia do Rio Três Forquilhas não seja circular, há registros de cheias na sede do município de Itati. As possíveis justificativas para este fato são, entre outras: i) as altas declividades junto aos divisores de água que favorecem o rápido escoamento superficial em direção as partes baixas; ii) as rochas vulcânicas que compõem as calhas das drenagens junto ao alto curso do Rio Três Forquilhas e seus afluentes são pouco permeáveis e por isso dificultam a infiltração da água, favorecendo seu rápido fluxo e acúmulo nas partes baixas.

Pelo valor obtido para a densidade hidrográfica pode-se dizer que em cada km^2 há 0,69 fontes. Este parâmetro permite avaliar a capacidade do aquífero de gerar fontes.

Pela análise da densidade de drenagem ($1,34\text{km}/\text{km}^2$), densidade de segmentos (1,25) e comprimento médio dos segmentos (1,07Km) pode-se dizer que há 1.34 km de rios formando 1,25 segmentos que teriam 1,07Km de comprimento em média.

Tabela 6.5 Parâmetros de área da bacia do Rio Três Forquilhas

| Análise Areal | | | | | |
|---------------------|-------|-------|--------|--------------------|-----------------------------|
| Área | I_c | I_f | IC_o | D_h | D_d |
| $505,99\text{km}^2$ | 0,36 | 1,65 | 1,49 | $0,69/\text{km}^2$ | $1,34\text{km}/\text{km}^2$ |

Observando o mapa hipsométrico (Anexo F) e a área ocupada por cada uma das faixas de altitude (Tabela 6.6), percebe-se que a maior área corresponde às altitudes compreendidas entre 640 e 780m. Esta faixa ocupa uma área de aproximadamente 196 km^2 correspondendo à escarpa íngreme, sustentada pelas rochas vulcânicas ácidas. As faixas acima de 640m tornam-se mais próximas uma das outras, significando que acima deste valor, o relevo apresenta maior energia. As faixas mais alargadas em direção ao Rio Três Forquilhas indicam que as declividades são menos acentuadas nesta direção.

Tabela 6.6 Dados quantitativos das classes hipsométricas

| Classes hipsométricas | Área ocupada (km^2) | Área ocupada (hectares) |
|-----------------------|--------------------------------|-------------------------|
| 4-160 | 55,45 | 5545,8 |
| 160-320 | 49,26 | 4926,9 |
| 320-480 | 53,58 | 5358,4 |
| 480-640 | 29,44 | 2944,3 |
| 640-780 | 196,87 | 1968,75 |
| 780-960 | 35,53 | 3553,3 |
| > 960 | 37,08 | 3708,7 |

6.3 FORMAS DE TERRENO E SUAS CARACTERÍSTICAS

O substrato geológico da bacia do Rio Três Forquilhas é formado, em sua porção superior, por derrames de rochas vulcânicas ácidas e abaixo da cota de aproximadamente 550m até a cota de 4m ocorrem diversos derrames de rochas vulcânicas básicas. Abaixo da cota de 100m ocorrem os sedimentos de planície aluvial e planície costeira.

As características do relevo da área de estudo apresentam forte influência das litologias e das estruturas geológicas. A morfologia em patamares descendentes está condicionada principalmente ao número de derrames e às características litológicas de cada um deles.

Avaliando o relevo da bacia do Rio Três Forquilhas, pode-se observar que o vale deste rio pode ser subdividido em dois setores, em função de sua largura e da declividade das encostas laterais. O alto curso, compreendendo os Arroios do Pinto e Carvalho até a confluência da Sanga da Limeira com o Rio Três Forquilhas, caracteriza-se por apresentar vale estreito e fortemente encaixado. Neste setor predominam os processos de erosão vertical ou processos de dissecação (Figura 6.4). Os depósitos de colúvio e tálus mostram-se mais inclinados e aparecem pequenos cones de dejeção na confluência das principais linhas de drenagem com o canal principal.



Figura 6.4 Morfologia do Rio Três Forquilhas no seu alto curso, com destaque para as encostas íngremes e o vale estreito.

No médio e baixo curso, a jusante da confluência da Sanga da Limeira, pela margem direita, e do Rio Pedras Brancas, pela margem esquerda, o vale do Rio Três Forquilhas torna-se mais aberto, evidenciando a atuação dos processos de erosão lateral e modelados de acumulação (Figura 6.5). Os depósitos de leques aluviais são comuns e os depósitos das encostas (colúvio e tálus) mostram-se mais desenvolvidos. Os depósitos de torrentes de canal ao longo do rio são restritos e pouco significativos.



Figura 6.5 Morfologia do Rio Três Forquilhas em seu médio curso, destacando o vale aberto e encostas pouco íngremes.

O MDT (modelo digital de terreno) da bacia do Rio Três Forquilhas (Anexo E) mostra as diferenças de declividade a partir da cota de 550m, onde ocorre a mudança de composição das rochas de básicas (na base) para ácidas (no topo), e as diferenças entre o alto e médio/baixo curso do vale do Rio Três Forquilhas.

Na área da bacia do Rio Três Forquilhas, delimitada para o estudo geomorfológico, foram reconhecidos quatro sistemas de terreno: i) Planalto, ii) Alta encosta, iii) Meia encosta e iv) Baixa encosta. Destes sistemas, o Planalto e a Alta encosta serão abordados em menor detalhe por não fazerem parte da área do mapeamento geológico. Na Tabela 6.7 estão resumidas as principais características das formas de terreno definidas para a bacia do Rio Três Forquilhas.

O Planalto, predominante na porção nordeste e norte da área, constitui-se numa superfície plana a levemente inclinada, com caimento natural para oeste. Desenvolve-se acima da altitude de 880m até a cota de 1050m sobre rochas vulcânicas de composição ácida. É formado por morros e morrotes com topos preferencialmente convexos, cujas declividades

variam entre 5 a 12° e entre 12 e 17°. Neste sistema os processos morfodinâmicos principais são os escoamentos laminares ou em sulcos e ravinas. Os movimentos de massa são praticamente restritos a pequenos escorregamentos.

A partir do Planalto tem-se uma quebra bastante acentuada do relevo dando origem a uma encosta (escarpa). A encosta foi subdividida em três sistemas de terrenos diferentes com base na litologia, declividade e altimetria.

O sistema de Alta encosta ocorre a partir da quebra do Planalto e caracteriza-se por vertentes de alta declividade até subverticais nos paredões rochosos. Este sistema desenvolve-se a partir da cota 880m até 550m de altitude, é constituído de rochas vulcânicas ácidas, e possui declividades elevadas compreendidas entre as faixas de 27-35°, 35-45° e >45°.

O sistema Alta encosta foi dividido em duas unidades de terrenos que são: i) escarpa íngreme e ii) cristas. A unidade escarpa íngreme encontra-se entre as cotas de 550-880m de altitude sendo dividida em três elementos de terreno que correspondem as formas de vertentes: retilíneas, com declividades >45°, côncavas com declividade entre 27-35° e convexas com declividades entre 35-45°. Muitas drenagens de primeira ordem nascem neste sistema de terreno sendo que os processos morfodinâmicos são muito intensos nestes locais (Figura 6.6).



Figura 6.6 Diferença de declividade entre os sistemas de Alta Encosta e Meia encosta.

A alta declividade do terreno e o escoamento superficial que forma ravinas e sulcos tem um maior poder de transportar blocos de rochas e matacões. A maioria das vertentes

côncavas desta unidade desenvolvem-se a partir de uma vertente retilínea, de maior altitude. Como nas vertentes côncavas o fluxo laminar tende a se concentrar, são comuns os movimentos de massa do tipo corridas de detritos (*debris flows*) que iniciam nesta forma de vertente e normalmente migram por vertentes retilíneas ou plano inclinadas até o sopé da encosta (Figura 6.7).

Nas vertentes convexas são comuns os escorregamentos planares, facilitados pelas estruturas de resfriamento típicas destas rochas. Nas vertentes retilíneas ocorrem quedas (rolamentos e tombamentos de blocos) que vão fornecer material para os depósitos de tálus que são encontrados nas quebras de relevo, isto é, na passagem do sistema de Alta Encosta (declividades elevadas) para o sistema de meia encosta (declividades altas a moderadas).

Outra unidade de terreno que ocorre no sistema Alta Encosta são as chamadas cristas que representam recuos da escarpa por erosão associados ou não a fraturas tectônicas. Elas apresentam altimetria variando entre 650-800m e 700-880m, topos angulosos ou levemente achatados e vertentes predominantemente retilíneas. A declividade do topo varia de 5 a 12° e a das vertentes entre 35 a 45° ou >45°. Os movimentos de massa mais comuns são quedas (rolamentos e tombamentos de blocos). São comuns os depósitos de tálus na base das vertentes retilíneas destas cristas.



Figura 6.7 Cicatriz de corrida de detritos em vertente côncava.

Tabela 6.7. Formas de terreno da Bacia do Rio Três Forquilhas

| Sistemas de terreno | Unidades de terreno | Elementos de terreno (forma das vertentes) | Altimetria | Amplitude | Declividade em graus | Substrato | Processos morfodinâmicos e Mov. de Massa |
|---------------------|---|--|----------------------|----------------|--|-----------------------|---|
| Planalto | Morros e morrotes de Planalto | Vertentes convexas e planas | 880-1050m | 170m | <5 5,01-12 12,01-17 | R. vulcânicas ácidas | Escoamento laminar, sulcos e ravinas Pequenos escorregamentos |
| Alta Encosta | Escarpa íngreme | Retilínea | 550-800m | 250m | >45 | R. vulcânicas ácidas | Ravinas e sulcos, corridas, quedas (rolamento e tombamento), esc. planar |
| | | Côncava | 550-880m | 330m | 27,01- 35 | | |
| | | Convexa | 550-880m | 330m | 35,01-45 | | |
| | Cristas | Topos angulosos Vertentes retilíneas | 650-800 700-880 | 230m e 180m | Topo 5,01-12 35,01-45 e >45 | R. vulcânicas ácidas | quedas (rolamento e tombamento) |
| Meia Encosta | Morros alongados em patamares escalonados | convexa | 150-500m | 350m | 12,01-17 17,01-22 22,01-27 | R. vulcânicas básicas | Esc. Superf. Difuso, erosão laminar, escorreg. rotacional e planar, rastejo |
| | | côncava | 150-500m | 350m | 35,01-45 22,01-27 17,01-22 12,01-17 | | Esc. Superf. Concentrado, fluxo de detritos, rastejo, escorregamentos (rotacional e translacional). |
| | | retilínea | 200-300m 400-600m | 100m 200m | 22,01-27 27,01-35 | | Quedas (rol. e tomb.) escorregamento planar |
| | Morros isolados | convexa | 150-300 | 150m | 17,01-22 22,01-27 | R. vulcânicas básicas | Quedas (rolamentos e tombamentos) Escorregamentos (rotacional e planar) |
| | | côncava | 150-300m | 150m | 12,01-17 27,01-35 | | |
| | | retilínea | 250-300m | 50m | 27-35 35,01-45 >45 | | |
| | Rampa de colúvio | convexa | 200-300m 170-220 | 100m 50m | 17,01-22 22,01-27 | colúvios | escorregamentos (rotacional e planar) rastejo |
| | | côncava | 200-300m | 100m | 12,01-17 27,01-35 | | |
| | | retilínea | 170-260m | 90m | 22,01-27 27,01-35 | | |

| Sistemas de terreno | Unidades de terreno | Elementos de terreno (forma das vertentes) | Altimetria | Amplitude | Declividade em graus | Substrato | Processos morfodinâmicos e Mov. de Massa |
|---------------------|----------------------------------|--|-------------------|-------------|----------------------------------|--|--|
| Meia Encosta | Meandros encaixados | convexa | 160-200m | 40m | 12,01-17 17,01-22 22,01-27 | R. vulcânicas básicas e colúvio | Escorregamentos |
| | | côncava | 160-300m | 140m | 12,01-17 27,01-35 35,01-45 | | |
| | Leques aluviais/cones de dejeção | côncava | 200-300m | 100m | 5,01-12 12,01-17 | Sed. inconsolidado | Erosão laminar |
| | Cristas | Topos angulosos Vertentes retilíneas | 400-520 | 120m | 5,01-12 17,01-22 22,01-27 | R. vulcânicas básicas | Quedas (rolamentos e tombamentos) |
| Baixa Encosta | Rampas de colúvio | convexa | 40-140m | 100m | 12,01-17 17,01-22 22,01-27 | R. vulcânicas básicas, Solo residual. colúvios. tálus | Escorregamentos (rotacional e planar) Rastejo |
| | | côncava | 50-150m | 100m | <5 5,01-12 12,01-17 | | |
| | | retilínea | 80-150m | 70m | 17,01-22 22,01-27 | | |
| | Morros isolados | convexa | 50-200m | 150m | 12,01-17 17,01-22 22,01-27 | R. vulcânicas Básicas e colúvios | Escorregamentos (rotacional e planar) Rastejo |
| | | retilínea | 100-150m | 50m | 17,01-22 22,01-27 | | |
| | Leques aluviais/cones de dejeção | Levemente côncava plana inclinada | 40-50m 50-150m | 10m 100m | <5 5,01-12 | Sed. inconsolidado | Erosão laminar |
| | Planície aluvial | plana inclinada | 4-100m | 96m | <5 | Sed. inconsolidado | Solapamento de margem e inundações |

No sistema de terreno Meia Encosta foram identificadas as seguintes unidades de terreno: i) morros alongados, ii) morros isolados, iii) rampas de colúvio, iv) meandros encaixados, v) leques aluviais e vi) cristas. No sistema de terreno da Baixa Encosta foram registradas as seguintes unidades de terreno: i) rampas de colúvio, ii) morros isolados, iii) leques aluviais e iv) planície aluvial. Estes sistemas de terrenos, suas respectivas unidades e elementos, serão descritos a seguir e estão representados no mapa geomorfológico do Anexo I.

6.3.1 Sistema de terreno Meia Encosta

Este sistema desenvolve-se abaixo da encosta íngreme e mostra uma forma predominante de patamares escalonados originados pelos diferentes derrames que ocorrem na área. Estes patamares são compostos por faixas de vertentes íngremes com declividades elevadas (22-27° em média) intercaladas por faixas de declividades menores (12-17° e 17-22°). Sua amplitude geral é de 400m e as declividades variam em torno de 17 e 27°.

As vertentes do sistema Meia Encosta são comparativamente menos abruptas que as do sistema Alta Encosta

Unidade Morros alongados

Esta unidade ocupa a maior parte da área analisada; é composta por morros alongados com topos convexos ou plano inclinados formando patamares em níveis descendentes, com altitudes de aproximadamente 500-550m, os mais elevados, e 200-300m no nível mais baixo. Os morros alongados estão dispostos segundo as direções SW-NE e E-W que correspondem as principais famílias de fraturas da região. As declividades apresentam-se em faixa que caracterizam bem os patamares escalonados, relacionados ao derrames vulcânicos.

As principais drenagens (ordens 3 e 4) estão encaixadas em lineamentos NE e E-W predominantemente, com exceção do arroio Carvalho que corre em estrutura NW. Nos setores mais elevados os vales são em forma de “V”, abrindo-se à jusante até atingirem a confluência com o Rio Três Forquilhas.

As vertentes dos morros alongados foram caracterizadas como convexas e côncavas levando-se em consideração a forma geométrica do perfil, embora tanto na vertente convexa como na côncava, sejam encontrados setores retilíneos associados, o que é explicado pela conformação dos derrames.

As vertentes convexas têm ampla distribuição na unidade morros alongados e ocorrem preferencialmente entre duas cabeceiras de drenagem ou entre dois setores côncavos como pequenos ou médios interflúvios. O perfil geral destas vertentes é côncavo, porém, mostram patamares escalonados com vertentes retilíneas e plano inclinadas. A altimetria varia entre as cotas de 150 e 550m com declividades variando entre 17° e 27° nas partes mais altas e entre 12° e 17° nas partes mais baixas (Figura 6.8).



Figura 6.8 Vertentes convexas em unidades de morros alongados.

Os setores convexos são áreas dispersoras de água onde predomina o escoamento difuso que causa a erosão laminar. A ausência de perfil de solos mais desenvolvidos indica que estas áreas foram submetidas à intensa dissecação (predomina a morfogênese sobre a pedogênese).

Ocorrem depósitos de colúvio à montante do arroio Bananeiras mostrando sinais de rastejo bem como escorregamentos circulares quando se executam cortes na base na base destas vertentes. Foram observados escorregamentos planares em cortes de taludes rochosos associados às juntas de alívio (Figura 6.9) e, em cunha, nas proximidades do arroio Carvalho.



Figura 6.9 Escorregamento planar associado em talude e corte.

As vertentes côncavas são comumente mais amplas que as vertentes convexas. Seu perfil geral é côncavo, porém distribui-se de forma escalonada, alternando segmentos côncavos e retilíneos.

Muitas vertentes côncavas do sistema Meia Encosta têm origem no próprio sistema a altitudes de 550-500m, associadas a segmentos retilíneos, outras, porém, são originadas no sistema Alta Encosta e desenvolvem-se até alcançar a Baixa Encosta.

As vertentes côncavas normalmente estão associadas a zonas de cabeceiras de drenagens em forma de anfiteatro. Na parte alta dos anfiteatros, junto ao topo, ocorrem segmentos retilíneos com altas declividades (27-35°) que vão diminuindo até o intervalo de 12-17° em direção ao fundo dos vales.

A morfologia destas vertentes favorece a concentração dos fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais o que propicia movimentos de massa do tipo corrida de detritos, originando depósitos do tipo leques ou cones de dejeção como aquele à montante do arroio Bananeiras. Nos setores de alta vertente são comuns as cicatrizes deixadas por escorregamentos rotacionais ou translacionais. Nos setores de baixa vertentes, devido à concentração da água, ocorre maior espessamento do manto de alteração formando solos residuais mais espessos e depósitos de colúvios, embora estes últimos sejam pouco comuns. Nestes locais, os tipos de movimentos de massa mais comuns estão relacionados a escorregamentos rotacionais e translacionais.

As vertentes retilíneas normalmente ocorrem como faixas estreitas no topo de vertentes côncavas, marcando os diferentes níveis de derrames ou na base do sistema de Meia

Encosta mostrando um perfil plano inclinado. A altimetria deste tipo de vertente varia entre 400-600m e 200-300m com declividade entre 22° a 27° e 27° a 35°.

Nestes tipos de vertentes são comuns os afloramentos rochosos formando quebras no declive como se fossem degraus. Na base destes setores são comuns os depósitos de tálus. Os movimentos de massa mais comuns são quedas (tombamentos) e escorregamentos planares. Quando a vertente retilínea se configura com um perfil plano inclinado, são comuns os depósitos de colúvios com movimentos de rastejo e rupturas do tipo escorregamentos rotacionais.

Os processos morfodinâmicos predominantes são erosão por escoamento laminar e formação de sulcos.

Unidade morros isolados

São unidades pequenas que ocorrem na parte SE da área e são encontradas nas pontas dos morros alongados separados destes por dissecação. Sua altimetria varia entre 150-300m. Seus topos são convexos com declividades entre 17 e 27° e escoamento do tipo difuso. As vertentes alternam setores côncavos e convexos e mais raramente retilíneos.

Na base dos morros isolados é possível encontrar depósitos de colúvio associados à vertentes côncavas e convexas. Nas vertentes convexas é possível observar sinais de rastejo dos corpos coluvionares. Nas vertentes côncavas ocorrem deslizamentos associados às feições rochosas. Não foram observados outros tipos de movimentos de massa associados a estas unidades.

Unidade Rampas de colúvios

No sistema Meia Encosta, a unidade rampas de colúvios é pouco expressiva, ocorrendo na margem esquerda do arroio carvalho e na nascente do arroio Bananeiras. São unidades com forma de “meia lua” compostas por fragmentos de rocha de diversos tamanhos imersos em matriz areno-argilosa. Nestes colúvios a porcentagem de fragmentos de rocha (blocos, seixos e matações) é mais expressiva do que nos colúvios do sistema Baixa Encosta. A altimetria desta unidade varia de 170 a 300m e a declividade entre 17° e 35°.

As vertentes côncavas das rampas de colúvio são pouco expressivas, tem altimetria entre 200-300m e declividades nas porções mais elevadas entre 27° e 35° e nas porções mais baixas entre 12° e 17°.

As vertentes convexas, que ocorrem intercaladas com as côncavas, apresentam altitudes que variam entre 200-300m e 170-220m com declividades entre 17° e 22° e 22° e 27°.

As vertentes retilíneas apresentam perfil plano inclinado com altitudes entre 170-220m e declividade variando entre 22° a 27° e 27° a 35°. Neste tipo de vertente é possível observar sinais de rastejo, principalmente na rampa de colúvio próxima ao arroio Carvalho. Não foram observados outros tipos de movimentos de massa nesta unidade.

Unidade Meandros Encaixados

Esta unidade foi separada dentro do sistema Meia Encosta por representar uma feição especial associada ao arroio do Pinto, resultado de um entalhamento na vertical com uma erosão lateral. Os meandros encaixados aparecem quando o rio é meandrante como seu vale isto é, os meandros, devido ao abaixamento do nível de base, vão entalhando as rochas e o vale passa a ter a mesma conformação do rio meândrico que o formou.

A altimetria desta unidade varia entre 160 e 300m e as declividades são mais elevadas nas vertentes côncavas (27° a 45°) do que nas vertentes convexas (12-27°) O arroio do Pinto não entalhou vertentes idênticas em ambos os lados e sim vertentes que sofreram um certo deslocamento, o que resultou em vertentes mais íngremes na concavidade do vale e em vertentes mais suaves nas convexidades.

Nas margens côncavas do arroio a erosão é maior, não há acumulação de material detrítico e, portanto, as encostas que correspondem às margens côncavas desses meandros encaixados são mais “limpas”, isto é, sem acumulação de materiais detríticos, uma vez que estes seriam levados pelas águas fluviais. Acumulações maiores certamente ocorrem nas encostas que correspondem às margens convexas. Daí estas serem mais susceptíveis a escorregamentos.

Unidade leques aluviais ou cones de dejeção

Os leques aluviais são compostos por sedimentos não consolidados, mal selecionados, isto é, compostos por fragmentos rochosos dos mais variados tamanhos (seixos, blocos, matações, areia, etc..) associados à base de vertentes côncavas. Representam os depósitos dos fragmentos carregados ao longo destas vertentes.

Esta unidade apresenta altimetria entre 200-300m e possui declividade entre 5-12° e 12° a 17°. Como processo morfodinâmico principal, ocorre a erosão laminar. Esta unidade é resultante de movimentos de massa do tipo corrida ou avalanche de detritos

Unidade Cristas

Correspondem a feições alongadas, anteriormente pertencentes ao topo dos morros alongados e que foram separadas destes por erosão. Apresentam topos angulosos ou planos e vertentes retilíneas.

Estas unidades estão sempre relacionadas à presença de lineamentos entre a encosta e a crista. Isto significa que estas cristas foram geradas pela presença de lineamento nos morros alongados que sofreram um desgaste acentuado separando o seu relevo em duas partes: o que restou dos morros alongados e uma crista disposta segundo a mesma direção.

Nesta unidade a altimetria varia entre 400-520m e as declividades de topo comumente entre 17° a 22°. As vertentes retilíneas apresentam declividades em torno de 22° a 27°.

Na base das vertentes retilíneas ocorrem depósitos de tálus. Os movimentos de massa mais comuns são as quedas, na forma de rolamentos e tombamentos.

6.3.2 Sistema Baixa Encosta

Este é considerado o sistema de terreno mais importante, pois a rodovia desenvolve-se por mais de 15 km ao longo dele, até alcançar a confluência do arroio Carvalho com o Rio Três Forquilhas. A altimetria deste sistema varia entre as cotas de 4 e 150m e as declividades são as mais baixas encontradas até então, com valores inferiores a 5° na unidade Planície de Aluvial até a faixa de 22° a 27° na unidade Morros Isolados.

O substrato deste sistema é variado, pois até a cota de 60m ocorrem derrames básicos intercalados com arenitos intertrápicos e, a partir da cota de 104m até 167m, ocorre o derrame D4 cujas feições especiais já foram descritas no capítulo da geologia. Além disto, até a cota de aproximadamente 80m, ocorrem os sedimentos da planície fluvial, depósitos de colúvio e tálus.

Unidade Rampas de Colúvios

Nesta unidade ocorrem os maiores problemas de instabilidade tanto de taludes naturais como de corte ao longo da Rota do Sol. A altimetria desta unidade varia entre 40 e 150m e as declividades encontram-se entre <5° e 27°.

A maioria dos depósitos de colúvios é de cor marrom escuro a avermelhado, com blocos, mal selecionados; algumas vezes apresentam uma linha de seixos ou blocos na sua base. Os blocos de rocha são subangulares a subarredondados de composição básica e ácida e a matriz é de natureza argilo-arenosa. Na base de alguns colúvios depositados sobre solo residual, foram observadas camadas de esmectitas com até 50cm de espessura geradas por eluviação.

Muitas vezes os corpos de colúvio avançam sobre a planície aluvial e sobre antigos depósitos de leques aluviais configurando degraus no terreno (Figura 6.10). Diferentemente do que tem sido apresentado na literatura, na Rota do Sol, os depósitos de colúvio estão sobre vertentes convexas a levemente plano inclinadas (segundo um perfil vertical) em sua maioria e sobre vertentes côncavas mais raramente (Figura 6.11).



Figura 6.10 Depósito de colúvio sobre Planície Aluvial.



Figura 6.11 Colúvio em vertente convexa mostrando sinais de rastejo.

As vertentes convexas mostram altimetria variando entre as cotas de 40-140m e a declividade entre 22° a 27° na porção superior e entre 17° a 22° nas porções mais baixas.

Os movimentos de massa mais comuns estão relacionados ao rastejo e aos escorregamentos rotacionais e translacionais que podem ser naturais, quando o colúvio se dispõe nas vertentes convexas do Rio Três Forquilhas ou quando é cortado em sua base no caso de obras (Figuras 6.12 e 6.13). A maioria das rupturas ocorreram na faixa de declividade de 5° a 17°.



Figura 6.12 Rastejo de colúvio por processo natural.



Figura 6.13 Escorregamento rotacional em colúvio gerado por corte de talude (km 1+600 – Lote II).

Tanto os movimentos de rastejo quanto os escorregamentos são mais significativos nesta unidade devido à presença das camadas de esmectitas no contato do colúvio com o solo residual e no próprio solo residual, que também pode sofrer ruptura. Além destes, ocorrem escorregamentos em rochas alteradas, principalmente ao longo do derrame D4 devido à presença de estrutura de fluxo com argilominerais (Figura 6.14).



Figura 6.14 Escorregamento planar em colúvio sobre rocha alterada.

As rampas coluviais associadas à vertentes côncavas são menos comuns. A altimetria deste tipo de vertente varia entre as cotas 50 e 150m com declividades menores do que 5° ou entre 5° e 17°. Como o fluxo de água neste tipo de vertente tende a se concentrar na base, aí desenvolvem-se perfis de solos residuais mais espessos que normalmente encontram-se cobertos por colúvio.

Na base de algumas vertentes côncavas, quando as rampas coluviais avançam sobre a planície aluvial, ocorrem pequenos depósitos de tálus compostos por blocos e matações de rocha que estão em contato direto entre si (Figura 6.15).

Os movimentos de massa observados neste elemento de vertente incluem rastejo e deslizamentos rotacionais tanto no contato do colúvio com o solo residual como no próprio solo residual.

As vertentes caracterizadas como retilíneas são raras e normalmente apresentam um perfil plano inclinado. Este tipo de vertente ocorre principalmente nas rampas coluviais da margem esquerda do Rio Três Forquilhas. Aparece também, como um plano inclinado na margem direita, o arroio do Padre.

A altimetria das vertentes retilíneas está entre 80-150m e a declividade entre 17° e 27°. Os movimentos de massa associados a este tipo de vertente estão relacionados ao rastejo de colúvios e à pequenos deslizamentos.



Figura 6.15 Depósito de colúvio e tálus em vertente côncava (km 9+800)

Unidade Morros Isolados

Um único morro isolado, de pequena extensão, localizado ao sul da área estudada faz parte desta unidade. O morro está localizado entre lineamentos de direção NE, o que lhe dá uma conformação mais alongada nesta direção, e separado da escarpa por lineamentos de direção NW. A altimetria desta unidade varia entre 50 e 150m com declividades entre 12° e 27°.

O morro apresenta topo com vertentes predominantemente convexas e laterais retilíneas a plano inclinadas. No topo também ocorre vertente retilínea disposta como uma estreita faixa indicando desnível de derrame. As vertentes convexas apresentam declividades variando entre 12° e 17° até 22° a 27° no topo do morro.

Na base da vertente convexa ocorrem corpos de colúvio sobre solo residual onde pode-se observar rastejo e cicatrizes de deslizamentos rotacionais.

A vertente retilínea esta disposta em uma altitude mais elevada (100-150m) e possui declividades mais elevadas, ao redor de 22° a 27°. Não foram observados movimentos de massa neste tipo de vertente.

Unidade Leques Aluviais ou cones de dejeção

Estas unidades são bem desenvolvidas nas confluências do arroio do Padre e do arroio Bernardes com o Rio Três Forquilhas. Em fotografias aéreas na escala 1:110.000 é possível observar que estas unidades ao se depositarem, mudaram o curso do Rio Três Forquilhas, “empurrando” seu leito, na forma de um meandro em direção à margem esquerda.

Os leques associados ao arroio do Padre e ao Bernardes parecem ser mais antigos que os demais pois estão mais recuados das vertentes que lhes deram origem bem como os vales próximos a sua desembocadura estão bastante alargados. Estes leque depositam-se sobre os sedimentos da planície aluvial.

Os leques são compostos de sedimentos inconsolidados formados por areias seixos e matacões rolados das porções mais altas das encostas. Estão sempre associados às partes baixas das vertentes côncavas. Estes depósitos ocorrem em diferentes altimetrias (entre 50 e 150m) e não ultrapassam a amplitude de 10 a 20m.

Próximo ao arroio Bananeiras foi encontrado um depósito de leque aluvial suspenso, isto é, acima do nível da rodovia, sobre o derrame 4, o que mostra configura o entalhamento do vale do Rio Três Forquilhas (Figura 6.16).

Esta unidade é resultante de movimentos de massa do tipo corrida ou avalanche de detritos e como exemplo de processos morfodinâmicos predomina a erosão laminar.



Figura 6.16 Cone de dejeção suspenso, afloramento próximo ao arroio Bananeiras.

Unidade Planície Aluvial

A unidade planície aluvial desenvolve-se ao longo do Rio Três Forquilhas tornando-se mais expressiva no médio e baixo curso onde se torna mais alargada. A altimetria desta unidade varia entre 4 e 100m e sua declividade não é maior do que 5° (Figura 6.17).



Figura 6.17 Planície de inundação do Rio Três Forquilhas com colúvios na encosta ao fundo.

Os depósitos desta unidade estão associados ao Rio Três Forquilhas e são constituídos por camadas argilosas de cor preta, localmente impregnadas por matéria orgânica, intercalados com barras arenosas e depósitos de seixos arredondados de composição vulcânica ácida e básica. Todo este conjunto de materiais é freqüentemente inundado nos períodos de elevada pluviosidade, gerando depósitos de planície de inundação (Figura 6.18).



Figura 6.18 Depósito de planície aluvial no Rio Três Forquilhas.

As acumulações mais recentes englobam diques marginais e ilhas fluviais (Figura 6.19). Os diques marginais são depósitos constituídos por seixos e areia. As ilhas fluviais têm seu substrato composto também por seixos e areias em menor proporção. Os primeiros predominam nas seções fluviais à montante da bacia hidrográfica, enquanto as areias são muito mais espessas e homogêneas, formando lençóis nas proximidades de Terra de Areia onde a fonte dos sedimentos está provavelmente relacionada à erosão dos depósitos da planície Costeira.

Os processos morfodinâmicos que ocorrem nesta unidade estão relacionados ao solapamento de margens do Rio Três Forquilhas e afluentes e inundações.



Figura 6.19 Ilha fluvial do Rio Três Forquilhas constituída por seixos polimíticos.

6.4 MORFOGÊNESE DAS VERTENTES

O modelo de Dalrymple *et al.* (1968), citado por Christofletti (1980), é o que melhor se adapta ao perfil das vertentes predominantes na região (Figura 3.20, Capítulo 3). Do interflúvio ao leito fluvial há uma seqüência de escarpas, caracterizadas por declives de 45° ou mais seguidas de superfícies com declividades intermediárias (17°-27°) até atingir as partes mais baixas, com declividades inferiores a 17°.

As vertentes das escarpas íngremes produzem fragmentos, por queda (tombamento e rolamento), que se acumulam nas escarpas intermediárias. Nestes declives intermediários, o material acumulado pode ser transportado por movimentos de massa como rastejos, fluxos de detritos, etc.) pela ação das águas superficiais e subsuperficiais. A redeposição do material vai ocorrer no sopé das vertentes, onde a declividade é mais baixa com a formação principalmente de rastejo e cones de dejeção.

Ao longo da RS 486 foram observadas diversas cicatrizes de escorregamentos em áreas altas e de uso agrícola em que a intervenção humana mostrava-se insignificante o que demonstra que as vertentes estão em plena evolução, isto é, os processos de modelagem são atuais.

Os principais processos morfogenéticos que atuam de maneira bastante intensa nessas vertentes são a erosão e os movimentos de massa. A erosão nessa área só não é mais intensa

devido ao fato de quase toda ela estar coberta pela Mata Atlântica. Já os movimentos de massa desenvolvem-se mesmo em áreas florestadas.

As avalanches ou corridas de detritos são um dos movimentos mais comuns encontrados na área estudada. Estes movimentos são típicos de regiões montanhosas e quando se depositam o material geralmente dão origem a formas conhecidas como bacia de recepção, canal de escoamento e cone de dejetos.

As bacias de recepção encontram-se nas partes altas das vertentes como nos sistemas de Alta Encosta ou início da Meia Encosta (meio da vertente). São reconhecidas em fotografias aéreas como amplos anfiteatros formados por elementos de vertentes côncavas ou como linhas demarcatórias formadas por paredes abruptas, a partir das quais o material da encosta perdeu a estabilidade e escoou.

Os materiais acumulados nas bacias de recepção convergem para canais de escoamento que normalmente são elementos de vertentes retilíneas e correspondem muitas vezes aos leitos dos arroios ou rios. Na Rota do Sol os exemplos mais típicos de canal de escoamento são os leitos dos arroios do Padre e Bernardes. Por fim, os cones de dejetos marcam a deposição (em elementos de vertentes côncavas) e o final deste processo.

No cone de dejetos do arroio do Padre, encontra-se vegetação arbórea e pequenos lagos que tendem a colmatar seu fundo e transbordar quando o clima é chuvoso, como o da região. Com o transbordamento, criam-se canais de drenagem que tendem a esvaziar esse pequeno lago, originando um banhado. No cone de detritos do arroio do Padre, a existência do lago indica que este último processo não se completou e que sua formação é muito recente. Estas considerações indicam que existem todas as condições para ocorrerem novas avalanches de detritos na região.

Outros movimentos de massa bastante comuns na região são os rastejos que mobilizam corpos de colúvio. São movimentos importantes pois afetam grandes áreas, principalmente aquelas com faixas de declividade média a baixa (5° a 12° e 12° a 17°) e em presença de argilas expansivas. No sistema de Baixa Encosta, os rastejos de colúvios são mais significativos devido à presença das camadas de esmectitas, tanto no contato do colúvio com o solo residual como no próprio solo residual.

CAPÍTULO 7 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES

As conclusões deste trabalho serão apresentadas seguindo a estruturação dos capítulos anteriores: geologia, geologia estrutural e geomorfologia. Além disto serão apresentadas algumas sugestões para futuros trabalhos.

Geologia:

- O Rio Três Forquilhas atravessa um espesso pacote de rochas vulcânicas ácidas e básicas da Formação Serra Geral. Nesta tese foi estudada com detalhe a seqüência vulcânica básica que aflora desde a cota 4m até a cota 541m.

- A seqüência vulcânica básica compreende 18 derrames com espessuras médias de 30 metros e valores extremos de 8 a 50 metros. Na base da seqüência, na interface dos derrames 1 e 2, ocorrem *intertraps* de arenitos eólicos da Formação Botucatu com espessuras que podem alcançar mais de dez metros. Foi encontrado um *sill* de diabásio na interface dos derrames 1 e 2 (cota aproximada de 20m).

- Os derrames básicos apresentam três tipos petrográficos, diferenciados por aspectos texturais e mineralógicos: (i) basaltos afíricos a subafíricos; (ii) basaltos microporfíricos com fenocristais de plagioclásio e piroxênio; (iii) microporfíricos com fenocristais de plagioclásio, piroxênio e olivina.

- O grupo dos basaltos microporfíricos é representado pelos derrames 1, 3, 5, 6 e 13 que aparecem desde a cota 4 até 412m. O grupo dos basaltos microporfíricos com olivina está representado pelos derrames 4, 12 e 18, é o menos abundante embora as unidades possuam as maiores espessuras registradas na área. O grupo dos basaltos afíricos é o mais significativo volumetricamente, ocorrendo desde a cota de 211m até 504m correspondendo aos derrames 7, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 16 e 17.

- Considerando as características petrográficas, a resistência dos basaltos, na área mapeada, está associada aos seguintes fatores em ordem decrescente de importância: I) a presença de estruturas de fluxo magmático, cuja influência é muito maior que as demais; II) a quantidade de resíduo cristalino; e III) ao tamanho de grão.

- No grupo dos basaltos microporfíricos com olivina, as rochas mais frágeis encontram-se no D4, pois, além de apresentar estrutura de fluxo magmático ao longo de toda

a sua extensão ele apresenta 20% de resíduo vítreo, diferentemente dos demais que apresentam 1% deste material e são maciços.

- Nos basaltos microporfíricos sem olivina não foram identificadas estruturas de fluxo magmático. Por isto, estas rochas, que possuem de 1 a 7% de vidro residual, são mais resistentes à intemperização, com exceção do D1 que apresenta 68% de resíduo vítreo.

- Nos basaltos afíricos as rochas mais susceptíveis ao intemperismo são aquelas encontradas nos derrames D8, D9, D14 e D15, pois apresentam estrutura de fluxo não registrada nos demais derrames.

- Neste trabalho foi caracterizado como alteração hidrotermal a presença de minerais como celadonita (mineral de cor verde do grupo das micas, que ocorre em cavidades de rochas basálticas), zeolitas (grupo de minerais bem cristalizados que ocorrem nas cavidades das rochas basálticas), quartzo, carbonatos e calcedônia, observados geralmente dentro das amígdalas e geodos e mais raramente dentro de micro fraturas e de planos nas estruturas de fluxo. As argilas hidrotermais também ocorrem como pseudomorfose em cristais de olivina.

- A alteração intempérica foi caracterizada pela neoformação de óxidos (e hidróxidos) de ferro e de argilas do tipo esmectitas e caolinitas. Estes produtos aparecem nas bandas geradas pelo fluxo da lava, como alteração intempérica da matriz e do resíduo de cristalização, em fraturas de minerais e diretamente sobre piroxênios.

Geologia Estrutural:

- Diversos tipos de discontinuidades (estruturas) influenciam na estabilidade dos taludes da RS486. Neste trabalho elas foram separadas quanto à sua origem em dois tipos: (i) as de origem tectônica e (ii) as de origem não tectônica. As estruturas de origem não tectônica são originadas pelo resfriamento de lava (disjunções do tipo colunado e tabular), pelo fluxo magmático (foliação) e por alívio de pressão (juntas de alívio).

- As estruturas de fluxo magmático, originadas do movimento da lava sobre a superfície do terreno logo após a sua efusão, geram forte anisotropia, tanto na permeabilidade quanto na resistência mecânica da rocha, facilitando a percolação de água e acentuando a ação dos processos de alteração hidrotermal e intempérica. Os processos de alteração intempérica e de eluviação formam camadas de argilas, principalmente esmectitas, ao longo destas superfícies de fluxo que se tornam potencialmente favoráveis à ruptura. Este processo foi mais significativo no derrame D4 em vista de apresentar estas estruturas ao longo de toda sua espessura e porque a rodovia se desenvolve ao longo de 12 km neste material.

- As juntas de alívio, que condicionam muitas das rupturas dos taludes em rocha, são fraturas de grande extensão que ocorrem próximo à superfície do terreno e acompanham a forma do relevo, geralmente com mergulhos no sentido do eixo da rodovia.
- O mapeamento estrutural e a análise de fotografias aéreas permitiram a identificação de quatro grandes famílias de estruturas tectônicas frágeis, representadas por fraturas e falhas com direções gerais NW-SE, NE-SW, E-W e N-S. Os dados de campo mostraram uma predominância de estruturas E-W, pois a maioria dos derrames mapeados são cortados por uma zona de falha nesta direção localizada ao norte da confluência do Arroio Carvalho com o Arroio do Pinto. Foram identificadas fraturas de cisalhamento de direção aproximadamente E-W (80° - 90° / 80° - 90°), cujo movimento entre os blocos foi transcorrente dextral (movimento horizontal entre os blocos no sentido horário). Além destas, foram encontrados diques de diabásio alojados em fraturas de atitude $130/90$.
- Os lineamentos extraídos das fotografias aéreas mostram padrões de ramificações constituídos de fraturas principais (de tamanho maior), conectadas à fraturas subsidiárias (comprimentos menores). As fraturas principais e as subsidiárias são de natureza cisalhante, embora as fraturas subsidiárias apresentem uma componente de tração. Considerando-se o campo tensional encontrado por Reginato (2003) para a região de Veranópolis (compressão NNW e tração ENE), pode-se estabelecer que as fraturas subsidiárias, se forem abertas e não estiverem preenchidas por veios e diques, têm maior capacidade de percolação de água que as demais.

Geomorfologia:

- As características do relevo da área de estudo apresentam forte influência das litologias e das estruturas geológicas. A morfologia em patamares descendentes está condicionada principalmente ao número de derrames e às características litológicas e estruturais de cada um deles.
- O relevo do vale do rio Três Forquilhas pode ser subdividido em dois setores, em função de sua largura e da declividade das encostas laterais: (i) alto curso, trecho entre os Arroios do Pinto e Carvalho até a confluência da Sanga da Limeira com o Rio Três Forquilhas, caracteriza-se por apresentar vale estreito e fortemente encaixado, onde predominam os processos de erosão vertical ou processos de dissecação; (ii) médio e baixo curso, a jusante da confluência da Sanga da Limeira, pela margem direita, e do Rio Pedras Brancas pela margem esquerda, apresenta o vale mais aberto, evidenciando a atuação dos

processos de erosão lateral e modelados de acumulação. Os depósitos de leques aluviais são comuns e os depósitos das encostas (colúvios e tálus) mostram-se mais desenvolvidos.

- Na área da bacia do rio Três Forquilhas, delimitada para o estudo geomorfológico, foram reconhecidos quatro sistemas de terreno: i) Planalto, ii) Alta Encosta, iii) Meia Encosta e iv) Baixa Encosta. A rodovia RS486 desenvolve-se diretamente sobre os sistemas de Meia Encosta e Baixa Encosta.

- O Planalto desenvolve-se acima da altitude de 880m até a cota de 1050m sobre rochas vulcânicas ácidas. A partir do Planalto tem-se uma ruptura bastante acentuada do relevo dando origem ao sistema de Alta Encosta que se caracteriza por vertentes de alta declividade até subverticais nos paredões rochosos. Este sistema desenvolve-se a partir da cota 880m até 550m de altitude, é constituído de rochas vulcânicas ácidas, e possui declividades elevadas compreendidas entre as faixas de 27°-35°, 35°-45° e >45°. As vertentes côncavas desta unidade desenvolvem-se a partir de uma vertente retilínea, de maior altitude onde são comuns os movimentos de massa do tipo corridas ou avalanches de detritos (*debris flows*) que iniciam nesta forma de vertente e normalmente migram por vertentes retilíneas ou plano- inclinadas até o sopé da encosta.

- O sistema de terreno Meia Encosta desenvolve-se abaixo da encosta íngreme, em substrato de rocha vulcânica básica, na forma de patamares escalonados originados pelos diferentes derrames que ocorrem na área. Estes patamares são compostos por faixas de vertentes íngremes com declividades elevadas (22°-27° em média) intercaladas por faixas de declividades menores (12°-17° e 17°-22°). Sua amplitude geral é de 400m e as declividades variam em torno de 17° e 27°. Neste sistema foram identificadas as seguintes Unidades de terreno: i) morros alongados, ii) morros isolados, iii) rampas de colúvio, iv) meandros encaixados, v) leques aluviais e vi) cristas. Os movimentos de massa mais importantes são as corridas de detritos associadas às vertentes côncavas e os escorregamentos relacionados às vertentes convexas e plano-inclinadas.

- O sistema de terreno da Baixa Encosta foi considerado o mais importante, pois a rodovia desenvolve-se por mais de 15 km ao longo dele, até alcançar a confluência do arroio Carvalho com o rio Três Forquilhas. Sua altimetria varia entre as cotas de 4 e 150m e as declividades variam entre a faixa de <5° a 22°-27°. O substrato deste sistema é variado, pois até a cota de 60m ocorrem derrames básicos intercalados com arenitos intertrápicos e a partir da cota de 104m até 167m ocorre o derrame D4 que apresenta estruturas de fluxo ao longo de toda a sua extensão. Além destes, ocorrem sedimentos da planície fluvial até a cota de

aproximadamente 80m, depósitos de colúvio e tálus. No sistema Baixa Encosta foram registradas as seguintes unidades de terreno: i) rampas de colúvio, ii) morros isolados, iii) leques aluviais e iv) planície aluvial.

- Na unidade rampas de colúvio ocorrem os maiores problemas de instabilidades tanto de taludes naturais como de corte ao longo da Rota do Sol. A altimetria desta unidade varia entre 40 e 150m e as declividades encontram-se entre $<5^\circ$ e 27° . Na Rota do Sol os depósitos de colúvio estão sobre vertentes convexas a levemente plano inclinadas (segundo um perfil vertical) em sua maioria e sobre vertentes côncavas mais raramente mostrando sinais de rastejo e escorregamentos.

- As rupturas que ocorrem nesta unidade estão relacionadas às camadas de esmectitas com até 50cm de espessura geradas por eluviação na base de alguns colúvios depositados sobre solo residual.

- As unidades leques aluviais ou cones de dejeção são bem desenvolvidas nos arroios do Padre e Bernardes. Estes depósitos ocorrem em vertentes côncavas em diferentes altimetrias (entre 50 e 150 m) e não ultrapassam a amplitude de 10 a 20m. Esta unidade é resultante de movimentos de massa do tipo corrida ou avalanche de detritos.

Sugestões:

Sugere-se como tema para trabalhos futuros a utilização de ferramentas de Sistemas de Informação Geográfica para compor um banco de dados para a bacia do rio Três Forquilhas que deverá incluir o mapeamento geológico dos derrames básicos D2 e D3, mapeamento das seqüências vulcânicas ácidas, estudos de paleotensão das estruturas tectônicas, mapeamento dos solos e coberturas detríticas utilizando dados de sondagens disponíveis para a região.

BIBLIOGRAFIA

ABGE. **Métodos para descrição quantitativa de descontinuidades em maciços rochosos**. 1983. 132p. Tradução nº 12.

AGUIAR, V.R. **Ensaio de Rampa para Estudo da Resistência de Interfaces Solo-Geossintético**. 2003, 104p. Dissertação. (Mestrado em Engenharia Civil -Geotecnia), Escola de Engenharia, UFRGS, Porto Alegre.

ALMEIDA, F.F.M.; RIBEIRO, A.C.O. A Terra em Transformação. In: OLIVEIRA, M.S.; BRITO S. N. A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998. p.7-13.

ARGENTO, M.S.F.; CRUZ, C.B.M. Mapeamento Geomorfológico. In: CUNHA, S.B.; GUERRA, A.J.T. (Org.). **Geomorfologia – Exercícios- técnicas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 265-282.

ASMUS, H.E. **Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fraturas oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões Sudeste e Sul do Brasil**. Série Projeto REMAC, 1978. n.4, p.39 – 73.

AUGUSTO FILHO, O. Caracterização Geológico-Geotécnica Voltada à Estabilização de Encostas: uma Proposta Metodológica. In: 1ª. COBRAE, Rio de Janeiro,1992. **Anais... ABMS/ABGE**, v.2, p. 721-733.

AUGUSTO FILHO, L.M.O.; VIRGILI, J.C. Estabilidade de Taludes. In: OLIVEIRA, M.S.; BRITO S. N. A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998. p.243-269.

BARD, J.P. **Microtextures of igneous and metamorphic rocks**. London: D. Riedel, 1986. 264p.

BARTON, N.; LIEN, R.; LUNDE, J. Engineering Classification of Rock Masses for design of tunnels support. **Rock Mech**. London, v.6, n. 4, p.15-21, 1974.

BARTON, N.; CHOUBEY, V. The shear Strength of rock Joints in Theory and Practice **Rock Mech**. London, v.10,n.1-2, p.1-54, 1977.

BATES, R.L.; JACKSON, J.A (Ed.) **Dictionary of Geological Terms**. New York: American Geological Institute, 1984, 571p.

BELLIENI, G.; BROTZU P.; COMIN CHIARAMONTI, P., MARQUES, L.S., MELFI, A.J., PICCIRILLO, E. M. Petrogenetic aspects of acid and basaltic lavas from the Paraná Plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationships. **Journal Petrol**. [s.l.], v.27, p.915-944, 1986.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J.H.; BAARS, F.J.; DELGADO, I.M.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.de; SANTOS, J.O.S. dos (Coords.) **Geologia, tectônica e Recursos Minerais do Brasil: sistema de informações geográficas – SIG**. Rio de Janeiro: CPRM, 2001. Mapas escalas 1:2.500.000, 4 CDs ROM (Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil).

- BLOOM, A.L. *Geomorphology: A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms*. London: Prentice Hall (UK), 1991, 348p.
- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; PINHEIRO, R.J.B.; FERREIRA, P.M.V.; RIGO, M.L. Mechanisms of instability of a colluvium slope in Teutônia, Rio Grande do Sul. In: 2nd Pan-Am. Symp. Landslides, 2nd COBRAE, Rio de Janeiro, 1997. **Anais...ABMS/ABGE**, p.261-167.
- BRESSANI, L.A.; BICA, A.V.D.; PINHEIRO, R.J.B.; RIGO, M.L. Residual Shear Strength of some Tropical Soils from Rio Grande do Sul. **Solos e Rochas**. São Paulo, 24 (2), Maio-Agosto, 2001. p.103-113.
- BORTOLUZZI C.A. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**. Porto Alegre UFRGS, v. 4. p.7-88, 1974.
- BRADY, B. H. G.; BROWN, E. T. **Rock Mechanics for Underground Mining**. London: George Allen, 1985. 527p.
- BREWER, R. **Fabric and Mineral Analysis of Soil**. New York: Robert E. Krieger, 1976. 276p.
- BRITO, I.M. **Bacias Sedimentares e Formações pós-paleozóicas do Brasil**. Rio de Janeiro: Interciência, 1979. 157p.
- CARSON, M.A.; KIRKBY, M.J. **Hillslope Forms and Process**. Cambridge: Cambridge University Press, 1972, 526p.
- CASTRO, J.F.M.; VIADANA, A.G. A Relevância da Cartografia nos Estudos das Bacias Hidrográficas: o exemplo da Bacia do Rio Corumbataí. **Geografia**. Rio Claro, v. 27(3). P. 157-169, 2002.
- CASTRO, S.S. Micromorfologia de Solos Aplicada ao Diagnóstico de Erosão. In: GUERRA, A.J.T.; SILVA A.S.; BOTELHO R.G.M. (Orgs). **Erosão e Conservação de Solos Conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. 1999. p. 127 - 163.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgar Blücker, 1980. 188p.
- COLANGELO, A.C. Os mecanismos de compensação e o equilíbrio de forças na dinâmica dos materiais de vertentes. **Revista do Programa de Pós-Graduação em Geociências**. São Paulo: USP, 1995. v.9, p. 13-20.
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E. Lineamento Jaguarão – Caracterização aeromagnética. **Revista Brasileira de Geofísica**. Rio de Janeiro, v. 7, p. 41 – 45. 1989.
- COSTA NUNES, A.J.; FONSECA, A.M.C.C.; FERNANDES, A.E. M. Intense Rainstorms and Ground Slides. In: ICOSOMEF 12th, 1989, Rio de Janeiro. **Proc.**: Rotterdam:Balkema, v.3, p. 1627-1630.
- CROZIER, M.J. **Landslides: Causes, consequences and environment**. London: Croom Helm, 1986, 304p.
- CRUDEN, D.M. A Simple Definition of a Landslide. Bull. **IAEG**, n. 43, p. 27-29, 1991.
- CRUDEN, D.M.; VARNES, D.J. Landslide Types and Processes. In: TURNER, A.K.; SHUSTER, R.L. (eds.). **Landslides Investigation and Mitigation. Transportation Research Board Special Report 247**. Washington DC: National Research Council, 1996. p.36-75.
- CRISTO, S.S.V. **Análise de susceptibilidade de riscos naturais relacionados às enchentes e deslizamentos do setor leste da Bacia Hidrográfica do rio Itacorubi – Florianópolis**,

SC. Mestrado em Geografia 2002. 193 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Pós-graduação em Geografia, UFSC. Florianópolis, SC.

CUNHA F.S.S. **Análise Estrutural e Estatística de Lineamentos Aplicada à Pesquisa Mineral: o Caso da Região de Porto Nacional (TO)**. 1996, 109p. Dissertação. (Mestrado em Engenharia), Escola de Engenharia, UFRGS, Porto Alegre.

DEERE, D.U.; PATTON, F.D. Slope Stability in Residual Soils. State of the art paper. In: PANAMERICAM CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 4, 1971, San Juan. **Proceeding...**New York: Asce. v.1, p. 87-170.

DELVIGNE, J. **Curso de Micromorfologia das alterações minerais**. Porto Alegre: UFRGS/IG, 1983. Apostila.

DELVIGNE, J. **Atlas of Micromorfology of Alteration and Weathering**. Quebec: The Mineralogical association of Canada and ORSTOM, 1998. 347 p. Ed. Special Publis. 3.

DE PLOEY J.; CRUZ, O. MODEDES, M.C. Resistences au cisaillements et conditions de glissements de terrain à Caraguatutuba et à Campos do Jordão. In: COL. EST. E CART. DE FORM. SUP., 1978, São Paulo. **Anais...**v.1, p. 393-402.

DE PLOEY J.; CRUZ, O. Landslides in the Serra do Mar, Brazil. **Catena**, v.6, p. 111-122, 1979.

DOORNKAMP, J.C.; CUCHLAINE, A.M.K. **Numerical Analisis in Geomorphology, an introduction**. New York: St. Martin's Press. 1971, 298p.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de Massa: uma Abordagem Geológico-Geomorfológica. In: GUERRA, A J.T; CUNHA, S.B. (Orgs). **Geomorfologia e Meio Ambiente**.2º ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 123-194.

FIGUERÓ, J. E. **Estudo Geológico-Geofísico na Rota do Sol**, Relatório do Mapeamento Geológico. ETEL- Estudos Técnicos de Engenharia LTDA. Relatório Interno. 1997. Não publicado.

FIGUERÓ, J. E. **Aspectos geológicos-geotécnicos da Rota do Sol**. In: SIMPÓSIO DE PRÁTICA DE ENGENHARIA GEOTÉCNICA DA REGIÃO SUL. Porto Alegre: Escola de Engenharia da UFRGS. 1998. Não Publicado.

GOMES, M. E. B. **Mecanismos de resfriamento, estruturação e processos pós-magmáticos em basaltos da bacia do Paraná - região de Frederico Westphalen (RS)-Brazil**. 1997. 219 p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre.

GREENWAY, D.R. Vegetation and slope stability. In: ANDRESON, M.G.; RICHARDS, K.S. (Eds.). **Slope Stability – Geotechnical Engeneering and Geomorphology**. 1987, Chapter 6, p. 187-230.

GUERRA, A.J.T. **Dicionário Geológico-Geomorfológico**. Rio de Janeiro: IBGE, 1980. 264p.

GUERRA, A.J.T.; CUNHA S.B. (Orgs.) **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. 458p.

GUIDICINI, G.; IWASA, O.Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e Escorregamentos em Meio Tropical Úmido**. 1976. São Paulo: IPT. 48p. (IPT- Publicação 1080).

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C.M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. 2º ed. São Paulo: USP/Edgard Blucher, 1983.196p.

HALL, A. **Igneous Petrology**. Amsterdam: Elsevier Scientific, 1996. 551p.

HANCOK, P.L. Brittle Microtectonics: principle and practice. **Journal of Structural Geology**. V.7, n.3/4. p. 437-457. 1988.

HAR ENGENHARIA E MEIO AMBIENTE **Estudo de Impacto Ambiental –EIA da rodovia RS 230/486 – Rota do Sol - Trecho Tainhas – Terra de Areia**. Volumes 1 e 2, 1990. DAER/RS (empreendedor).

HAR ENGENHARIA E MEIO AMBIENTE **Complementação de informações para a continuidade do Processo de Licenciamento Ambiental, Rodovia RS-230/486 - Rota do Sol - Trecho: Tainhas-Terra de Areia**. Volume 1, 1994. DAER/RS (empreendedor). 52pp.

HAUSSMANN, A. Províncias Hidrogeológicas do Estado do Rio Grande do Sul, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, Série Mapas. N.2 p.1-127, 1995.

HAWKESWOTH, C.J.; GALLAGHER, K.; KELLEY, M.; MANTOVANI, M.S.; PEAT, D.W.; RAGELOUS, M.; ROGERS, N.W. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Magmatism and the causes of continental break-up. **Geological Society Special Publication**, p. 221-240, 1992.

HOBBS, B.E. MEANS, W.D., WILLIAMS, P.F. **An outline of Structural Geology**. New York: Wiley,1976. 287p.

HOEK,E. **Estimando a estabilidade de taludes escavados em minas à céu aberto**. Trad. NIEBLE, C.M., 1972. São Paulo:APGA. 58p. (trad.4)

HOEK,E.; BRAY,J. **Rock Slope Engineering**. London: Institution of Mining and Metallurgy, 1981. 309p.

HUCTHINSON, J.N. General Report: Morphological and Geotechnical Parameters of Landslides in Relation to Geology and Hydrogeology. In: INT. SYMP. ON LANDSLIDES, 5th 1988. Lausanne. **Proc.**, v. 1, p. 3-35.

HUDSON, J.A.; HARRISON, J.P. **Engineering rock mechanics and introduction to the principles**. London: Elsevier Science, 1997. 444p.

HUGHES, C.J. **Igneous petrology**. Amsterdam: Elsevier Scientific, 1982. 551p.

ISO 12957-2 International Organization for Standardization. **Geotextiles and Geotextiles Related Products Determination of Friction Characteristics** (1 e 2) Genebra, 1996.

IBGE **Levantamento de Recursos Naturais : Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação, Uso potencial da Terra**. Rio de Janeiro: IBGE, 1986, v.33.

IPT **Manual de Ocupação de Encostas**. CUNHA, M.A. (Coord). São Paulo: IPT, 1991, n. 1831, 216p.

IPT. **Estudos geológicos-geotécnicos para caracterização e classificação de maciços rochosos para projetos de engenharia (túneis, lavra a céu aberto, barragens)**. São Paulo: IPT,1979. Relatório 19569.

ISRM **Suggested methods for the quantitative description of rock masses**. Intl. J. Rock Mech. Min.Sci. and Geomech, 1978. v. 15, n.6, p. 319 – 388.Abstr.

JONES, F.O. Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras Escarpment, Brazil, Geological Survey Professional Paper 697, V.S. Department of the Interior, 1973.

LACERDA W. Casos de escorregamentos em encostas colúviais em regiões Tropicais. In: COLÓQUIO DE SOLOS TROPICAIS E SUA APLICAÇÃO NA ENG. CIVIL. **Anais...** Porto Alegre: UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Eng. Civil, 1985. p. 211-234.

LEINZ, V.; AMARAL, S.E. **Geologia Geral**. São Paulo: Editora Nacional, 11ªed., 1989. 399p.

LEROUEIL, S.; VAUNAT, J.; PICARELLI, L.; LOCAT, J.; LEE, H.; FAURE, R. Geotechnical Characterization of Slope Movements. In: INT. SYMP. ON LANDSLIDES, 7th 1996. Trondheim. **Proc.**, v.1, p. 53-74.

LOLLO, J.A.; ZUQUETTE, L.V. Utilização da técnica de avaliação do terreno em cartografia geotécnica: sistemática proposta e resultados obtidos para a quadrícula de Campinas. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA GEOTÉCNICA, 2/ENCONTRO REGIONAL DE GEOTECNIA E MEIO AMBIENTE, 1, São Carlos 1996. **Anais...** p.3-9.

LUMB, P. Slope failures in Hong Kong. **Quarterly Journal of Engineering Geology**, v.8, p. 31-65, 1975.

LOPES, C.P.F.C. **Estudo da Interação Solo-Geossintético através de Ensaios de Corte em Plano Inclinado**. 2000, 186p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) Faculdade de Engenharia da Universidade de Porto. Porto, Portugal.

MACIEL FILHO, C.L. **Introdução à Geologia de Engenharia**, 2ed. Santa Maria: UFSM; Brasília: CPRM, 1997. 284p.

MANTOVANI, M. S. M., PEAT D. W., HAWKESWORTH C. J. Geochemical stratigraphy of Paraná continental flood basalts: a contribution from borehole samples. In: PICCIRILLO E. M.; MELFI, A. J. (Eds.) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin, petrogenetic and geophysical aspects**. 1988. p. 15- 24,

Mc MILLAN, A.A.; POWELL J. H. BGS Rock Classification Scheme. **British Geological Survey Research Report**. Nottingham, v.4,n. RR99-04, 1999.

MELFI, A. J., PICCIRILLO, E. M., NARDY, A. J. R. Geological and Magmatic aspects of the Paraná Basin – an introduction. In: PICCIRILLO E. M.; MELFI, A. J. (Eds.) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin, petrogenetic and geophysical aspects**. 1988. p.1-13.

MENEZES DE JESUS, C. **Os derrames basálticos do Vale do Rio Três Forquilhas**. 2002, 180p. Monografia (Trabalho de conclusão) Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre.

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

MILANI, E.D. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-occidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: DE ROS, L.F; HOLZ M. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. 2000. p. 275 – 302.

MIOTO, J.A.; CARLTON FILHO, C. Experiência acumulada em estudos Geol.-Geotéc. para estabilidade de taludes ao longo do Trecho Ferroviário Gal. Luz (RS) e Ponta Grossa (PR). In: CONGRESSO BRAS. DE GEOL. DE ENG., 1. Rio de Janeiro, **Anais...**1976.

MOUSTAFA, A.D. A new technique for the analysis of directional and orientational data. **Computer & Geosciences**, v.18, n.9, p.1107-1119, 1992.

MÜLLER FILHO, I.L. **Notas para o Estudo da Geomorfologia do Rio Grande do Sul, Brasil**. Santa Maria: UFSM-Departamento de Geociências. 1970. n.1, 34 p.

- MÜLLER FILHO, I.L.; SARTORI, M.G.B. **Elementos para interpretação Geomorfológica de Cartas Topográficas, contribuição à Análise Ambiental**. Santa Maria: UFSM-Departamento de Geociências. 1999, 94p. Caderno técnico.
- NARDY, A. J. R., PICCIRILLO, A. J., BELLINI, G., OLIVEIRA, M. A. F. Caracterização litoquímica e aspectos petrológicos de rochas vulcânicas da formação Serra Geral: região centro-sul do estado do Paraná. **Geociências**, v.12, p. 217-313, 1993.
- PANIZZA, M. **Environmental Geomorphology**. Amsterdam: Elsevier Science. TOSATTI, G.; LORD, A.M. (English Translation), 1996. p.64-88.
- PARK, R.G. **Foundations of structural Geology**. New York: Blakie & Sons, 1982. 135p.
- PASTORE, E.L.; FORTES, R.M. Caracterização e Classificação de Solos In: OLIVEIRA, M.S.; BRITO S. N. A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998. p.197-210.
- PATTON, F.D.; HENDRON JUNIOR, A.J. General report on Mass Movements. In: INT. CONGRESS OF THE IAEG, 2th, 1974, São Paulo. **Proc...**São Paulo: ABGE. v.2, p. 1-57.
- PEAT, D.W.; HAWKESWORTH, C.J.; MANTOVANI, M.S.; SHUKOWSKY, W. Mantle plumes and flood basalt stratigraphy in the Paraná, South America. **Geology**, v.18, p.1223-1226, 1990.
- PICCIRILLO, E.M.; CIVETA, L.; PETRINI, R.; LONGINELLI, A.; BELLINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P; MARQUES, L.S.; MELFI, A.J. Regional variations within the Paraná flood basalts (southern Brazil): Evidence for subcontinental mantle heterogeneity and crustal contamination. **Chemical Geology**. v.75, p.1-19, 1988.
- PIO FIORI, A.; CARMIGNANI, L. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes**. Curitiba/PR: Editora da UFPR, 2001.550p.
- PRANDINI, F.L.; GUIDICINI, G.; BOTURA, J.A.; PONÇANO, W.L. SANTOS, A.R. **Atuação da cobertura Vegetal na estabilidade de encostas: uma resenha crítica**. IPT: Divisão de Minas e Geologia aplicada. Publ. 1074, São Paulo, 1976.
- PRIEST, S.D **Discontinuity Analysis For Rock Engineering**. London: Chapman & Hall.(Ed.), 1993. 473p.
- RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **The techniques of modern structural geology**. Oxford: Academic Press, 1987. v.2, 700p.
- REGINATO, P. A. **Integração de dados geológicos para prospecção de aquíferos fraturados em trecho da Bacia Hidrográfica Taquari-Antas (RS)**. Tese (Doutorado em Engenharia Metalúrgica), Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2003. 286 p.
- RENNE, P. R.; ERNESTO M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PREVOT, M.PERRIN, M. The age of Parana flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-cretaceous boundary. **Science**. v. 258, p. 975-979, 1992.
- RIBEIRO, M. Geossuturas do Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980. Balneário Camboriú, **Anais...** v. 5, p. 2709-2718.
- ROCHA, J.S.M. **Manual de Projetos Ambientais**. Santa Maria: UFSM, Universidade Federal de Santa Maria, Imprensa Universitária. 1997, 44p.
- ROCHA-CAMPOS, A. C.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; SONOKI, H. M.; SONOKI, I. K. A age of the Paraná flood volcanism. In: PICCIRILLO E. M.; MELFI, A. J. (Eds.) **The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin, petrogenetic and geophysical**

aspects. 1988. p. 25-45.

ROISENBERG, A **Petrologia e geoquímica do vulcanismo ácido mesozóico da Província Meridional da Bacia do Paraná**. Porto Alegre. 1989. 285 p. Tese de (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

ROISENBERG A.; VIERO A.P. O Vulcanismo Magmático da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In: DE ROS, L.F; HOLZ M. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 335 – 374.

ROSA FILHO, E.F. SALAMUNI, R. BITTENCOURT, A.V.L. **Contribuição ao Estudo das Águas subterrâneas nos basaltos do Estado do Paraná**. 1985. Superintendência dos Recursos Hídricos e Meio Ambiente do Estado do Paraná. 34 p.

ROSS, J.L.S. O registro Cartográfico dos Fatos Geomórficos e a questão da Taxonomia do Relevo. **Revista do PG**. São Paulo: USP, n. 6., p.17-29, 1992.

SASSA, K. Geotechnical Classification of Landslides. **Landslide News**, n. 3, p. 21-24, 1985.

SALOMÃO F.X.T; ANTUNES S.F.S Solos. In: OLIVEIRA, M.S.; BRITO S. N. A. (Eds.). **Geologia de Engenharia**. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998. p.87-99.

SCHERER, C.M.S. **Análise litoestratigráfica e litofaciológica da Formação Botucatu (Neocominiano) no Estado do rio Grande do Sul**. 1998. 208p. Tese (Doutoramento em Geociências) – Instituto de Geociências, UFRGS.

SCHERER, C.M.S; FACCINI, U.F.; LAVINA, E.L. arcabouço estratigráfico do mesozóico da bacia do Paraná. In: DE ROS, F.F.; HOLZ, H. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p.335-354.

SCHERER, C.M.S; LAVINA, E.L. Aloformação Guará: Uma nova unidade estratigráfica mesozóica na porção meridional da Bacia do Paraná. In: SIMP. CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 3, 1997. **Boletim de Resumos...**p.36-37.

SKEMPTON, A.W.; HUTCHINSON, J.N. Stability of Natural Slopes and embankment foundations. State of the Art report,. In: ICSMFE 7th,1969. México, **Proc...** v.State of the Art, p. 291-340.

SKEMPTON, A.W.; PETLEY, D.J. The Strength along Structure Discontinuities in Stiff Clay. In: GEOTECHNICAL CONF. ON SHEAR STRENGTH PROPERTIES OF NATURAL SOILS AND ROCK, Oslo, Norway. **Proc..**, v.2, p. 29-46, 1967.

STRIEDER, A.J.; AMARO, V.E. Estruturas de Lineamentos Extraídos de Imagens de Sensores Remotos. **EGATEA**. Porto Alegre. v.25, n.4, 1997. p. 109-117.

SUMMERFIELD, M.A **Global Geomorphology an introduction to the study of landforms**. England: British Library Cataloguing in Publication Data,1997. 535p.

TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S.;ROCHA, M.C.M. Análise de correlação entre chuvas e escorregamentos na Serra do Mar, município de Cubatão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5, 1987, São Paulo. **Anais...** São Paulo: ABGE.v.2, p.225-236.

TERZAGHI, K. **Mechanism of Landslides**. PILCHER, E. (Tradutor). São Paulo: Departamento de Livros e Publicações do Grêmio Politécnico, 1967. 41p.

THOMAS, M.F. **Geomorphology in the Tropics, a study of weathering and denudation in low latitudes**. New York: Willey & Sons (Eds.), 1994. 460p.

PARÂMETROS GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS CONTROLADORES DOS MOVIMENTOS DE MASSA NA ROTA DO SOL/RS 486 – ITATI, RS

- TURNER, S. *et al.* Magmatism and continental break-up in the south Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ geochronology. **Earth and Planet Science Lett.** v.121, p. 338-348, 1994.
- VARGAS Jr. E. A.; COSTA FILHO, L.M.; CAMPOS, L.E.; OLIVEIRA, A.R.B. A Study of Relationship Between the Stability of Slopes in Residual Soils and Rain Intensity. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GEOTECHNOLOGY, 1986. **Proc...**v.1.
- VARNES, D.J. Slope Movements, Types and Processes. In: ECKEL, E.B. (Ed.) **HIGHWAY Research Board, Special Report**, 1978, v.29, p.10-47.
- VARNES, D.J. **Landslides Hazard zonation – a review of the principles and practice.** Paris: UNESCO, 1984. 63p.
- VIERO A.P., TEDESCO, N.A., ROISEMBERG, A. O papel das Falhas Transformantes no Controle do Magmatismo Alcalino-Mesozóico do RS. In: SIMPÓSIO NACIONAL EST. TECT. 1995. Gramado, RS, **Anais...** p. 219-221.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J.; GILBERT, C.M. **Petrography: An introduction to the study of rocks in thin sections.** New York: W.H. Freeman and Company, 1982. 273p.
- WOLLE, C.M. Poluição e escorregamentos; causa e efeito na serra do Mar, Cubatão – SP. In: CONG. BRAS. DE MEC. DOS SOLOS E ENG. DE FUNDAÇÕES, 8, 1986, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: ABMS, v.7, p.187-190.
- WOLLE, C.M.; CARVALHO, C.S. Deslizamentos em encostas na serra do Mar – Brasil. **Solos e Rocha**, 1989, v.12, n. único, p. 27-36.
- WOLLE, C.M.; HACHICH, W. Rain-induced Landslides in Southeastern Brazil. In: ICSMFE, 12th, 1989, Rio de Janeiro. **Proc...** Rotterdam: Balkema, v.3, p.1639-1642.
- WOODCOCK, N.H.; FISCHER, M. strike-slips duplexes. **Journal Structural Geology.** v.8, n.7, 1986. p. 725-735.
- ZALÁN, P. V.; WOFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O. A. Bacia do Paraná. In RAJA CABAGLIA, G.P.; MILANI, E. J. (Eds.). **Origem e evolução das Bacias Sedimentares.** Petrobrás, 1990. p.135-168.