



**INFLUÊNCIA DA DINÂMICA HIDROLÓGICA E DAS CARACTERÍSTICAS
DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS NOS MECANISMOS DE RUPTURA DAS
ENCOSTAS COM ROCHAS GRANITÓIDES DE ÁREAS SUBTROPICAIS
SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA/SC**

Edna Lindaura Luiz

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Geografia (Geomorfologia/Geoecologia).

Orientador: Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes

Rio de Janeiro
Novembro de 2003

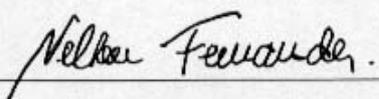
INFLUÊNCIA DA DINÂMICA HIDROLÓGICA E DAS CARACTERÍSTICAS DAS
FORMAÇÕES SUPERFICIAIS NOS MECANISMOS DE RUPTURA DE ENCOSTAS
COM ROCHAS GRANITÓIDES EM ÁREAS SUBTROPICAIS:
SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA/SC

Edna Lindaura Luiz

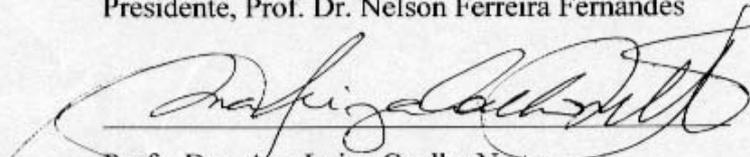
Orientador: Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes

Tese de doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia,
Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte
dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Geografia
(Geomorfologia/Geoecologia).

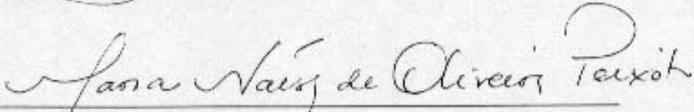
Aprovada por:



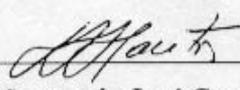
Presidente, Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes



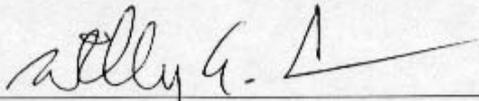
Prof. Dra. Ana Luiza Coelho Netto



Prof. Dra. Maria Naíse de Oliveira Peixoto



Prof. Dr. Leonardo José Cordeiro dos Santos



Prof. Dr. Willy Alvarenga Lacerda

Rio de Janeiro
Novembro de 2003

Luiz, Edna Lindaura

Influência da dinâmica hidrológica e das características das formações superficiais nos mecanismos de ruptura das encostas com rochas granitóides de áreas subtropicais - São Pedro de Alcântara - SC/ Edna Lindaura Luiz. Rio de Janeiro: UFRJ/ IGEO/ PPGG, 2003.

xvii, 239f.: il.; 31 cm.

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes

Tese (Doutorado) – UFRJ/ Instituto de Geociências/ Programa de Pós-graduação em Geografia, 2003.

Referências Bibliográficas: f. 169 - 179

1. Mecanismos de ruptura em encostas. 2. Feições de erosão. 3. Hidrologia de encosta. 4. Organização e natureza dos materiais das formações superficiais. I. Fernandes, Nelson Ferreira. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geografia. III. Título.

AGRADECIMENTOS

Uma tese não é um trabalho solitário e, em algumas etapas, é imprescindível o auxílio de outras pessoas, como por exemplo, levantamentos e trabalhos de campo e procedimentos de laboratório. Algumas pessoas e instituições foram muito importantes para a realização do presente trabalho, por isso eu gostaria de agradecer:

Ao Prof. Dr. Nelson Ferreira Fernandes, orientador desta tese, por ajudar a expandir meus horizontes geomorfológicos e da pesquisa. Suas aulas e nossas discussões foram sempre muito interessantes e empolgantes. Nunca saí de uma conversa sem um rumo e sem a indicação de várias bibliografias para consultar.

Ao Prof. MSc. Ivo Sostisso do Depto. de Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), pela indicação da área de estudo.

À Prefeitura Municipal de São Pedro de Alcântara, na pessoa de seu então prefeito, Salésio Zimmermam, pela disponibilização de um funcionário para me ajudar nas primeiras sondagens.

Ao Funcionário da Prefeitura de São Pedro de Alcântara, Antônio Hammes, pelo auxílio nas sondagens e por seu bom humor.

Ao jovem Roberto Martendal, morador de São Pedro, pela leitura diária de meus instrumentos, duas vezes por dia, sem direito a finais de semana e feriados, e pelo cuidado em fazer bem o seu trabalho.

Ao casal: Sra. Margarida e Sr. Adilson, moradores da propriedade onde foram realizados os estudos de detalhe, pela simpatia e boa vontade.

Às Profa. Dras. Glaci Trevisan Santos e Regina Davison Dias respectivamente dos Depto. de Engenharia Civil da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) e do Depto. de Engenharia Civil da Universidade do Sul de Santa Catarina (UNISUL), pela amizade e pelas conversas e explicações sobre Mecânica de Solos.

Ao Prof. Dr. Marciano Maccarini do Depto. de Engenharia Civil da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), coordenador do Laboratório de Mecânica de Solos, pela permissão de uso do laboratório e pelas explicações sobre os ensaios.

Ao Prof. Mestre em Engenharia Luiz Antônio Paulino do Depto. de Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), coordenador do Laboratório de Geoprocessamento, pela permissão de uso do laboratório para elaboração de alguns mapas de minha tese, bem como ao Geógrafo José Henrique Vilela, técnico deste laboratório, pela disposição em me ensinar o programa *Microstation* e por fazer a edição final de meus mapas e figuras sempre com muita atenção e critério.

Ao Prof. Dr. Jöel Pellerin do Depto. de Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC) pela ajuda na identificação dos lineamentos na imagem de satélite.

À Profª. Dra. Ângela da Veiga Beltrame do Depto. de Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), coordenadora do Laboratório de Pedologia, pelo empréstimo de equipamentos de campo, como trados, tabela de Münsell, bem como pela permissão para a realização da granulometria de algumas de minhas amostras no referido laboratório.

Ao Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira do Depto. de Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), coordenador do Laboratório de Geodinâmica Superficial, pela permissão de uso do permeâmetro deste laboratório para determinação da condutividade hidráulica de minhas amostras.

Ao Geólogo Marcelo Borges Esteves pelo uso de seu equipamento de geofísica do potencial espontâneo (SP) e pela aplicação do método em minha área de estudo juntamente com a colaboração da Geógrafa Janete de Abreu Castilhos.

Ao amigo Henrique Pedro dos Reis que muito me ajudou em campo e que me auxiliou a confeccionar os tensiômetros e os piezômetros. Sua amizade e ajuda foram muito importantes no desenvolvimento desta tese

À amiga Marga Eliz Pontelli que esteve presente em todos os momentos dos trabalhos de campo, com disposição e bom humor e sempre prática na solução de problemas. Obrigada também pela força nos momentos de cansaço e desânimo.

Ao amigo Júlio César Paisani pelas dicas na confecção dos tensiômetros, pela ajuda na sua instalação em campo e pelas discussões geomorfológicas.

À amiga Heloísa Pauli Pôssas, *in Memoriam*, por algumas das fotos do campo, por acreditar em mim e sempre me incentivar. Sinto a sua falta, mas também tenho a certeza que você está trilhando novos e melhores caminhos.

À profa. Maria Lúcia de Paula Herrmann pela ajuda com algumas das fotos do campo.

Aos amigos Maurício Pamplona e Erika Collischom pela ajuda na confecção de algumas figuras deste trabalho.

Ao amigo José Luís Belato Gardenal pela ajuda em campo e pelo levantamento topográfico de detalhe da área monitorada.

Às amigas Bianca Carvalho Vieira e sua mãe Isabel Carvalho por me receber em sua casa. Gostei muito de ficar com vocês. À Bianca tenho também a agradecer as conversas inspiradas e o incentivo.

Às amigas Carla Bilheiro Santi e Ana Cristina Ferrante Vieira pela sua amizade e por serem sempre muito atenciosas comigo. À Ana Cristina também agradeço por me receber em sua casa em algumas ocasiões.

À amiga Andréa Paula de Souza pelas conversas, pela explicações sobre tensiômetros e pela indicação e o empréstimo de várias bibliografias.

Aos amigos Roberto Arnaldo T. Gomes, Nestor Corbiniano Neto, Mário Diamante Àglio, Renato Guimarães, Margareth Brasil, Helder Jardim, Ana Valéria F. A. Bertolino agradeço a companhia agradável e o aprendizado informal através de nossas conversas.

Aos queridos amigos: Maurício Pamplona, Joseli Maria Silva, Lilian Lopes, Gisele Mara Hadlich, Erika Collischom, Adelino Santos, Nilcéia Valdatti, Eloiza Nascimento, pelo apoio emocional nos momentos difíceis e pelo compartilhamento das minhas alegrias e conquistas.

RESUMO

INFLUÊNCIA DA DINÂMICA HIDROLÓGICA E DAS CARACTERÍSTICAS DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS NOS MECANISMOS DE RUPTURA DAS ENCOSTAS COM ROCHAS GRANITÓIDES DE ÁREAS SUBTROPICAIS - SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA, SC

Edna Lindaura Luiz

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes

Resumo da Tese de Doutorado submetida ao Programa de Pós - Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Geografia (Geomorfologia/Geoecologia).

Objetiva-se aqui analisar os mecanismos de ruptura que originam, ou fazem expandir, feições de erosão nas encostas de áreas com formações superficiais derivadas da alteração de rochas granitóides, em clima subtropical. Os estudos foram implementados no município de São Pedro de Alcântara, em Santa Catarina. Muitas feições de erosão nesta área são resultado da atuação de diferentes mecanismos e processos, não permitindo associar diretamente forma e processo. A susceptibilidade da área aos mecanismos de ruptura é função das características de cada horizonte do solo e da dinâmica hidrológica das encostas. No caso estudado, a formação e a expansão de zonas de saturação e o desenvolvimento de fluxos de água preferenciais foram condicionados por alteração diferencial e por antigos lineamentos herdados da rocha, o que leva a associar estes fatores geológicos à susceptibilidade do local em desenvolver feições erosivas.

Palavras – chaves: 1. Mecanismos de ruptura em encostas. 2. Feições de erosão. 3. Hidrologia de encosta. 4. Organização e natureza dos materiais das formações superficiais.

Rio de Janeiro

Novembro de 2003

ABSTRACT

INFLUENCE OF THE HYDROLOGY DINAMIC AND OF THE CHARACTERISTICS
OF SOIL MATERIALS IN THE RUPTURE MECHANISMS IN HILLSLOPES WITH
GRANITOID ROCKS OF SUBTROPICAL AREAS - SÃO PEDRO DE
ALCÂNTARA,SC

Edna Lindaura Luiz

Orientador: Nelson Ferreira Fernandes

Abstract da Tese de Doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Doutor em Geografia (Geomorfologia/Geoecologia).

This study aims to analyze the rupture mechanisms that originate, or that control, the expansion of the erosional features along hillslopes in areas covered by superficial formations derived from the alteration of granitoid rocks, in subtropical climate. The studies were implemented in the district of São Pedro de Alcântara, in the Santa Catarina State. Many erosional features in this area result from different mechanisms and processes, do not allowing to associate form and process directly. The susceptibility of the area to the rupture mechanisms is a function of the characteristics of each soil horizon and of the hillslope hydrology conditions at each point. In the studied case, the formation and the expansion of the saturation zones and the development of preferential flows inside the weathered profile were conditioned by differential alteration and by old inherited lineaments of the rock. Therefore, it is suggested a direct association between these geological factors and the local susceptibility to the development of such erosional features.

Key – words: 1. Hillslope rupture mechanisms. 2. Erosional features. 3 Hillslope hydrology. 4. Nature and organization of soil materials.

Rio de Janeiro
Novembro de 2003

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE QUADROS	xv
LISTA DE MAPAS	xv
LISTA DE FOTOGRAFIAS	xvi
LISTA DE APÊNDICES	xvii
1 - INTRODUÇÃO	01
1.1 – OBJETIVO.....	06
1.1.1 – <i>OBJETIVOS ESPECÍFICOS</i>	06
2 – ESTABILIDADE E RUPTURAS NAS ENCOSTAS	07
2.1 – TENSÃO DE CISALHAMENTO.....	08
2.2 – RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO.....	09
2.3 - MECANISMOS DE RUPTURAS EM SOLOS COM A PARTICIPAÇÃO DA AGUA.....	11
2.3.1 – <i>AUMENTO ABSOLUTO DAS PORO-PRESSÕES</i>	11
2.3.2 - <i>PERDA DE COESÃO APARENTE</i>	13
2.3.3 – <i>PERCOLAÇÃO E EXFILTRAÇÃO DE FLUXOS NAS ENCOSTAS</i>	15
3 – DINÂMICA DA ÁGUA NO INTERIOR DAS ENCOSTAS	19
3.1 – ESTADOS DE ENERGIA DA ÁGUA NO INTERIOR DO SOLO.....	19
3.2 – MOVIMENTO DA ÁGUA NO INTERIOR DO SOLO.....	21
3.3 - FORMAÇÃO DE ZONAS SATURADAS E FLUXOS SUBSUPERFICIAIS.....	24
3.3.1 - <i>FATORES CONDICIONANTES DA FORMAÇÃO DE ZONAS SATURADAS E FLUXOS SUBSUPERFICIAIS</i>	25
4 – MECANISMOS DE RUPTURA E FEIÇÕES DE EROSÃO NA LOCALIDADE DE SANTA TERESA E NO DISTRITO SEDE DE SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA	30

4.1 – SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA: LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DA OCUPAÇÃO.....	30
4.2 – ASPECTOS AMBIENTAIS CONDICIONANTES DAS FEIÇÕES DE EROSÃO E DOS CASOS DE RUPTURAS NA ÁREA.....	33
4.2.1 – <i>CLIMA</i>	33
4.2.2 - <i>GEOLOGIA</i>	36
4.2.3 - <i>GEOMORFOLOGIA</i>	42
4.2.4 - <i>SOLOS</i>	48
4.2.5 – <i>COBERTURA VEGETAL E USO DO SOLO</i>	49
4.3 – FEIÇÕES EROSIVAS E CASOS DE RUPTURA NA ÁREA DE ESTUDO.....	50
4.3.1 - <i>RUPTURAS ASSOCIADAS AOS TERRACETES</i>	51
4.3.2 - <i>RUPTURAS ASSOCIADAS À FRENTE DE EXFILTRAÇÃO</i>	53
4.3.3 - <i>RUPTURAS EM MOVIMENTOS DE MASSA ROTACIONAIS E TRANSLACIONAIS</i>	54
4.3.4 - <i>RUPTURAS ASSOCIADAS AO SOLAPAMENTO DA BASE DAS ENCOSTAS PELA INCISÃO FLUVIAL</i>	56
4.3.5 - <i>RUPTURAS ASSOCIADAS À ESTRUTURAÇÃO DO SOLO</i>	56
4.3.6 - <i>RUPTURAS ASSOCIADAS À CRIAÇÃO E À EXPANSÃO DE ALCOVAS DE REGRESSÃO</i>	57
4.4 – A IMPORTÂNCIA DO CONHECIMENTO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS E DA HIDROLOGIA DA ENCOSTA.....	59
4.5 - ENCOSTA ESCOLHIDA PARA ESTUDOS DE DETALHE.....	60
5 – CARACTERÍSTICAS DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS	79
5.1 – METODOLOGIA DA ANÁLISE ESTRUTURAL DO SOLO.....	79
5.1.1 - <i>CONSTRUÇÃO DAS TOPOSSEQÜÊNCIAS</i>	81
5.2 – ORGANIZAÇÃO E NATUREZA DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS.....	83
5.2.1 – <i>DESCRIÇÃO DAS TOPOSSEQÜÊNCIAS PERPENDICULARES À ENCOSTA</i>	84
5.2.1.1 – Toposseqüência 01.....	84
5.2.1.2 – Toposseqüência 02.....	89
5.2.1.3 – Toposseqüência 03.....	92
5.2.2 – <i>DESCRIÇÃO DAS TOPOSSEQÜÊNCIAS TRANSVERSAIS À ENCOSTA</i>	94
5.2.2.1 – Toposseqüência 04.....	94
5.2.2.2 – Toposseqüência 05.....	95

5.2.2.3 – Topossequência 06.....	97
5.2.2.4 – Topossequência 07.....	98
5.2.3 – <i>COMPORTAMENTO DO LIMITE DE APARECIMENTO EM PROFUNDIDADE</i> <i>DA ROCHA ALTERADA COM ESTRUTURA CONSERVADA OU DE BLOCOS</i>	98
5.2.4 – <i>GRANULOMETRIA DOS HORIZONTES E VOLUMES ENCONTRADOS</i>	100
5.2.4.1 - materiais e métodos.....	100
5.2.4.2 - Resultados.....	101
5.2.4.2.1 - <i>Variação Vertical da Textura</i>	101
5.2.4.2.2 - <i>Composição textural de determinadas profundidades dos pontos PIT1,</i> <i>PIT9 e PIT11</i>	106
5.2.5 – <i>COMPORTAMENTO E CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA</i> <i>DOS HORIZONTES DE SOLO E DE ALTERAÇÃO</i>	108
5.2.5.1 - materiais e métodos.....	108
5.2.5.1.1 – <i>Granulometria das amostras</i>	111
5.2.5.1.2 - <i>Densidade Real dos Grãos</i>	111
5.2.5.1.3 - <i>Densidade Aparente</i>	111
5.2.5.1.4 - <i>Porosidade Total</i>	112
5.2.5.1.5 - <i>Índices de Atterberg</i>	112
5.2.5.1.6 – <i>Condutividade Hidráulica Saturada</i>	113
5.2.5.1.7 - <i>Resistência ao Cisalhamento</i>	113
5.2.5.2 - Resultados.....	114
5.2.5.2.1 - <i>Caracterização geomecânica e condutividade hidráulica saturada</i>	114
5.2.5.2.2 – <i>Parâmetros de resistência ao cisalhamento</i>	117
5.3 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES	120
6 – DINÂMICA HIDROLÓGICA DA ENCOSTA ESTUDADA	125
6.1 – MATERIAIS E MÉTODOS	125
6.1.1 - <i>INSTALAÇÃO DO PLUVIÔMETRO</i>	125
6.1.2 - <i>INSTALAÇÃO DOS PIEZÔMETROS</i>	125
6.1.3 - <i>INSTALAÇÃO DOS TENSÍOMETROS</i>	126
6.1.3.1- <i>instalação dos tensiômetros em campo</i>	127
6.1.4 – <i>APLICAÇÃO DO MÉTODO DE GEOFÍSICA DO POTENCIAL</i> <i>ESPONTÂNEO DO SOLO (SELF POTENTIAL)</i>	131

6.1.4.1- Equipamentos utilizados e procedimentos de campo.....	131
6.2. – RESULTADOS.....	132
6.2.1 – <i>COMPORTAMENTO DAS PRECIPITAÇÕES DURANTE O PERÍODO DE MONITORAMENTO.</i>	132
6.2.2 – <i>VARIAÇÃO DA ALTURA DO LENÇOL FREÁTICO DURANTE O PERÍODO MONITORADO.</i>	136
6.2.2.1 – Variação da altura do lençol freático na encosta nas datas de 21, 23 e 26/09/2001.....	136
6.2.3 – <i>COMPORTAMENTO DOS POTENCIAIS DE PRESSÃO E DOS POTENCIAIS TOTAIS DA ÁGUA NO SOLO NOS PONTOS COM TENSÍÔMETROS.</i>	139
6.2.3.1 - <i>Discussão dos resultados da variação anual da carga de pressão e da pressão total.</i>	140
6.2.3.2 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta nos períodos de 27 a 30/08 e de 23 a 28/09 de 2001.....	144
6.2.3.2.1 – <i>Período de 27 a 30/08 de 2001</i>	145
6.2.3.2.1 a) <i>1.0 m de profundidade</i>	145
6.2.3.2.1 b) <i>2.0 m de profundidade</i>	148
6.2.3.2.2 – <i>Período de 23 a 28/09 de 2001</i>	149
6.2.3.2.2 a) <i>1.0 m de profundidade</i>	149
6.2.3.2.2 b) <i>2.0 m de profundidade</i>	152
6.2.3.2.3 – <i>Discussão do comportamento dos equipotenciais de pressão nos períodos analisados.</i>	155
6.2.4 – <i>COMPORTAMENTO DOS POTENCIAIS ESPONTÂNEOS DO SOLO EM 08/12/2001</i>	157
6.3 - INFLUÊNCIA DA DINÂMICA HIDROLÓGICA DA BACIA DO RIO MARUIM NA DEFLAGRAÇÃO DOS PROCESSOS EROSIVOS.....	159
6.4 - CONCLUSÕES.....	160
7 – CONCLUSÕES FINAIS	164
8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	169
9 - APÊNDICES	180

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 – As forças atuando em um bloco posicionado em uma superfície inclinada....	07
Figura 3.1 – Fluxo saturado de água em uma amostra de solo homogêneo e isotrópico sob um determinado gradiente hidráulico.....	22
Figura 4.1 – Lineamentos sobre imagem de satélite de São Pedro de Alcântara.....	39
Figura 4.2 – Localização da encosta com estudos de detalhe.....	62
Figura 5.1 - Topossequências perpendiculares à encosta.....	85
Figura 5.2 - Topossequências transversais à encosta.....	96
Figura 5.3 - Profundidade de aparecimento de blocos ou da rocha alterada com estrutura conservada na encosta estudada.....	99
Figura 5.4 – Variação vertical da textura dos pontos P1T2, P1T3.....	102
Figura 5.5 – Variação vertical da textura dos pontos P1T5, P1T8.....	103
Figura 5.6 – Variação vertical da textura dos pontos P1T20, P3T13.....	105
Figura 5.7 – Composição textural de determinadas profundidades dos pontos P1T1, P1T9 e P1T11.....	107
Figura 6.1 - Precipitação anual registrada na estação meteorológica de Antônio Carlos no período 1977 –2001.....	133
Figura 6.2 - Precipitação média mensal para a estação meteorológica de Antônio Carlos no período de 1977 – 2001.....	134
Figura 6.3 - Precipitação mensal em São Pedro de Alcântara durante o período de monitoramento.....	135
Figura 6.4 –Altura do lençol freático na encosta estudada nas datas de 21, 23 e 26/9 de 2001.....	138
Figura 6.5 – Comparação entre a posição dos pontos com fluxos laterais e a topografia do contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos.....	143
Figura 6.6 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 1.0 m de profundidade nas datas de 27, 29, e 30 de agosto de 2001.....	146
Figura 6.7 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 2.0 m de profundidade nas datas de 27, 29, e 30 de agosto de 2001.....	147
Figura 6.8 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 1.0 m de profundidade nas datas de 23, 24, e 25 de setembro de 2001.....	150
Figura 6.9 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta	

a 1.0 m de profundidade nas datas de 26 e 28 de setembro de 2001.....	151
Figura 6.10 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta	
a 2.0 m de profundidade nas datas de 23, 24, e 25 de setembro de 2001.....	153
Figura 6.11 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta	
a 2.0 m de profundidade nas datas de 26 e 28 de setembro de 2001.....	154
Figura 6.12 – Comparação da topografia de subsuperfície com a situação	
dos equipotenciais de pressão a 2.0 m de profundidade em 26/09/2001.....	156
Figura 6.13 – Comparação da topografia de subsuperfície com a situação dos	
potenciais espontâneos do solo em de 08/12/2001.....	158
Figura B.1 – Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P1T1, P1T2, P1T3/4.....	183
Figura B.2 – Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P2T1, P2T2.....	185
Figura B.3 – Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P3T2, P3T3.....	188
Figura B.4 – Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P3T4, P3T5.....	189
Figura B.5 – Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P4T5, P4T7.....	191
Figura C.1 – Localização dos instrumentos P1T3/4, P1T9, P1T11, P1T12.....	193
Figura C.2 – Variação anual da carga de pressão nos pontos P1T3/4, P1T9.....	194
Figura C.3 – Variação anual da pressão total nos pontos P1T3/4, P1T9.....	195
Figura C.4 – Variação anual da carga de pressão nos pontos P1T11, P1T12.....	198
Figura C.5 – Variação anual da pressão total nos pontos P1T11, P1T12.....	199
Figura C.6 – Localização dos instrumentos P2T2, E6, P2T7.....	202
Figura C.7 – Variação anual da carga de pressão nos pontos E6, P2T2.....	203
Figura C.8 – Variação anual da pressão total nos pontos E6, P2T2.....	204
Figura C.9 – Variação anual da carga de pressão e da pressão total no ponto P2T7.....	206
Figura C.10 – Localização dos instrumentos P3T5, P3T7.....	208
Figura C.11 – Variação anual da carga de pressão nos pontos P3T5, P3T7.....	209
Figura C.12 – Variação anual da pressão total no ponto P3T5.....	210
Figura C.13 – Localização dos instrumentos P3T7, P5T7, P5T6, P5T4.....	213
Figura C.14 – Variação anual da carga de pressão nos pontos P5T4, P5T6.....	214
Figura C.15 – Variação anual da pressão total nos pontos P5T4, P5T7.....	215
Figura C.16 – Variação anual da carga de pressão no ponto P5T7.....	216
Figura C.17 – Localização dos instrumentos P2T7, P6T3, P1T11, P6T1.....	218
Figura C.18 – Variação anual da carga de pressão nos pontos P6T1, P6T3.....	219
Figura C.19 – Variação anual da pressão total no ponto P6T1.....	220

Figura C.20 – Localização dos instrumentos E3, P3T5, P2T2, P1T3/4, E1.....	223
Figura C.21 – Variação anual da carga de pressão nos pontos E1, E3.....	224
Figura C.22 – Variação anual da pressão total nos pontos E1, E3.....	225
Figura C.23 – Localização dos instrumentos E12, E2.....	227
Figura C.24 – Variação anual da carga de pressão nos pontos E2, E12.....	228
Figura C.25 – Variação anual da pressão total no ponto E2.....	229
Figura C.26– Localização dos instrumentos E9,E6, E4, E13.....	231
Figura C.27 – Variação anual da carga de pressão nos pontos E13, E9.....	232
Figura C.28 – Variação anual da carga de pressão e da pressão total no ponto E4.....	233
Figura C.29 – Localização dos instrumentos P5T7, E5,P6T3.....	235
Figura C.30 – Variação anual da carga de pressão no ponto E5.....	236
Figura C.31 – Localização dos instrumentos E11, E2, E7.....	238
Figura C.32 – Variação anual da carga de pressão nos pontos E7, E11.....	239

LISTA DE QUADROS

Quadro 5.1 - Identificação das amostras para caracterização e comportamento geomecânico.....	110
Quadro 5.2 - Caracterização das amostras.....	114
Quadro 5.3- Textura das amostras utilizadas no ensaio de cisalhamento direto.....	114
Quadro 5.4 - Textura das amostras utilizadas no ensaio de condutividade hidráulica.....	114
Quadro 5.5 - Parâmetros de resistência das amostras.....	118
Quadro 5.6 - Tensões cisalhantes máximas e residuais para os três níveis de tensão normal aplicada em cada amostra ensaiada.....	119
Quadro 6.1 - Identificação e localização dos instrumentos de medição dos potenciais de pressão de água no solo.....	128

LISTA DE MAPAS

Mapa 4.1 - Mapa planialtimétrico do município de São Pedro de Alcântara.....	31
Mapa 4.2 - Mapa geológico do município de São Pedro de Alcântara.....	37

Mapa 4.3 - Mapa de lineamentos do distrito sede de São Pedro de Alcântara –SC.....	40
Mapa 4.4 - Mapa de lineamentos da localidade de Santa Teresa, São Pedro de Alcântara -SC.....	41
Mapa 4.5 - Mapa geomorfológico da bacia do Rio Maruim.....	44
Mapa 5.1 - Mapa de localização de sondagens, toposseqüências, tensiômetros e piezômetros.....	82

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 4.1 – Bloco do Granito São Pedro de Alcântara com mudança abrupta de textura.....	63
Foto 4.2 – Corte de encosta no distrito sede de São Pedro de Alcântara.....	64
Foto 4.3 – Colina com encosta erodida da base até o topo.....	64
Foto 4.4 – Depósito de canal em um corte de encosta na localidade de Santa Teresa.....	65
Foto 4.5 - Foto aérea colorida do distrito sede de São Pedro de Alcântara.....	66
Foto 4.6 - Foto aérea colorida da localidade de Boa Parada.....	67
Foto 4.7 - Foto aérea colorida da localidade de Santa Teresa.....	68
Foto 4.8 – Presença de anfiteatros nas encostas com pequenas rupturas a partir de terracetes.....	69
Foto 4.9 – Feições de erosão em cabeceira de drenagem na localidade de Santa Teresa....	69
Foto 4.10 – Perfil típico do solo desenvolvido a partir do granito São Pedro de Alcântara.....	70
Foto 4.11 – Feição erosiva com forma alongada no perímetro urbano do distrito sede de São Pedro.....	70
Foto 4.12 – Pequena cicatriz de deslizamento com deposição na sua base dos materiais deslocados.....	71
Foto 4.13– Feição erosiva em Sorocaba do Sul, Biguaçu – SC.....	71
Foto 4.14– Presença de terracetes nas encostas do distrito sede de São Pedro.....	72
Foto 4.15 – Detalhe de uma encosta onde o horizonte B está exposto.....	72
Foto 4.16 – Frente de exfiltração (nascente) em uma encosta do distrito sede de São Pedro.....	73
Foto 4.17 – Deslizamento com vários planos de ruptura em uma encosta nas margens do rio Maruim.....	74

Foto 4.18 – Feição erosiva em um corte de encosta no perímetro urbano de São Pedro de Alcântara.....	75
Foto 4.19 – Detalhe da incisão maior da foto 4.18.....	76
Foto 4.20 – Visão geral da área escolhida para a realização de estudos de detalhe.....	77
Foto 4.21 – Detalhe da foto 4.20, com a encosta onde foram efetuados os estudos de detalhe.....	77
Foto 4.22 – Detalhe da parede da feição de erosão atrás do bambuzal, na área dos estudos de detalhe.....	78
Foto 5.1 – Trincheira de onde foram retiradas amostras para caracterização e comportamento geomecânico.....	109
Foto 6.1 – Localização dos tensiômetros na encosta.....	130

LISTA DE APÊNDICES

APÊNDICE A - RELAÇÃO ENTRE A TENSÃO CISALHANTE E A DEFORMAÇÃO DAS AMOSTRAS ENSAIADAS.....	180
APÊNDICE B - VARIAÇÃO ANUAL DO NÍVEL DO LENÇOL NOS POÇOS DE OBSERVAÇÃO.....	182
APÊNDICE C - VARIAÇÃO ANUAL DO POTENCIAL DE PRESSÃO E DO POTENCIAL TOTAL NOS TENSÍÔMETROS	192

1 - INTRODUÇÃO

Muitas feições erosivas são encontradas nas encostas de áreas com formações superficiais derivadas de rochas granitóides e metamórficas (gnaiesses, migmatitos) localizadas em áreas tropicais e subtropicais úmidas do Brasil (CASTRO, M., 2002; BACCARO, 1999; VIEIRA *et al.*, 1997; AMARAL, 1996; FERNANDES e AMARAL, 1996; SIQUEIRA *et al.*, 1996; COELHO NETTO *et al.*, 1990; COELHO NETTO e FERNANDES, 1988; FERNANDES, 1990; COLÂNGELO, 1990; LUIZ, 1996, LUIZ e BELTRAME, 1998, DAVISON DIAS, 1989).

Estas feições podem ocorrer em diferentes compartimentos do relevo e, em alguns casos, elas são tão extensas e profundas que acabam modificando a forma de colinas e morros, criando anfiteatros ou diminuindo a altura da elevação, como ocorre em Bananal - SP (CASTRO, M., 2002; COELHO NETTO *et al.* 1990), em Santa Catarina (LUIZ, 1996) e em Minas Gerais (BACCARO, 1999).

Em alguns locais, as feições de erosão são resultado de movimentos de massa translacionais ou rotacionais, em outros, de incisões por escoamento superficial. Entretanto, mesmo assim, estas feições sofrem a atuação de diferentes processos e mecanismos que as fazem evoluir e, até, perder a ligação entre forma e processo de origem. Luiz (1996) analisou uma feição de erosão com forma semelhante a uma cicatriz provocada por deslizamento rotacional, em Biguaçu – SC, em que os estudos de detalhe demonstraram que ela era moldada por outros mecanismos. Esta forma alcançava pequena profundidade na encosta, e não havia espessura suficiente das formações superficiais na área que permitisse uma superfície de ruptura côncava condizente com o seu tamanho.

Dentre os processos que originam e fazem evoluir as feições de erosão nas encostas com formações superficiais derivadas de rochas granitóides e metamórficas, as rupturas de massas de solo e/ou rocha alterada são freqüentes e podem, dependendo de sua magnitude, criar e/ou mudar a forma erosiva rapidamente. Até mesmo no interior de incisões erosivas originadas pela atuação do escoamento superficial, como ravinas e voçorocas, são verificados deslocamentos de massas ao longo de superfícies de ruptura nas suas paredes, fazendo a feição erosiva se expandir para montante ou se alargar.

As superfícies de ruptura podem ser bem definidas, como, por exemplo, em movimentos de massa rotacionais ou translacionais, ou irregulares, como em corridas de

terra ou de detritos (GUIDICINI e NIEBLE, 1984). As condições ambientais irão comandar o tipo de movimento de massa e a forma de sua superfície de ruptura, além da sua magnitude de ocorrência (CROZIER, 1986). Avalanches, por exemplo, apresentam grandes superfícies de ruptura, de onde se desprendem materiais sob efeito da gravidade. Do mesmo modo, ocorrem pequenos deslocamentos de materiais ao longo de superfícies de ruptura em terracetes moldados pelo gado.

Dessa forma, a concepção de superfície de ruptura adotada nesta tese independe da escala de tamanho e do tipo de movimento de massa. A superfície de ruptura é antes de mais nada, o limite regular ou irregular de onde os materiais das formações superficiais (solos, camadas de sedimentos ou rochas alteradas) das encostas se desprendem do restante do conjunto em função da força da gravidade, auxiliada por fatores condicionantes. Em ambientes úmidos, a água é o fator condicionante mais atuante, podendo ser responsável por diferentes mecanismos de ruptura.

A participação da água nos mecanismos de ruptura em solos e rochas alteradas é reconhecida há muito tempo, especialmente na literatura de mecânica dos solos (TAYLOR, 1948, TERZAGHI, 1952; TERZAGHI e PECK, 1973; LAMBE e WHITMAN, 1979, entre outros). Porém, a dinâmica da água nas encostas nem sempre é levada em conta nos estudos de mecânica de solos, pois, muitas vezes, um lugar em particular, que pode sofrer ou já sofreu algum deslizamento, é analisado do ponto de vista da caracterização mecânica dos materiais e do quanto a água em condições de saturação (e poro-pressões positivas) ou em movimento (força de percolação) é capaz de modificar as propriedades desses materiais para lhes diminuir a resistência ao cisalhamento. As relações físicas ou o jogo de forças são bem entendidos, mas não são bem entendidas as ligações dinâmicas entre as condições da encosta e os fatores ambientais (CROZIER, 1986), como, por exemplo, a natureza e a organização das formações superficiais e a distribuição das precipitações ao longo da área de estudo. Fernandes (1990) argumenta que os estudos sobre ruptura de solos devem abordar não só as características mecânicas das diferentes formações superficiais, como também a forma e a dinâmica hidrológica da encosta, pois, muitas vezes, a ruptura não se dá necessariamente na camada menos resistente do ponto de vista mecânico, mas sim onde as condições hidrológicas são as mais adversas.

Um mecanismo muito difundido entre os autores de trabalhos em mecânica de solos, em que a água é fator de geração de ruptura, é a diminuição da resistência dos materiais das formações superficiais pela queda da tensão efetiva provocada pela geração

de poro-pressões positivas, ou seja, a formação de uma coluna de material saturado de água é formada acima de uma determinada superfície no interior do solo (TERZAGHI, 1952; TERZAGHI e PECK, 1973; LAMBE e WHITMAN, 1979, entre outros). Muitos modelos de estabilidade levam em conta esse mecanismo e trabalham com diferentes alturas de água acima da superfície de ruptura, como por exemplo, o modelo de talude infinito (SKEMPTON e DeLORY, 1957) ou o modelo usado por Cascini e Versace (1988) para correlacionar precipitações e deslizamentos. A questão é que, na maioria das vezes, é generalizado que a água, para saturar os materiais, é resultante da subida do lençol freático regional, todavia, há muitos casos em que o lençol regional dificilmente atinge as posições onde as rupturas ocorrem (SIMON *et al.*, 1990; WOLLE E CARVALHO, 1989; WOLLE, 1998; BRESSANI *et al.*, 1997a; LACERDA, 1997; entre outros). No entanto, zonas saturadas suspensas e fluxos subsuperficiais rasos podem ser gerados em diferentes posições na encosta, condicionados por fatores como descontinuidades hidráulicas dos materiais, forma da encosta, entre outros. Estes fenômenos podem gerar poro-pressões positivas que causam ruptura por diminuição da tensão efetiva, como também podem deflagrar outros mecanismos de ruptura provocados pela água (SIDLE *et al.*, 1985; JOHNSON E SITAR, 1990; HARP *et al.*, 1990; MONTGOMERY, 1991a, b; entre outros). Por esse motivo, a dinâmica hidrológica das encostas deve ser estudada de forma mais detalhada.

Dentro desta perspectiva, alguns trabalhos têm procurado conhecer a dinâmica hidrológica das encostas em estudos de caso e relacioná-la com a ocorrência de rupturas de massas, entre eles Moeyersons (1981), Tsukamoto *et al.* (1982), Simon *et al.* (1990), Johnson e Sitar (1990), Harp *et al.* (1990), Montgomery *et al.* (1997), entre outros. Estudos sobre a influência da hidrologia da encosta nos mecanismos de ruptura têm sido realizados através de modelos matemáticos, como os propostos por Okimura (1982); Iverson e Majors (1986), Iverson *et al.* (1999), Dietrich *et al.* (1986), Okunishi e Okimura (1987), Montgomery e Dietrich (1994), Wu e Sidle (1995), Guimarães *et al.* (1999). Análises sobre a influência da água nos mecanismos de ruptura, incorporando os conhecimentos de geomorfologia, de hidrologia de encostas e de mecânica de solos são encontradas também em Sidle *et al.* (1985), Crozier (1986), Anderson e Richards (1987), Coates (1990), Montgomery (1991 a, b), Selby (1993).

A maioria dos estudos que abordam os mecanismos de ruptura em conjunto com os conhecimentos sobre hidrologia de encostas são desenvolvidos em zonas temperadas, onde

geralmente, os mantos de alteração são menos espessos e as precipitações menos abundantes do que na zona tropical. Apesar de existir carência de trabalhos com esta abordagem em zonas tropicais, alguns estudos de caso podem ser citados, como Moeyersons (1981), Simon *et al.* (1990), Fernandes (1990); Fernandes *et al.* (1994), Campos *et al.* (1992), Salomão (1994), Lacerda *et al.* (1997), Lacerda (1997), Wolle e Carvalho (1989), Wolle (1998), Guimarães *et al.* (1999), Fernandes *et al.* (2001), entre outros. Existe também carência de estudos para zonas subtropicais, especialmente no sul do Brasil, ainda que alguns trabalhos abordem a perspectiva de mecânica de solos e da hidrologia, como Bressani *et al.* (1997a, b), porém, sem detalhar as características e a organização das formações superficiais da encosta.

Desta forma, a presente tese procura compreender a susceptibilidade das formações superficiais derivadas de rochas granitóides no Sul do país a sofrer rupturas a partir do conhecimento das suas características e organização na encosta, bem como da sua dinâmica hidrológica.

Essa temática foi escolhida em função de termos já alguns trabalhos realizados nessa área, onde foi verificado que muitas feições de erosão se desenvolvem em terrenos derivados de rochas granitóides e metamórficas (migmatitos), porém onde os terrenos derivam de rochas graníticas, os casos de feições de erosão são raros e, inclusive, nestes últimos, o próprio perfil de alteração da rocha é mais raso e apresenta natureza diferenciada. Foi constatado que algumas feições de erosão presentes nos terrenos derivados de rochas granitóides e de migmatitos são muito específicos destas áreas, elas não são muito profundas e aparentam como se os materiais do seu interior estivessem se deformando dentro de uma forma de calha.

O local escolhido para a realização deste estudo foi o município de São Pedro de Alcântara, localizado próximo à zona conurbada de Florianópolis, em Santa Catarina, o qual apresenta formações superficiais derivadas de rochas granitóides e encostas com presença de feições erosivas ativas ou já suavizadas e revegetadas, inclusive, em torno das áreas mais urbanizadas. As rochas granitóides englobam monzogranitos, sienogranitos tonalitos, granodioritos com fraca textura orientada ou, até, granitos deformados com estruturas gnáissicas (ZANINI *et al.*, 1997). Em muitas áreas de São Pedro de Alcântara, o manto de alteração derivado destas rochas é espesso, podendo alcançar mais de 15 m de profundidade, apesar do local estar situado em uma área subtropical. As feições de erosão,

na área, são resultado de diferentes processos e mecanismos, como descrito anteriormente, e podem ocorrer em diferentes compartimentos de relevo e segmentos das encostas.

O município de São Pedro de Alcântara foi recentemente emancipado e sua administração pública vem se preocupando em elaborar um plano diretor que aponte diretrizes do seu crescimento futuro e ordene a ocupação dos seus espaços, tentando minimizar o problema da erosão nas encostas. Estas encostas são alvo de expansão do perímetro urbano uma vez que as áreas de planície também apresentam problemas, pois sofrem enchentes periódicas.

Com o intuito de compreender a susceptibilidade das encostas de São Pedro de Alcântara a apresentar feições de erosão foi realizado, primeiramente, um levantamento das possíveis condicionantes ambientais da região, tais como clima, geologia, dinâmica geomorfológica, características dos solos e também seu uso e ocupação. Em seguida, foi elaborada uma descrição dos tipos de mecanismos de ruptura que ocorrem na área, relacionando suas possíveis causas. Para auxiliar na análise dos dados levantados sobre a fragilidade da área em relação ao desenvolvimento de feições erosivas e à atuação de mecanismos de ruptura, os estudos passaram a ser efetuados em uma escala de detalhe. Nesta etapa, foi escolhida uma encosta representativa da paisagem do local para a realização de estudos sobre a natureza e a organização dos materiais das formações superficiais. Através do levantamento de toposseqüências, a organização dos materiais foi conhecida e a retirada de amostras deformadas e indeformadas forneceram dados sobre a natureza dos materiais encontrados, como parâmetros de coesão e ângulo de atrito, granulometria, índices físicos, entre outros. Na mesma área, foram instalados instrumentos, como tensiômetros e piezômetros, para medir o potencial de pressão da água no interior do solo, visando, assim, o conhecimento da dinâmica hidrológica do setor estudado da encosta e a possível ocorrência de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais que possam provocar rupturas.

O levantamento destes dados objetivam indicar parâmetros que caracterizem os mecanismos de ruptura presentes na área de estudo, como também em outras áreas com formações superficiais derivadas de rochas granitóides em zonas subtropicais.

Considerações teóricas mais detalhadas sobre estabilidade e mecanismos de ruptura em encostas serão apresentadas logo a seguir dos objetivos, pois será necessário entender quais os parâmetros que devem ser levados em consideração nestes fenômenos. E, como a água é um dos condicionantes mais comuns dos mecanismos de ruptura nas regiões com climas úmidos, serão apresentados também alguns aspectos sobre a dinâmica da água no interior das encostas.

1.1 – OBJETIVO

Compreender a susceptibilidade das encostas com formações superficiais derivadas de rochas granitóides no Sul do país a sofrer rupturas, a partir do conhecimento da natureza e organização dos seus materiais constituintes e da dinâmica hidrológica no seu interior.

1.1.1 – *OBJETIVOS ESPECÍFICOS*

- Levantar os condicionantes ambientais da região relevantes para o entendimento dos casos de ruptura, tais como clima, geologia, dinâmica geomorfológica, características dos solos e também seu uso e ocupação.

- Descrever os mecanismos de ruptura que ocorrem na área, relacionando suas causas.

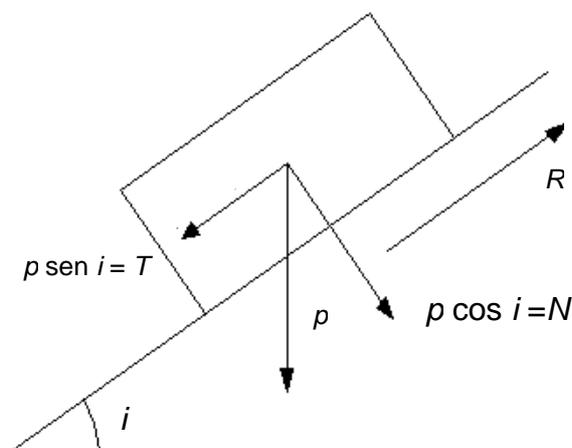
- Conhecer a natureza e a organização dos materiais das formações superficiais ao longo de uma encosta da área.

- Monitorar o funcionamento hidrológico da encosta onde foi levantada a natureza e a organização dos materiais das formações superficiais.

- Indicar as principais características que tornam esta área susceptível aos mecanismos de ruptura.

2 – ESTABILIDADE E RUPTURAS NAS ENCOSTAS

Para que os materiais constituintes dos terrenos inclinados das encostas permaneçam em equilíbrio é preciso resistir à força da gravidade atuando sobre eles e puxando-os para baixo e para posições horizontais, onde a energia potencial é menor. O peso (massa multiplicada pela força da gravidade) desses materiais na encosta é dividido em dois componentes: um trabalha a favor de os manter em equilíbrio e o outro os puxa para baixo seguindo a força de gravidade (FINLAYSON & STATHAM, 1980; CROZIER, 1986; SELBY, 1993), como demonstra a Figura 2.1:



onde:

i = ângulo da inclinação

p = peso do bloco

R = força de resistência, atuando na direção contrária ao deslocamento

N = força normal (auxilia na resistência)

T = força de deslizamento, atuando segundo o plano inclinado

Figura 2.1 – As forças atuando em um bloco posicionado em uma superfície inclinada. O peso do bloco atua nas direções paralela e normal ao plano de deslize. A direção paralela corrigida em relação à inclinação, $p \cdot \sin i$, atua a favor do deslocamento e a direção normal corrigida em relação à inclinação, $p \cdot \cos i$, atua na manutenção da posição de estabilidade, pois ativa o atrito do bloco com a superfície inclinada (Modificado de RUHE, 1975).

A estabilidade de uma encosta pode ser analisada em termos de um fator de segurança calculado entre as forças que promovem a resistência do material ao deslocamento (R) e as forças que promovem o seu deslocamento (T)

$$\text{Fator de Segurança} = \frac{R}{T} \quad (2.1)$$

Quando o resultado da razão entre essas forças for menor que 1, significa que a encosta está instável.

$R > T$, a encosta se encontra estável.

$R = T$, a encosta se encontra em equilíbrio instável.

$R < T$, a encosta está sob situação não compatível com a estabilidade.

Antes da ruptura iminente, o valor da resistência se iguala ao valor da força de cisalhamento, sendo atingida a máxima resistência do material (BOWLESS, 1979). Quando a força de cisalhamento excede a resistência ao cisalhamento haverá rupturas nos materiais da encosta e deslocamentos. A instabilidade pode ser provocada pela queda da resistência dos materiais da encosta, ou pelo aumento da força de cisalhamento, ou quando as duas situações ocorrem juntas.

2.1 – TENSÃO DE CISALHAMENTO

A força de cisalhamento atuando ao longo de uma determinada área passa a ser tensão de cisalhamento. É comandada pela gravidade e, por isso, os fatores que modificam a geometria da encosta e o peso dos materiais podem provocar deslocamentos, como demonstrado na equação 2.2 abaixo (CROZIER, 1986; SELBY, 1993), onde as variáveis envolvidas na obtenção da tensão de cisalhamento são relacionadas às características geométricas da encosta e ao peso dos materiais:

$$\tau = \gamma.z.\text{sen } \beta \cos \beta \quad (2.2)$$

onde,

τ = tensão de cisalhamento (KN/m²)

γ = peso específico do solo (KN/m³)

z = profundidade do ponto que se quer conhecer a tensão de cisalhamento (m)

β = ângulo da vertente (°)

Os fatores que podem modificar a altura e/ou o ângulo de inclinação da encosta ou a carga sobre si podem ter origem natural, como por exemplo, a erosão fluvial ou marinha, um deslizamento anterior ou, ainda, ter origem antrópica, como cortes e aterros para obras de arte e ocupação por moradias e equipamentos urbanos (CROZIER, 1986).

2.2 – RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO

A resistência ao cisalhamento é influenciada pelos parâmetros de fricção e coesão, características intrínsecas dos materiais constituintes da encosta, além do ângulo de inclinação.

A fricção é o atrito entre as partículas do solo sob uma carga sobrejacente (peso dos materiais acima do ponto analisado), sendo tanto mais forte quanto mais significativas forem as irregularidades e as asperezas dos grãos (LAMBE & WHITMAM, 1979; SELBY, 1993). Ela é diretamente proporcional à força normal, sendo que a razão entre elas é o coeficiente de atrito. Essas forças são ortogonais entre si (Figura 2.1) e portanto o coeficiente de atrito é igual à tangente do ângulo formado entre a força resultante e a normal, chamado ângulo de atrito interno. A equação 2.3 mostra a relação entre a fricção (S), a força normal (σ) e o ângulo de fricção interna (ϕ).

$$\frac{S}{\sigma} = \tan \phi \quad (2.3)$$

O parâmetro coesão resulta da interação eletrostática entre as partículas carregadas do solo, ou seja, a fração fina (silte, argila, colóides), englobando desde os argilo-minerais e os óxidos à matéria orgânica (LAMBE & WHITMAM, 1979; SELBY, 1993). A água contida nos microporos em condições de poro–pressões negativas (sucções) também

fornece coesão ao solo (TERZAGHI, 1952; CROZIER, 1986; FREDLUND & RAHARDJO, 1993; entre outros). As ligações entre as partículas finas tornam o solo coeso e mais resistente a eventuais rupturas.

Desta forma, a resistência de um determinado ponto no interior do solo é obtida levando-se em conta os parâmetros coesão e ângulo de atrito interno como relacionados na equação de Coulomb-Mohr (TERZAGHI, 1952, TERZAGHI & PECK, 1973; CROZIER, 1986; SELBY, 1993) apresentada a seguir:

$$s = c + \sigma \cdot \tan \phi \quad (2.4)$$

onde:

s = resistência ao cisalhamento (KN/m²)

c = coesão (KN/m²)

σ = tensão normal (KN/m²)

ϕ = ângulo de atrito interno dos materiais (°)

Obs.: A resistência ao cisalhamento, a coesão e a tensão normal têm unidade de pressão, ou seja, uma força dividida pela sua área de atuação.

Sendo que a tensão normal (σ) é:

$$\sigma = \gamma \cdot z \cdot \cos^2 \beta \quad (2.5)$$

onde,

γ = peso específico do solo (KN/m³)

z = profundidade do ponto que se quer conhecer a resistência (m)

β = ângulo da vertente (°)

Em geral, a instabilidade do solo nas encostas naturais se deve mais a quedas nos valores da resistência (SIDLE *et al.*, 1985) do que a aumentos nos valores da tensão cisalhante, salvo em casos devidos à atuação de erosão fluvial ou marinha na base dessas encostas ou a movimentos de massa precedentes. Nos casos de queda de resistência nas encostas em curtos espaços de tempo, a água, na maioria das vezes, está envolvida nos fatores desencadeadores de rupturas em regiões úmidas. Fenômenos como diminuição da

tensão efetiva em virtude do aumento absoluto das poro-pressões ou da percolação de fluxos subsuperficiais e diminuição da coesão aparente por aumento do conteúdo de umidade no solo podem provocar rupturas nas encostas (TERZAGHI, 1952; TERZAGHI & PECK, 1973; CROZIER, 1986; SELBY, 1993). Esses fenômenos serão mais detalhados a seguir.

2.3 - MECANISMOS DE RUPTURA EM SOLOS COM A PARTICIPAÇÃO DA ÁGUA

2.3.1 – AUMENTO ABSOLUTO DAS PORO-PRESSÕES

O aumento absoluto das poro-pressões podem diminuir a tensão normal dos materiais na encosta, contudo os estados de saturação ou de poro-pressões positivas são mais eficientes em desencadear rupturas. Quando um material está saturado de água, parte da tensão normal gerada pela sobrecarga é transferida do esqueleto do solo para a água. Quando as poro-pressões são positivas, a transferência de carga do solo para a água pode gerar um efeito de flutuabilidade ou de soerguimento (SELBY, 1993), anulando o efeito de fricção entre os grãos do solo.

A equação modificada de Coulomb empregada no modelo de talude infinito (TERZAGHI, 1952; LAMBE & WHITMAM, 1979; CROZIER, 1986) possui em um de seus termos a influência da altura da coluna saturada de solo acima da superfície de ruptura como um fator de diminuição da tensão normal (sobrecarga) e por conseguinte da própria resistência, pois isso diminui o coeficiente de fricção:

$$s = c' + (\gamma \cdot z \cdot \cos^2 \beta - u) \tan \phi \quad (2.6)$$

onde:

s = resistência ao cisalhamento (KN/m²)

c' = coesão efetiva (sem a parcela de coesão gerada pela sucção) (KN/m²)

γ = peso específico do material (KN/m³)

z = profundidade do plano de ruptura (m)

β = ângulo da vertente (°)

ϕ = ângulo de atrito interno dos materiais (°)

u = pressão neutra, determinada a partir da altura (h) da coluna de água (m) acima da superfície de ruptura multiplicada pelo peso específico da água (KN/m^3)

O termo $(\gamma.z.\cos^2 \beta - u)$ corresponde à tensão normal efetiva, resultante da diferença entre a tensão normal total (σ) e a pressão neutra (u). Dessa forma, quanto maior for a coluna de solo saturado (poro-pressões positivas) acima da superfície de ruptura diminui o coeficiente de fricção e, portanto a resistência do solo (LAMBE & WHITMAM, 1979).

A pressão da água preenchendo os poros pode ser muito aumentada quando um solo saturado é submetido a um esforço cisalhante e a água não tem possibilidade de drenar para fora do perfil, tal situação é chamada por alguns autores de carregamento não drenado. Este fenômeno pode ser encontrado nas encostas naturais quando um movimento de massa inicial deposita, de forma abrupta, detritos em um ponto do terreno com solo saturado, produzindo o efeito de um carregamento rápido, e isso é muito eficaz em produzir novas rupturas (SELBY, 1993).

Lacerda & Sandroni (1985) citam casos no Rio de Janeiro de instabilização de massas colúviais em encostas em virtude da atuação de poro-pressões positivas, inclusive, com desenvolvimento de artesianismo em alguns pontos de tais colúvios. Uma retroanálise realizada por Soares & Politano (1997) sobre os fatores desencadeadores de um deslizamento ocorrido na Serra do Mar, no Rio de Janeiro, mostrou que a principal causa deste fenômeno foi a elevação do lençol freático no colúvio que recobria o solo residual da encosta.

É possível que o solo vá modificando suas propriedades de resistência ao longo do tempo, por exemplo, Lacerda (1989) comenta sobre rupturas em solos residuais por fadiga provocada por altas taxas de deformação por causa do rastejo, o qual é resultado do desenvolvimento de variações cíclicas das poro-pressões, inclusive com poro-pressões positivas. O acúmulo de deformação produz quebras das ligações responsáveis pela coesão do solo. Carrega & Balzan (1997) também associam o rastejo por contínuos estados de poro-pressão altos à geração de rupturas em encostas argilosas.

Algumas vezes, a geração de poro-pressões positivas são ocasionadas por estruturas particulares no interior do solo, como o encontrado por Chan (1998) em uma encosta com solo derivado de granito em Hong Kong, a qual apresentava diques quase verticais de basalto que limitavam a circulação lateral da água. Durante um episódio de chuvas muito

intensas, foram desenvolvidas poro-pressões elevadas entre os dois diques, o que provocou a instabilização desse segmento da encosta.

Em alguns casos, o mecanismo de diminuição da tensão efetiva pelo aumento da pressão da água em uma coluna de material saturado não produz diretamente a ruptura, mas induz o aparecimento de outros mecanismos que causarão a instabilidade da encosta. Harp *et al.* (1990) montaram um experimento em campo, aplicando água no solo para desenvolver poro-pressões positivas e rupturas em encostas com solos rasos e com coesão derivados de xistos, gnaisses e granitos em três diferentes sítios na costa oeste dos E.U.A. Os autores perceberam que as poro-pressões positivas eram capazes de provocar fluxos de escape de água que aumentavam macroporos e retiravam partículas de solo no seu caminho. Assim, as poro-pressões se dissipavam, mas a ruptura ocorreu na linha de fluxo, pois a “Perda de resistência ao cisalhamento a partir de *piping* resulta de uma diminuição na coesão, c , mais do que em um aumento na poro-pressão da água, $\gamma_w h$. Como os pontos de contato entre os grãos são removidos ao longo da superfície de ruptura potencial, c é reduzida, e a resistência ao cisalhamento pode diminuir ainda quando as poro-pressões da água estão diminuindo antes da ruptura e por isso tendendo a aumentar a tensão normal efetiva, $\sigma - \gamma_w h$, ou σ' .” (HARP *et al.*, 1990, p. 438).

2.3.2 - PERDA DE COESÃO APARENTE

Em solos parcialmente saturados, a sucção da interface ar/água no interior dos poros fornece uma parcela de coesão denominada de coesão aparente (TERZAGHI, 1952). Filmes de água fazem a ligação entre as partículas do solo e a poro-pressão da água deve ser menor do que a poro-pressão do ar para que possa ser desenvolvida a tensão superficial (CRAIG, 1987), sendo que para a existência destas condições de poro-pressões, o solo deve ser bem drenado. Quando o conteúdo de água aumenta, começa a diminuir o efeito da sucção e portanto diminui a coesão aparente. Em estados próximos da saturação, a parcela de coesão fornecida pela sucção diminui muito e pode provocar rupturas em solos que têm sua resistência muito dependente desse parâmetro (TERZAGHI, 1952; FREDLUND *et al.*, 1978; VARGAS *et al.*, 1986; FREDLUND, 1987; FREDLUND & RAHARDJO, 1993).

É possível que movimentos de massa do tipo translacional planar que ocorram nas encostas de lugares como a Serra do Mar tenham como mecanismo desencadeador a perda da coesão aparente por aumento no conteúdo de água, como foi sugerido por Wolle & Carvalho (1995) que monitoraram durante um ano e meio uma encosta que faz parte da

Serra do Mar, através da instalação de pluviômetro, piezômetros, e tensiômetros. Os autores verificaram que o lençol freático nunca alcançou as camadas superficiais da vertente, mas as tensões de sucção responsáveis por uma parcela da coesão dos materiais se apresentaram muito reduzidas ao longo de episódios pluviométricos de média e curta duração, principalmente quando havia a ação combinada dessas chuvas com outras precedentes.

Dentro da literatura de mecânica de solos, esse fenômeno da sucção aumentando a coesão dos materiais já é discutido há algum tempo, porém só recentemente alguns autores desenvolveram ensaios de laboratórios específicos e incorporaram nos cálculos de resistência ao cisalhamento e de estabilidade de talude, o efeito da sucção nos solos não saturados aumentando a coesão aparente, como apresentado por Fredlund *et al.* (1978), Fredlund (1987), Craig, (1987) e Fredlund & Rahardjo (1993). A coesão total presente no solo não saturado é obtida através da equação 2.7:

$$c = c' + c_{ap} \quad (2.7)$$

onde:

c é a coesão total (KN/m²)

c' é a coesão efetiva (KN/m²) referente às ligações entre as partículas do solo sem a participação da água.

c_{ap} é a coesão aparente definida pela equação 8.

$$c_{ap} = (u_a - u_w) \tan \phi^b \quad (2.8)$$

onde

u_a é a poro-pressão do ar (KN/m²)

u_w é a poro-pressão da água (KN/m²)

ϕ^b é o ângulo de atrito interno obtido em ensaios de laboratório relativo às variações no termo $(u_a - u_w)$ quando a tensão efetiva é mantida constante (°)

O termo $(u_a - u_w)$ representa a sucção nos poros do solo.

Esse mecanismo de ruptura por perda de coesão aparente em encostas naturais com solos bem drenados pode ocorrer em função de chuvas muito intensas e/ou continuadas que permitam a entrada de uma frente de umedecimento no solo, como modelado por Vargas *et al.* (1986) ou por submissão do solo da encosta a novas condições hidrológicas de má drenagem, como a construção de um lago de barragem por exemplo.

2.3.3 – PERCOLAÇÃO E EXFILTRAÇÃO DE FLUXOS NAS ENCOSTAS

A percolação de fluxos subsuperficiais no interior do solo pode desenvolver pressões críticas e provocar rupturas segundo o modelo de Coulomb por diminuição do coeficiente de fricção (LAMBE & WHITMAN, 1979; CRAIG, 1987, DUNNE, 1990). Iverson & Major (1986) acreditam que essa situação é muito mais adequada para os cálculos de estabilidade do que simplesmente considerar as poro-pressões positivas. A percolação de água com direção paralela à inclinação da encosta, principalmente nas porções próximas da base onde é mais provável o aumento da vazão e do gradiente hidráulico, pode diminuir a tensão efetiva (LAMBE & WHITMAN, 1979). A coesão também pode ser reduzida nos materiais de solo por onde atravessa o fluxo em função da retirada de partículas cimentantes.

A força de percolação é influenciada pela vazão do fluxo e por parâmetros como a condutividade hidráulica do solo, no entanto é dependente do gradiente hidráulico. A força de percolação desenvolvida em solo isotrópico pode ser expressa através da seguinte equação (LAMBE & WHITMAN, 1979; CRAIG, 1987).

$$j = i\gamma_w \quad (2.9)$$

onde

j é a força de percolação, definida como força por unidade de volume (KN/m³)

i é o gradiente hidráulico

γ_w é o peso específico da água (KN/m³)

O gradiente hidráulico representa a diferença de carga hidráulica (energia potencial da água) entre dois pontos na encosta, dividida pela distância entre esses pontos (TERZAGHI & PECK, 1973; LAMBE & WHITMAN, 1979; CRAIG, 1987):

$$i = \frac{h_1 - h_2}{L} \quad (2.10)$$

onde

i é o gradiente hidráulico

h_1 e h_2 são as cargas hidráulicas (mH₂O)

L é a distância entre as posições das cargas hidráulicas(m)

Obs.: o significado físico da carga hidráulica será detalhado mais adiante quando for discutida a dinâmica hidrológica da encosta.

Como observado nas equações acima, a força de percolação é calculada a partir do gradiente hidráulico, portanto esse parâmetro é muito importante para se conhecer o poder erosivo da percolação do fluxo. Quando existe uma face livre por onde o fluxo extravasa, seu gradiente hidráulico aumenta e seu poder erosivo também. Freeze (1974) denominou o afloramento em superfície da água da zona saturada de exfiltração. A existência de uma frente livre para o fluxo, ou seja, com pressão atmosférica, aumenta muito o seu gradiente de pressão, pois a água no interior do solo pode estar submetida a pressões maiores ou menores do que a pressão atmosférica. O aumento do gradiente de pressão aumenta o gradiente hidráulico e, portanto, a força de percolação no interior do solo, como foi observado na equação 9. Na frente livre de saída do fluxo, o poder erosivo da força de percolação é maior e as paredes podem sofrer colapso.

Tal colapso em solos coesivos pode ocorrer devido a rupturas seguindo o modelo de Coulomb ou devido à retirada de partículas menores e mais instáveis no arranjo do solo com conseqüente abertura de dutos (*piping*) que, eventualmente, podem ter seus tetos instabilizados (DUNNE 1990; DIETRICH & DUNNE; 1993) ou, ainda, devido à retirada de partículas cimentantes (RODRIGUES & VILAR, 1984), ocasionando a perda de coesão. Para solos não coesivos, o colapso dos materiais do solo na saída do fluxo pode ser devido ao arraste das partículas ou à liquefação do solo (TERZAGHI, 1952; RODRIGUES, 1984).

Chan (1998) relacionando alguns casos de movimentos de massa em Hong Kong, comenta sobre um deslizamento ocorrido em uma encosta com solo raso derivado de rochas vulcânicas que foi causado por percolação de fluxos subsuperficiais paralela à superfície do terreno.

Experimentos de laboratório realizados por Rodrigues (1984) demonstraram a liquefação do solo sem coesão na saída do fluxo. O autor utilizou um modelo reduzido de

encosta com solo arenoso, retirado de uma voçoroca, submetido à percolação durante trinta horas, no final das quais, o solo da base do modelo havia se liqüefeito.

O fenômeno de exfiltração de fluxos de água provocando movimentos de massa na parede de saída foi observado por Onda (1994), em um estudo sobre o desenvolvimento de cabeceiras de vales em anfiteatros na localidade de Obara, Japão. O autor verificou que fluxos subsuperficiais exfiltravam através de dutos no contato entre as vertentes íngremes do anfiteatro e seu fundo chato, não existindo desenvolvimento de poro-pressões positivas ao longo das vertentes, a não ser na sua base. A evolução desses anfiteatros é influenciada pela atuação de processos de deslizamentos que ocorrem nas paredes de saída da frente de exfiltração por causa da retirada de suporte basal e da alta declividade que resulta nessas paredes. Esse processo tem retroalimentação positiva, pois quanto mais erosão acontece na saída de água, mais água tem possibilidade de fluir para essa saída, resultando em maiores vazões exfiltrando e, portanto, com maior poder erosivo.

A exfiltração de fluxos subsuperficiais provocando a instabilização da encosta pode ser causada pelo fenômeno descrito por Terzaghi (1952), que consiste na elevação e no posterior rebaixamento rápido do lençol em condições excepcionais sem que a superfície piezométrica no interior da encosta acompanhe o rebaixamento do nível da água livre. Isso forma um gradiente hidráulico com significativa magnitude que gera um fluxo com força de percolação da encosta para o canal. Este tipo de fenômeno é comum nas margens de barragens e lagos de represa e pode ocorrer em margens de rios por enchentes ou em zonas costeiras por subidas rápidas do nível do mar (SELBY, 1993; LAMBE & WHITMAN, 1979; CRAIG, 1987; entre outros).

Trabalhando com modelos matemáticos, Iverson & Major (1986) concluíram que a força de percolação atuando de maneira uniforme e contínua sobre uma encosta plana com solo homogêneo, isotrópico e sem coesão é capaz de provocar a liquefação estática dos materiais por onde se desenvolve o fluxo sob condições de percolação na direção vertical para cima e sob uma determinada magnitude do gradiente hidráulico. Em situações com vetores (magnitude e direção) de gradiente hidráulico diferentes, rupturas podiam ocorrer segundo o modelo de Coulomb (ruptura ao longo de uma superfície), mas os autores encontraram em muitos casos, resultados que indicam que enquanto esse tipo de ruptura estava ocorrendo, os materiais já estavam ao mesmo tempo se liqüefazendo.

A água que provoca a ruptura nos mecanismos citados anteriormente, como perda de coesão aparente por diminuição da sucção, aumento absoluto das poro-pressões, percolação e exfiltração de fluxos subsuperficiais pode ser associada ao lençol regional ou a uma zona saturada suspensa formada acima de camadas menos permeáveis e/ou em pontos com topografia convergente. As zonas saturadas vão ser alimentadas por infiltração direta da água da chuva ou pela chegada de fluxos subsuperficiais.

Para compreender melhor essas fontes de água que podem provocar rupturas, a dinâmica hidrológica da encosta precisa ser melhor compreendida. Dessa forma, a seguir serão apresentadas algumas considerações sobre a hidrologia de encostas.

3 – DINÂMICA DA ÁGUA NO INTERIOR DAS ENCOSTAS

Acompanhando o ciclo hidrológico é possível observar que parte da água que chega na superfície da terra vinda da atmosfera é infiltrada no solo e se estabelece no meio poroso. Quando ela preenche todos os poros no interior do solo e de formações geológicas, constitui a zona saturada ou lençol de água (COELHO NETTO, 1994). A zona saturada pode estar em contato com a atmosfera através de poros abertos no solo ou estar confinada sob formações superficiais e/ou geológicas impermeáveis. O limite superior da zona saturada que não está confinada é o nível freático.

Dunne & Leopold (1978) explicam que toda a água da zona saturada está sob pressões maiores do que a atmosférica, ou seja, possui poro-pressões positivas, com exceção do nível freático, que está sob a pressão atmosférica. À medida que se leva em consideração pontos mais profundos no interior da zona saturada, maior é a coluna de água que está sobre esses pontos e maiores serão as pressões sobre eles em relação à pressão atmosférica. Para zonas saturadas confinadas, as pressões podem ser ainda maiores do que somente o peso da coluna de água acima de um ponto considerado.

Acima do nível freático, a água divide os espaços porosos do solo com o ar, esta área é chamada de zona vadosa (STEPHENS, 1996). Nesta zona, a água está sob condições não saturadas e submetida a pressões subatmosféricas, pois ela se mantém nos poros menores junto das partículas sólidas contra a gravidade que a puxa para baixo. Tal fenômeno é consequência dos mecanismos de retenção, como adsorção, tensão superficial e adesão. A adsorção da água nas superfícies sólidas dos grãos do solo ocorre por forças eletrostáticas entre a molécula da água e as superfícies carregadas das partículas do solo, enquanto a tensão superficial e a adesão constituem as forças de capilaridade que se desenvolvem respectivamente na interface ar-líquido e líquido-sólido (REICHARDT, 1978). A adsorção e a capilaridade são fenômenos que deixam a água em estados de pressão subatmosféricas e por isso essas pressões são chamadas de tensão ou sucção (REICHARDT, 1978; HILLEL, 1980).

3.1 – ESTADOS DE ENERGIA DA ÁGUA NO INTERIOR DO SOLO

Como toda matéria na natureza, a água no solo está submetida a dois principais estados de energia: a energia cinética e a energia potencial.

O cálculo da energia cinética envolve as grandezas de massa e o quadrado da velocidade de um corpo, contudo a massa é considerada constante. No caso da água no interior do solo, sua energia cinética pode ser considerada negligenciável, pois seu deslocamento nos poros é muito lento.

A energia potencial refere-se à posição do corpo em um campo de referência ou à sua condição interna. É o potencial do corpo para realizar trabalho. A energia potencial da água no solo é de grande importância na determinação do seu estado e de seu movimento (HILLEL, 1980). Por este motivo é importante determinar os potenciais da água no solo no estudo do seu movimento e, por conseguinte na sua atuação nos processos erosivos.

A energia potencial total da água no solo, ou simplesmente potencial total, é obtido a partir da soma de diferentes componentes relacionados as interações entre a água e o meio poroso onde ela se encontra, como a capilaridade e a adsorção citadas anteriormente (potencial de pressão), ou à sua interação com os solutos que dissolve (potencial osmótico) ou ainda à sua posição em relação ao campo gravitacional terrestre (potencial gravitacional) ou aos campos magnético (potencial magnético) e elétrico (potencial elétrico). Desses componentes, os mais expressivos no cálculo da energia potencial total da água no solo são o potencial de pressão e o potencial gravitacional (REICHARDT, 1978; HILLEL, 1980). A energia potencial da água no solo pode também ser chamada de potencial total e as unidades utilizadas podem ser as de pressão ou de peso. Neste último caso, o potencial total pode ser simplificado para a altura de uma coluna de água acima de determinado ponto, pois o potencial total é o produto da massa da água pela aceleração da gravidade e pela pressão imposta por uma coluna de água e, desta forma, quando dividido pelo peso, o qual é a massa do corpo pela aceleração da gravidade, resulta apenas na altura da coluna de água. Assim expresso, o potencial total pode ser chamado de carga hidráulica e ela é encontrada através da equação 3.1 (REICHARDT, 1978).

$$\psi_t = \psi_g + \psi_p \quad (3.1)$$

onde:

ψ_t é o potencial total da água no solo (cmH₂O)

ψ_g é o potencial gravitacional (cmH₂O)

ψ_p é o potencial de pressão (cmH₂O)

Obs.: A unidade cmH₂O é a unidade de peso, ou seja, a altura da coluna de água acima de um determinado ponto.

O potencial de pressão (Ψ_p) diz respeito as pressões a que a água está submetida dentro do sistema poroso, ele é nulo quando a água está submetida à pressão atmosférica, é negativo quando está sob pressões subatmosféricas e positivo quando está sob pressões acima da atmosférica (REICHARDT, 1978; KNAPP, 1978; HILLEL, 1980). Quando o potencial de pressão é negativo é também chamado de potencial matricial, potencial de tensão, sendo que ele representa os valores da sucção presente no solo transformados em valores negativos, uma vez que os valores de sucção são positivos. Em relação ao potencial de pressão total, o potencial matricial vai perdendo importância na soma resultante à medida que o solo vai aumentando o seu conteúdo de umidade, pois a sucção vai diminuindo (REICHARDT, 1978; KNAPP, 1978; HILLEL, 1980).

O potencial gravitacional (Ψ_g) representa a posição de um dado ponto no campo gravitacional terrestre. Esse potencial é obtido a partir da elevação do ponto considerado em relação a outro ponto escolhido arbitrariamente como um *datum* (REICHARDT, 1978; HILLEL, 1980).

3.2 – MOVIMENTO DA ÁGUA NO INTERIOR DO SOLO

O movimento da água no meio poroso do solo ocorre em função da diferença de carga hidráulica, no sentido do decréscimo da carga, ou seja, do maior potencial total para o menor potencial total.

O fluxo de água em um solo saturado e homogêneo pode ser descrito nos termos da Equação de Darcy (REICHARDT, 1978, HILLEL, 1980), onde a taxa de descarga do fluxo de água (q), ou seja, o volume (v) de água ao longo do tempo (t), é diretamente proporcional à secção transversal (A) da amostra por onde passa esse fluxo e à diferença de potenciais totais entre dois pontos (ΔH) e inversamente proporcional à distância (L) entre esses pontos. A Figura 3.1 esquematiza o raciocínio anterior juntamente com a equação 3.2.

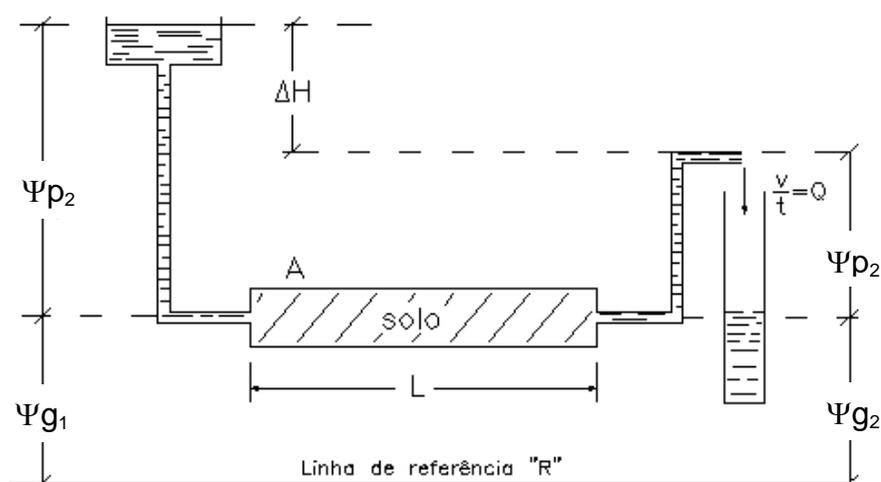


Figura 3.1 – Fluxo saturado de água em uma amostra de solo homogêneo e isotrópico sob um determinado gradiente hidráulico (Modificado de Hillel, 1980).

$$Q = \frac{v}{t} \propto A \frac{\Delta H}{L} \quad (3.2)$$

Quando se considera a descarga Q por unidade de área A , a equação anterior pode ser escrita como:

$$q = \frac{\Delta H}{L} \quad (3.3)$$

O termo $\Delta H/L$ expressa a diferença da carga hidráulica ao longo da distância entre dois pontos considerados, sendo denominado de gradiente hidráulico, o qual pode ser considerado como o motor do deslocamento da água no solo. Porém outros fatores interferem no deslocamento da água no meio poroso, como o tamanho e a intercomunicabilidade dos poros ou a temperatura da água, entre outros, ou seja, propriedades do meio e propriedades do fluido (água). A influência dessas propriedades foram reunidas pelo engenheiro francês H. Darcy em uma constante de proporcionalidade denominada condutividade hidráulica (K) (REICHARDT, 1978, HILLEL, 1980). Portanto, a equação de fluxo descrita acima pode ser expressa na forma da Equação de Darcy para fluxos saturados e laminares (Equação 3.4).

$$q = -K \left(\frac{\Delta H}{L} \right) \quad (3.4)$$

onde,

q é a descarga ou o volume de fluxo passando através da secção transversal em determinado período de tempo (cm/s).

K é a condutividade hidráulica (cm/s)

A é a área da secção transversal analisada (cm²)

ΔH é o gradiente hidráulico

L é a distância percorrida pelo fluxo (cm)

Obs.: O sinal negativo significa a perda de carga hidráulica na direção do movimento

A taxa de descarga tem unidades de volume por área e por tempo, assim cm³.cm⁻²/s ou simplificando cm/s, ou seja, assume unidades de velocidade.

A condutividade hidráulica varia com o conteúdo de umidade do solo, ela assume valores máximos quando o solo tem seus poros completamente preenchidos por água, ou seja, solos saturados, e vai diminuindo de acordo com a perda de umidade em solos não saturados. Em solos saturados, o potencial gravitacional é mais importante no desenvolvimento do gradiente hidráulico e conseqüentemente no fluxo, enquanto em solos não saturados, o potencial matricial passa a ter maior importância na direção e intensidade do fluxo (Reichardt, 1978, Hillel, 1980).

Para solos não saturados a Equação de Darcy é expressa como:

$$q = -K(\theta) \left(\frac{\Delta H}{L} \right) \quad (3.5)$$

onde,

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica não saturada, variando em função do conteúdo de umidade do solo

ΔH = diferença de valores de potencial matricial entre dois pontos em solos não saturados

O fluxo de água em materiais não saturados se faz de forma diferenciada daquele em material saturado, pois nesse último, todos os poros podem transmitir água, enquanto em condições de não saturação, somente os poros menores contém água quando o teor de

umidade é baixo, porém nestes poros menores, as tensões de adsorção e capilaridade são mais atuantes e formam uma barreira ao fácil deslocamento da água seguindo a gravidade.

O caminho do fluxo não saturado é mais tortuoso e descontínuo, pois o solo em condições de drenagem está submetido a sucções (tensões) que esvaziam primeiro os poros maiores, os quais possuem maior poder de condução, iniciando a entrada de ar e desenvolvendo as tensões de adsorção e capilaridade no meio poroso. Nos poros menores, a água demora mais para drenar e permanece isolada de outros conteúdos de água armazenados em outros poros pequenos e descontínuos (HILLEL, 1980; STEPHENS, 1996). A água em solos não saturados migra de sucções mais baixas para sucções mais altas, é uma transferência de filmes mais espessos de água em torno da parede de poros para filmes menos espessos (HILLEL, 1980).

Considerando que o solo é um meio heterogêneo e anisotrópico (STEPHENS, 1996), a condutividade pode variar muito de lugar para lugar no seu interior, o que interfere no armazenamento e na transmissão da água. Essa variação da condutividade hidráulica no solo pode provocar o aparecimento de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais.

3.3 - FORMAÇÃO DE ZONAS SATURADAS E FLUXOS SUBSUPERFICIAIS

A formação de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais depende das propriedades das formações superficiais (textura, estrutura, teor de umidade) e da sua organização na encosta, da geometria da encosta (comprimento, declividade e forma) e das características do evento pluviométrico (volume, intensidade).

Atkinson (1978) relaciona diferentes tipos de fluxos subsuperficiais de acordo com a direção, conteúdo de umidade, características do sistema poroso, forma de fluxo (laminar ou turbulento):

- Fluxos saturados ou não saturados verticais: infiltração e percolação.
- Fluxos saturados ou não saturados seguindo o declive do terreno: fluxos subsuperficiais laterais (*throughflow*).

Tanto os fluxos verticais como laterais podem se desenvolver:

- a) na matriz do solo, ou seja, nos poros menores, tendo característica de fluxo laminar e sendo designado de fluxo da matriz;

b) em macroporos e pipes, como fluxo turbulento, sendo designado de fluxo preferencial.

As propriedades do solo, como textura e estrutura, condicionam a condutividade hidráulica na medida que determinam a faixa de tamanho e a interconexão dos poros, e, portanto, determinam também a quantidade de umidade presente no solo no estado não saturado, e isso influencia o parâmetro de condutividade hidráulica não saturada.

3.3.1 - *FATORES CONDICIONANTES DA FORMAÇÃO DE ZONAS SATURADAS E FLUXOS SUBSUPERFICIAIS*

Os fluxos subsuperficiais laterais rasos e zonas saturadas podem se desenvolver, segundo Whipkey & Kirkby (1978), quando estão presentes as seguintes situações:

- solos acamados, onde uma camada com textura mais grossa recobre uma camada de material mais fino.
- existência de um horizonte superficial com muitos macroporos formados por raízes, tocas de animais, fendas, etc.
- presença de camada no interior do solo com teor de umidade antecedente muito elevado.

A seguir serão relacionados de forma mais detalhada esses fatores:

a) Textura do solo

A formação de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais é explicada por Whipkey & Kirkby (1978) em função da presença de materiais acamados que constituem as formações superficiais da encosta. Os autores explicam que em lugares com inclinações suaves, onde uma camada de material com textura grossa recobre um material com textura fina, a percolação de altas taxas de água devido a precipitações elevadas pode penetrar rapidamente no material mais grosso, mas diminuir sua velocidade de infiltração no material fino, ocasionando a saturação desse material fino e a expansão dessa saturação para o material grosso acima. Isso implica na construção de uma zona saturada nas duas camadas e sob a influência da gravidade, a água pode fluir lateralmente seguindo a inclinação suave ao longo das duas camadas, porém com maior velocidade de deslocamento na camada com textura mais grossa, onde se desenvolve um fluxo subsuperficial saturado.

Em condições de drenagem, o material da camada com textura grossa drena mais rapidamente e o fluxo subsuperficial saturado desaparece, mas pode ocorrer ainda fluxo

subsuperficial não saturado na camada com textura mais fina, pois seus poros menores ainda conseguem reter água na forma de filmes em volta das partículas. Nesse caso, se não existir uma inclinação das camadas e elas estiverem em posição aproximadamente horizontal, pode ser formada uma zona saturada suspensa em relação ao lençol regional.

b) Estrutura do solo

A estruturação do solo condiciona a existência de poros maiores entre unidades fundamentais (os agregados) e poros menores no interior delas, sendo que estes últimos são função da distribuição textural (KNAPP, 1978). Assim, durante fluxos saturados, o fluxo é mais importante nos poros formados entre-agregados enquanto, nos fluxos não saturados, a água drena para os poros menores intra-agregados e flui mais lentamente. Também as diferentes direções desses poros entre os agregados são importantes no estudo do fluxo, pois, em estruturas granulares, a água se move em todas as direções, enquanto em solos com estrutura prismática, o movimento preferencial da água é vertical, uma vez que esta é a direção da maior dimensão do agregado, o mesmo ocorrendo em estruturas laminares, onde o fluxo terá uma direção preferencial horizontal, apesar de sempre se levar em conta também o gradiente hidráulico (KNAPP, 1978).

c) Presença de Macroporos e Dutos

A presença de macroporos e dutos no interior do solo também condiciona os fluxos subsuperficiais e são capazes de alimentar zonas saturadas. Os macroporos e os dutos podem se originar de atividades biológicas, como o desenvolvimento de raízes, o caminho e as tocas escavados por animais, ou a abertura de fendas de contração ou de tração. Dunne (1990) explica que a água percolando no interior do solo em condições não saturadas flui através dos poros da matriz, evitando os macroporos, porém durante condições saturadas (até mesmo localmente) o gradiente de pressão muda, ou seja, passa a ser positivo, e os macroporos passam a transmitir água em taxas maiores do que os poros da matriz do solo.

Apesar da água percolar no solo seguindo os menores potenciais, os quais estão nos poros menores quando em condições não saturadas, ela pode penetrar diretamente em macroporos ou dutos em alguns casos, como quando existem algumas aberturas na superfície do terreno sob ação do escoamento superficial ou quando uma camada saturada superior permitem que a água caia diretamente no interior de macroporos ou dutos de uma camada inferior. Nestes dois casos, a água possui elevadas pressões positivas sobre si.

É possível que os macroporos ou dutos possam ser formados ou aumentados pela própria atuação do fluxo subsuperficial e, esse fenômeno é denominado por Dunne (1990) de *tunnel scour*. Tal fenômeno ocorre quando o fluxo de água cai diretamente no interior do macroporo ou duto, o que provoca uma tensão cisalhante na base da abertura levando a rupturas. Da mesma forma, a existência de fluxos preferenciais no seu interior, com característica de fluxos turbulentos, provoca erosão nas suas paredes e na sua base. Neste último caso, ocorre a erosão interna das paredes dos macroporos em função da aplicação de uma tensão cisalhante pelo gradiente do fluxo, seguida da lavagem dos materiais.

A água que infiltra e preenche macroporos se propaga rapidamente para baixo em uma velocidade que é controlada pelo diâmetro da abertura, contudo esta água pode também se manter neles em condições de poro-pressões positivas, caso a matriz em volta seja relativamente pouco permeável (STEPHENS, 1996) ou, ainda, pode se difundir para a matriz se ela for relativamente permeável e/ou o gradiente de pressão for elevado entre ela e os macroporos. O fluxo em macroporos alimentando a matriz do solo pode gerar um fluxo laminar em condições saturadas ou não saturadas que, por sua vez, pode gerar zonas saturadas suspensas ou alimentar o lençol freático.

d) Descontinuidades no Interior do Lençol Freático

Os fluxos no interior do lençol regional são lentos e sempre saturados, com baixos gradientes (WHIPKEY & KIRKBY, 1978). No entanto, é possível que a existência de descontinuidades com maior condutividade hidráulica no interior dos materiais do aquífero possam desenvolver linhas preferenciais de fluxo com maiores gradientes hidráulicos, e, portanto com maior força de percolação (SELBY, 1993). Tais descontinuidades podem ser criadas por intemperismo diferencial ou por processos de pedogênese ao longo do tempo, gerando maior porosidade e permeabilidade em determinadas zonas do aquífero.

e) Organização e Natureza dos Materiais da Encosta

O conhecimento da organização das formações superficiais na encosta permite identificar descontinuidades verticais e laterais nas propriedades da cobertura móvel (solo, rocha alterada, colúvio, alúvio) condicionando mudanças de condutividade hidráulica e o aparecimento de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais (MEIS *et al.*, 1985; FERNANDES, 1990, SALOMÃO, 1993, entre outros). Algumas vezes, uma organização particular dos materiais das formações superficiais em uma encosta condiciona a formação

de zonas saturadas e/ou fluxos subsuperficiais em sítios onde a topografia superficial não demonstraria nenhum indício de tal ocorrência (LUIZ, 1996).

Montgomery *et al.* (1997), monitorando uma encosta íngreme e com solo de colúvio raso sobre arenito fraturado, através do uso de piezômetros e tensiômetros com medidas manuais e automatizadas, observaram na parte mais elevada do sítio que os fluxos subsuperficiais eram descendentes do colúvio para a rocha alterada subjacente e que nas partes mais baixas do sítio, o fluxo migrava da rocha alterada novamente para o colúvio e fluía lateralmente através dele para jusante. Os autores acreditam que na parte mais baixa do sítio, a rocha alterada diminuía sua quantidade de fraturas e, portanto, sua condutividade, o que obrigaria o fluxo no seu interior a se deslocar para o colúvio mais permeável acima. Os fluxos neste colúvio pareciam ter realmente percolado através das fraturas da rocha intemperizada subjacente, pois, através da análise dos elementos químicos presentes na água, foi percebido que eles eram muito mais relacionáveis à rocha do que ao colúvio (ANDERSON *et al.*, 1997). Nesse estudo fica claro a importância do conhecimento das propriedades dos materiais das formações superficiais e sua distribuição, bem como da geometria da encosta.

f) Forma da Encosta

A forma da encosta é também um fator condicionante na localização e na manutenção de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais em determinadas camadas do solo. Anderson & Burt (1978) monitoraram os potenciais de água no solo de um anfiteatro e conseguiram mapear a expansão e a contração de uma zona de saturação no fundo dessa forma, influenciada pela configuração topográfica. Whipkey & Kirkby (1978) comentando sobre a interferência da topografia na geração de fluxos subsuperficiais, colocam que em sítios onde as condições topográficas permitem a confluência de fluxos, se torna mais difícil prever uma determinada camada de menor condutividade hidráulica responsável pela geração desses fluxos. Em certos casos, os fluxos subsuperficiais rasos alimentam zonas saturadas suspensas em discontinuidades hidráulicas ou em profundidades onde a condutividade é menor do que a intensidade da chuva, ou percolam lateralmente seguindo o gradiente de potencial e em determinados pontos da encosta, como por exemplo a sua base, e podem encontrar o lençol de água regional e contribuir para a subida do nível freático (DUNNE, 1990).

g) Características do Regime de Precipitações

Apesar dos fatores condicionantes no interior do solo e na encosta para a geração de zonas saturadas suspensas e de fluxos subsuperficiais, tais fenômenos são sempre mais ativos em períodos chuvosos e podem se desenvolver, segundo Whipkey & Kirkby (1978), em profundidades diferentes dependendo da distribuição da intensidade da chuva em um determinado local. As camadas onde se formam zonas saturadas e/ou fluxos subsuperficiais podem ter apenas condutividade saturada menor que uma determinada taxa de percolação da precipitação, o que vai depender da intensidade e da duração da chuva, do conteúdo de umidade antecedente, das propriedades hidráulicas do meio, da inclinação da camada de impedimento e do comprimento da encosta (DUNNE, 1990).

Deve ser ressaltado que as mais importantes propriedades hidrológicas do solo que afetam a estabilidade das encostas são aquelas que condicionam o armazenamento e a transmissão de água em altas taxas no solo (SIDLE *et al*, 1985). O armazenamento e os caminhos da água no interior do encosta podem ser muito diferentes de lugar para lugar, por exemplo, à montante em uma encosta, a água infiltrada a partir de um episódio pluviométrico pode fluir lateralmente sob condições não saturadas e alcançar um local onde a topografia é convergente e existe uma camada menos permeável e com maior umidade antecedente e, por isso, gerar aí uma zona saturada. Se esta zona saturada se expande, a partir dela pode se formar fluxo subsuperficial saturado. Contudo, se o fluxo não saturado continuar a fluir pela encosta e receber outros fluxos, como fluxos a partir de macroporos e/ou fluxos verticais na matriz, ele pode se transformar em fluxo subsuperficial saturado e alimentar o lençol freático regional, além de várias outras possibilidades de distribuição da água nesta encosta.

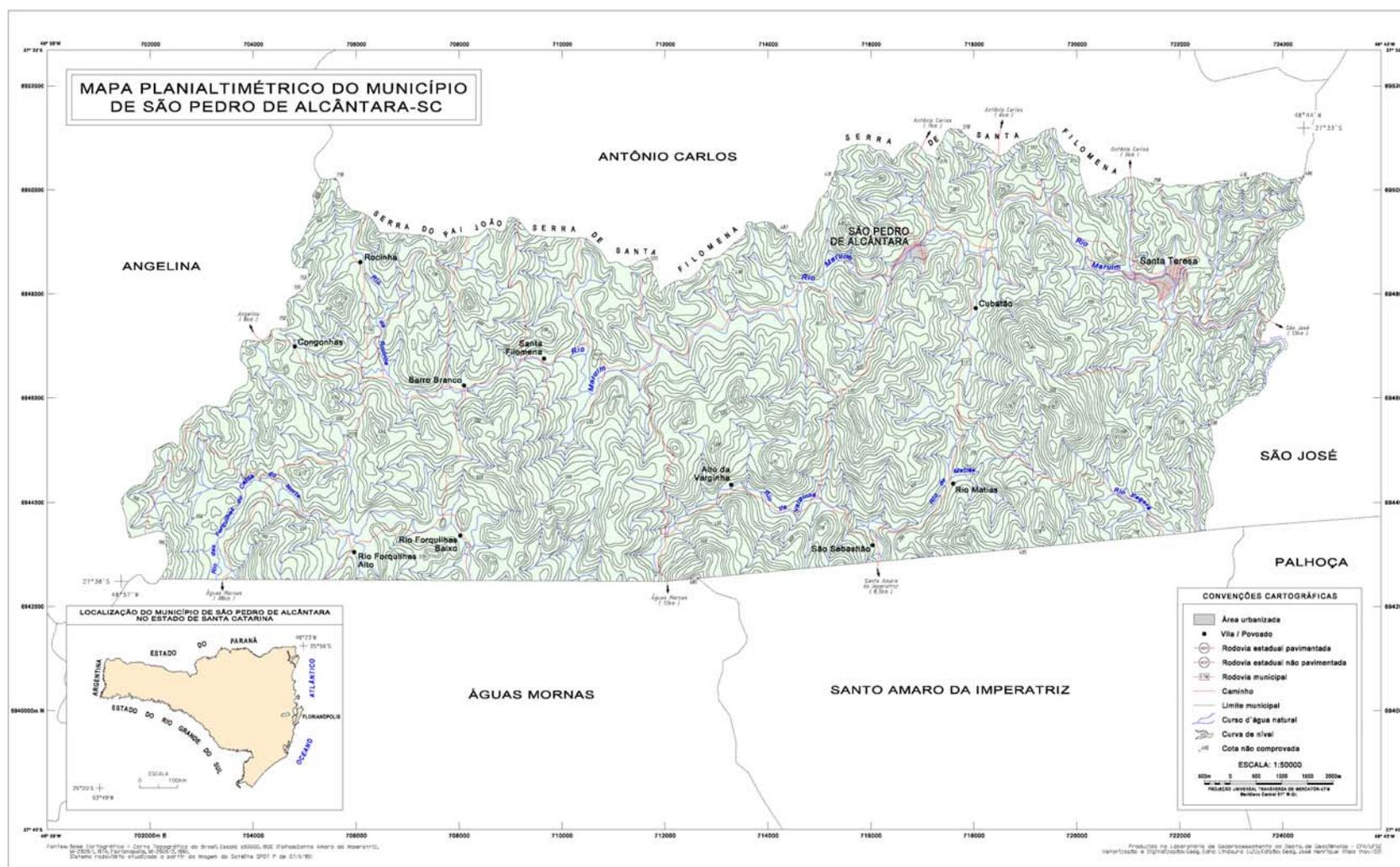
4 – MECANISMOS DE RUPTURA E FEIÇÕES DE EROSÃO NA LOCALIDADE DE SANTA TERESA E NO DISTRITO SEDE DE SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir da realização de mapeamentos e de pesquisas de campo e bibliográfica acerca dos casos de rupturas e de feições de erosão presentes na localidade de Santa Teresa e no distrito sede de São Pedro de Alcântara. Serão analisadas as condicionantes ambientais destes lugares, responsáveis pela sua susceptibilidade no desenvolvimento de feições de erosão, tais como alguns aspectos do seu clima, da sua geologia, da sua dinâmica geomorfológica, da natureza e organização dos seus horizontes do solo e de alteração. É ressaltado também o uso e a ocupação do solo, os quais muitas vezes são inadequados ao ambiente, como por exemplo: a criação de gado ou realização de cortes e aterros sem critério nas áreas urbanas. Cada um destes aspectos contribui para algum tipo de mecanismo de ruptura na área. Em seguida, será descrito cada caso de ruptura observado nas áreas de estudo, procurando-se relacionar suas causas e condicionantes ambientais locais. A partir deste capítulo tem - se uma visão geral da dinâmica do ambiente e dos casos de ruptura presentes em Santa Teresa e no distrito sede de São Pedro de Alcântara. Porém, algumas questões levantadas demonstram a necessidade de se empreender estudos mais detalhados sobre a natureza e organização das formações superficiais das encostas, bem como da sua dinâmica hidrológica.

As fotos citadas ao longo do texto serão apresentadas no final do capítulo.

4.1 – SÃO PEDRO DE ALCÂNTARA: LOCALIZAÇÃO E ASPECTOS GERAIS DA OCUPAÇÃO

O município de São Pedro de Alcântara se localiza no centro - leste do Estado de Santa Catarina, entre as coordenadas de 27° 33' e 27° 38' Lat. S e 48° 44' e 48° 57' Long. W, aproximadamente (Mapa 4.1). Sua ocupação se iniciou há cerca de 150 anos com a primeira corrente migratória alemã no estado de Santa Catarina. Os colonos se estabeleceram no vale do rio Maruim e chegaram ao local que hoje é o município de Angelina. A população atual de São Pedro de Alcântara é, na sua maioria, descendente destes colonos alemães, porém, muito da cultura de origem se perdeu. Num primeiro momento, os imigrantes desmataram a área e começaram a desenvolver atividades agrícolas e de pecuária para a subsistência.



Obs.: Este mapa está reduzido da sua escala original

Mapa 4.1 - Mapa planialtimétrico do município de São Pedro de Alcântara

Em meados do século XX, havia no lugar engenhos de farinha e de cana, além de serrarias que utilizavam madeiras da própria região, segundo informações obtidas através de entrevistas com moradores. Atualmente, existem ainda algumas serrarias no município, mas estas utilizam madeira trazida de outras áreas. Diversos engenhos foram abandonados e a atividade agrícola diminuiu, cedendo espaço à pecuária extensiva. A retração da atividade agro-pastoril na área pode ser explicada através do empobrecimento das terras em virtude da erosão, da procura da população mais jovem por empregos nos setores secundário e terciário em municípios próximos. Grandó (1995) constatou, através de pesquisa em uma localidade próxima à São Pedro, que a implementação de leis de defesa do meio ambiente, impedindo o corte de árvores, e as exigências da vigilância sanitária sobre a manufatura de produtos como: farinha de mandioca, aguardente e melado, entre outros, também contribuíram para a retração das atividades agro-pastoris e de manufatura em toda a região.

São Pedro de Alcântara é atravessado pela rodovia SC 407, que dá acesso aos municípios da serra catarinense, principalmente Angelina, o que permitia a existência de certa atividade comercial na região. Entretanto, com a abertura ao tráfego da Rodovia BR 282 na década de 1980, o caminho por São Pedro foi abandonado e as atividades comerciais associadas desapareceram. Assim, as atividades econômicas em São Pedro, atualmente, são muito pouco expressivas, e o município vem sofrendo já há algumas décadas com o êxodo (SOSTISSO, 1999).

A emancipação de São Pedro de Alcântara do município de São José, ocorrida em 1994, e sua elevação à condição de município com a instalação da prefeitura em 1997, criaram a expectativa entre os moradores de São Pedro de que, com planejamento e iniciativa política, novas atividades econômicas poderiam ser desenvolvidas na área, como por exemplo, o turismo. Um dos fatos que podem ser associados à emancipação do município é o pequeno aumento das áreas urbanas, principalmente nos seus núcleos mais populosos, os quais são o distrito sede e a localidade de Santa Teresa.

A área de estudo desta tese compreende os núcleos urbanos de Santa Teresa e do distrito sede de São Pedro de Alcântara, situados no médio vale do Rio Maruim. Nestes locais, está ocorrendo uma pressão da população em geral e também do poder público para a ocupação das encostas, uma vez que as áreas mais planas ou já estão ocupadas ou estão na planície e são susceptíveis a sofrer enchentes (ZABOT, 1999). É perceptível o aparecimento, junto à sede do município, casos de terraplenagem e de desmonte de

encostas para a alocação de loteamentos urbanos, aumentando, desta forma, os riscos de instabilidade na área, pois tais atividades são realizadas sem critério algum e sem o devido conhecimento do ambiente. A seguir serão descritas algumas características ambientais condicionantes do aparecimento e da evolução dos processos erosivos nos núcleos urbanos de Santa Teresa e do distrito sede de São Pedro de Alcântara.

4.2 – ASPECTOS AMBIENTAIS CONDICIONANTES DAS FEIÇÕES DE EROÇÃO E DOS CASOS DE RUPTURA NA ÁREA

4.2.1 – *CLIMA*

O clima do município é do tipo Cfa, segundo a classificação de Köeppen (SANTA CATARINA, 1986), de zona intermediária subtropical, com chuvas bem distribuídas ao longo do ano, apresentando médias anuais entre 1700 - 1800 mm. As temperaturas médias ficam entre 18°C no inverno e 24°C nos meses de verão. Como as características das precipitações são condicionantes muito importantes para a ocorrência de movimentos de massa e casos de erosão em geral, elas serão o aspecto do clima mais discutido neste item.

Deve ser ressaltado que as médias anuais regionais de precipitação citadas variam muito de lugar para lugar em função da localização em relação ao sistema atmosférico que provoca a precipitação e à configuração do sítio. A análise dos dados de precipitação provenientes da estação meteorológica do município de Antônio Carlos, distante 6,5 km da sede de São Pedro de Alcântara, mostra uma média anual de 1973,57 mm para uma série de 24 anos. Este valor é maior do que a média apresentada para a região. Por outro lado, Herrmann (1999) encontrou uma média anual de 1439,12 mm de precipitação para 71 anos de dados no município de São José, também vizinho de São Pedro de Alcântara, contudo, esta estação é mais distante da sede de São Pedro e se encontra junto ao litoral.

Segundo Herrmann (1999), os meses de verão (janeiro, fevereiro e março) são os mais chuvosos, com 35% do total das precipitações, seguidos dos meses de primavera (outubro, novembro e dezembro), com 25 % do total e dos meses de outono (abril, maio e junho), com 20%. Já os meses de inverno são os menos chuvosos (julho, agosto e setembro) representando apenas 19% do total de precipitações anuais.

Em função da localização do município em latitudes médias e próximo ao litoral, a ocorrência de precipitações, sua intensidade e frequência, estão condicionadas ao sistema

de circulação atmosférica regional, com atuação das massas de ar tropicais, equatorial e frias e das frentes (encontros de massas de ar com propriedades diferentes), principalmente a frente fria. As principais massas de ar atuantes na região onde está inserido São Pedro de Alcântara são, segundo Monteiro e Furtado (1995) e Herrmann (1999): tropical continental e atlântica, polar atlântica e equatorial continental.

A maior parte dos episódios de chuva observados na região ao longo do ano tem caráter frontal. A frente fria formada pelo encontro da massa tropical atlântica e da massa polar atlântica condiciona precipitações na área, porém sua atuação é diferenciada ao longo do ano em termos de localização e intensidade em virtude da influência das estações do ano e do aquecimento diferencial. Por exemplo, no verão, esta frente está mais fraca e permanece no oceano e sua presença aí organiza e intensifica a convergência tropical, provocando trovoadas com aguaceiros, principalmente no final da tarde em Santa Catarina (MONTEIRO 2001). No inverno e na primavera, esta frente é muito atuante sobre o continente e pode provocar chuvas prolongadas, principalmente se o anticiclone polar ficar bloqueado sobre o oceano próximo da costa.

Outros sistemas atmosféricos atuantes nesta região, também podem provocar precipitações, tais como frente quente de retorno, frente fria e vórtices ciclônicos. Estes sistemas foram relacionados por Herrmann (1999) aos episódios de precipitação excepcional que provocaram enchentes e deslizamentos na área do aglomerado urbano de Florianópolis. A autora verificou que os episódios com os mais elevados valores de precipitação acumulados em pouco tempo (24 horas ou menos) foram causados pela passagem da frente fria ou pela passagem da frente fria ligada a aglomerados convectivos (baixas pressões) e ainda pela frente fria estacionária (sobre o oceano), tendo sido registrados casos de deslizamentos na maioria deles. Estes episódios abrangeram totais diários entre 100 e 320 mm, sendo precedidos ou não por dias chuvosos. Herrmann (1999) cita ainda a influência do fenômeno El Niño nos episódios mais significativos de chuvas na sua área de estudo.

Tentativas de correlacionar precipitações à ocorrência de deslizamentos são geralmente efetuadas em regiões tropicais, subtropicais e temperadas (GUIDICINI e IWASA, 1976, GARLAND e OLIVIER, 1993, BROOKS *et al.*, 1994, dentre outros). Grande parte dos trabalhos conclui que a quantidade de episódios de chuva ou de dias chuvosos precedentes ao episódio pluvial crítico aumenta a probabilidade de ocorrência de deslizamentos e, também, que a ocorrência destes é mais provável no final da estação

chuvosa das áreas úmidas tropicais e subtropicais (GUIDICINI e IWASA, 1976, GUIDICINI e NIEBLE, 1984; GARLAND e OLIVIER, 1993, WOLLE, 1995).

Brooks *et al.* (1994) relacionam a intensidade e duração de chuvas à ocorrência de diferentes tipos de movimentos de massa na Escócia ocidental, em vertentes com solos do tipo podzol. Por outro lado, Johnson e Sitar (1990) comentam que a predição de limites de duração e intensidade de chuvas para desencadear deslizamentos devem levar em conta as características dos sítios de ocorrência deste fenômeno, pois os mecanismos de ruptura podem ser muito específicos. A ocorrência de chuvas excepcionais concentradas em poucas horas, sem dias chuvosos precedentes, pode desencadear rupturas generalizadas e corridas de terra e de detritos, como observado em Timbé do Sul e Jacinto Machado, no sul do estado de Santa Catarina, em dezembro de 1995 (PELLERIN *et al.* 1996). Este fenômeno foi resultado da combinação de condições atmosféricas momentâneas e de características específicas do sítio, tais como nuvens baixas carregadas de umidade vindas do oceano na mesma direção de posicionamento de vales incisos na barreira orográfica, a Serra Geral, com encostas íngremes e solos rasos (PELLERIN *et al.*, 1997).

Em São Pedro de Alcântara, Zobot (1999) encontrou a influência orográfica na intensidade e na localização do episódio pluvial excepcional de 11 de dezembro de 1998. Segundo a autora, a chuva parece ter sido mais intensa e localizada próximo às cabeceiras do rio Maruim, propagando-se como uma onda através do rio para as áreas a jusante, e provocando enchentes nas pequenas planícies ao longo do vale, onde as chuvas não foram intensas, como foi o caso das localidades do distrito sede e de Santa Teresa. Nas partes da bacia onde as precipitações foram mais intensas, se desenvolveram movimentos de massa que deixaram cicatrizes nas encostas. Vale destacar ainda que as encostas junto ao rio Maruim que não foram submetidas a estas chuvas intensas sofreram instabilidade na sua base em virtude do aumento da vazão.

Desta forma, a análise da precipitação para estudos sobre deslizamentos e evolução de feições erosivas deve levar em conta os fatores conjunturais responsáveis pelas precipitações, como: qual o sistema atmosférico que provoca as maiores precipitações? A partir de que direção este sistema provém? E, a partir destes dados, correlacionar com as características do sítio, como a presença de elevações. A análise de dados de precipitação, a partir de médias de séries históricas se mostra inadequada, pois não apresenta os episódios mais significativos. Mais importante são os eventos de anomalias pluviais e a conjuntura atmosférica que os gera, pois isto permite que se possa tecer correlações a partir

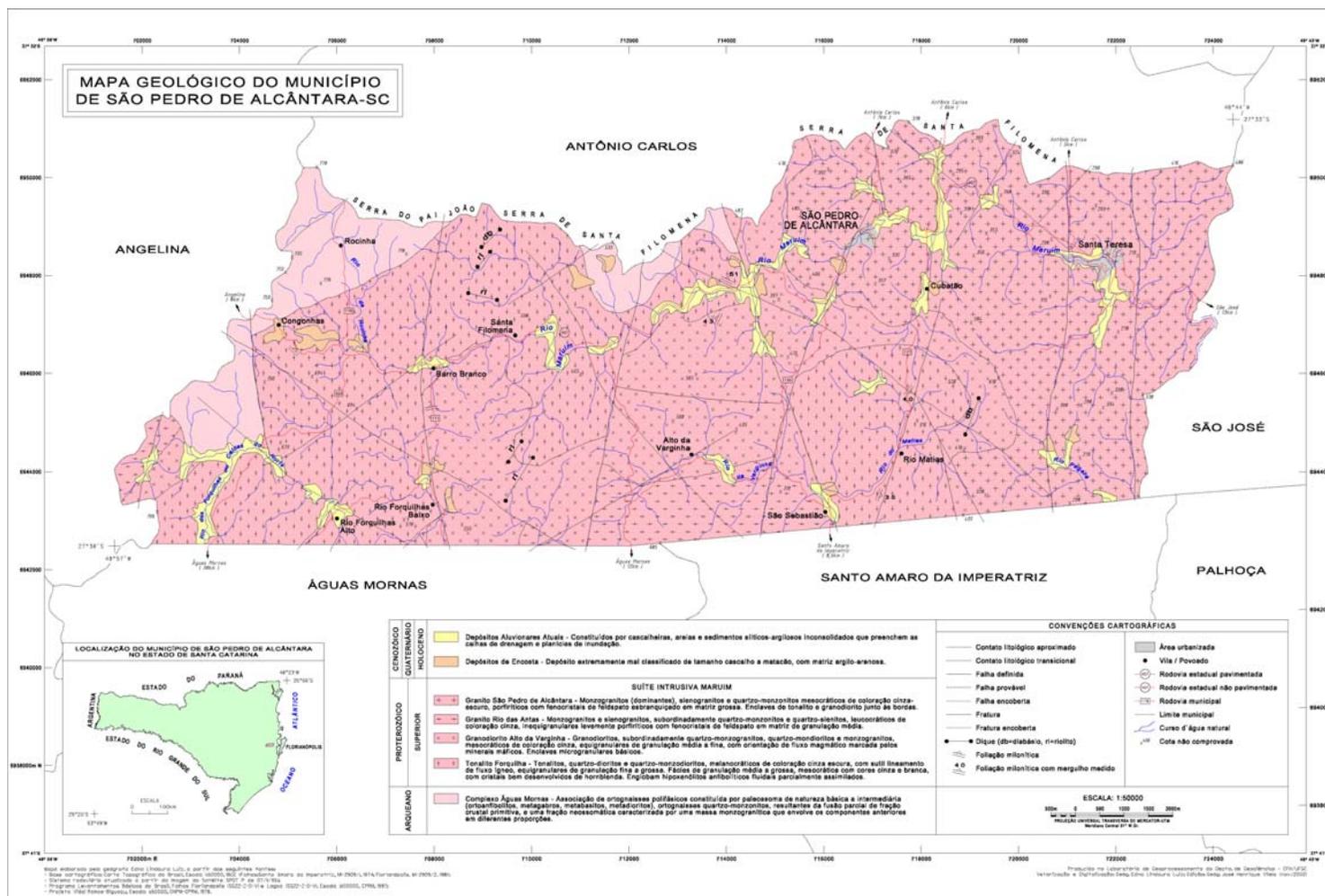
de uma análise rítmica entre dinâmica atmosférica e características das precipitações e sua possível influência sobre os mecanismos de ruptura e de erosão em geral.

4.2.2 - GEOLOGIA

O município de São Pedro de Alcântara possui como substrato geológico rochas granitóides da Suíte Intrusiva Maruim, com idade entre 700 e 600 milhões de anos, compreendendo uma origem no Proterozóico Superior e, também, rochas do Complexo Águas Mornas, com idade em torno de 2.590 ± 350 milhões de anos, se enquadrando, então, no Arqueano (ZANINI *et al.*, 1997). As rochas granitóides da Suíte Intrusiva Maruim compreendem quase a totalidade do município e estão encaixadas nas rochas do Complexo Águas Mornas, as quais formam o substrato do norte e noroeste do município (Mapa 4.2).

O Complexo Águas Mornas é formado por granitóides deformados, com freqüentes estruturas gnáissicas, passando localmente para estruturas migmatíticas (ZANINI *et al.*, 1997). Já a Suíte Intrusiva Maruim é formada por quatro unidades litológicas de granitóides com composição calcálica, que se diferenciam pela quantidade de plagioclásios cálcico-sódico, de minerais máficos e de quartzo e feldspato alcalino; são elas: Tonalito Forquilha, Granodiorito Alto da Varginha, Granito Rio das Antas e Granito São Pedro de Alcântara. À medida que se passa do Tonalito Forquilha até o Granito São Pedro de Alcântara se tem rochas mais félsicas e mais ácidas, enquanto nos gnaisses, bandas félsicas e máficas estão no mesmo corpo (ZANINI *et al.*, 1997).

A unidade litológica Granito São Pedro de Alcântara constitui o substrato do distrito sede do município e da localidade de Santa Teresa. Esta unidade é constituída por monzogranitos porfíricos, mas podem também ocorrer desde quartzo-monzonitos até sienogranitos (ZANINI *et al.*, 1997), ou seja, existem variações nas proporções de ocorrência dos principais componentes mineralógicos que são o feldspato alcalino, o quartzo, o plagioclásio e a biotita. Estas rochas podem apresentar ainda como minerais acessórios, anfibólios e moscovita. Um sienogranito apresenta uma quantidade muito maior de feldspato (alcalino ou plagioclásio) e muito menor de quartzo do que um granito propriamente dito, enquanto um monzogranito possui maior quantidade de feldspatos, com aproximadamente a mesma quantidade de plagioclásios e feldspato alcalino, e pouco quartzo em relação ao granito.



Obs.: Este mapa está reduzido da sua escala original

Mapa 4.2 - Mapa geológico do município de São Pedro de Alcântara

Tendo em vista, a menor presença de quartzo e a maior quantidade de feldspatos (principalmente os plagioclásios) em sua composição, essas rochas são muito susceptíveis ao intemperismo.

Estas rochas são mesocráticas, com coloração cinza – escuro e granulação grosseira, com presença de fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásios. A textura porfírica é interrompida, principalmente na área de estudo, por enclaves de outras litologias, como do Tonalito Forquilha e do Granodiorito Alto da Varginha (ZANINI *et al.*, 1997). Localmente, essa unidade apresenta bandeamentos claros e escuros e granulação que varia de fina a grossa. A Foto 4.1 mostra um bloco do Granito São Pedro de Alcântara com uma passagem abrupta de uma fase de granulação fina e coloração mais clara para uma outra com granulação mais grossa e com cor mais escura, além de apresentar mais e maiores fenocristais.

A região de ocorrência dos granitóides é muito fraturada e falhada, sendo que muitos segmentos de cristas e vales seguem uma orientação estrutural. Os lineamentos possuem como direção preferencial N - S, ou mais especificamente, NE – SW, NW – SE, porém, existem lineamentos secundários de direção E – W, conforme mostram o Mapa Geológico, a Figura 4.1 e os Mapas de Lineamentos presentes nos núcleos urbanos do distrito sede e de Santa Teresa (Mapas 4.3 e 4.4, respectivamente). Os mapeamentos citados permitem visualizar estas feições a partir de diferentes escalas, assim um lineamento visto em uma escala de menor detalhe, torna-se um feixe de lineamentos nas escalas mais detalhadas. Por exemplo: na imagem de satélite e no Mapa Geológico ocorre um lineamento de direção N – S a oeste da sede de São Pedro de Alcântara (localidade de Boa Parada), no entanto, no Mapa de Lineamentos com escala de maior detalhe, este mesmo lineamento é visto como um conjunto de linhas.

Diques de diabásio e de riolito são encontrados preenchendo antigas linhas de fraqueza com direção predominante de SW - NE. Trainini *et al.*(1978) encontraram, durante levantamento de campo, rochas com indícios de esforços tectônicos e mineralizações secundárias ao longo do perímetro de Santa Teresa, do distrito sede de São Pedro e em áreas próximas. Os autores citam catáclases, silificação, quebra de grãos minerais e até milonitização e brechas. A Foto 4.2, relativa a um corte em uma encosta do distrito sede de São Pedro, mostra o manto de alteração do granito São Pedro de Alcântara, o qual apresenta pequenos lineamentos preenchidos por materiais com alteração diferente daqueles do entorno. Estes lineamentos estão preenchidos por veios quartzo-feldspáticos.

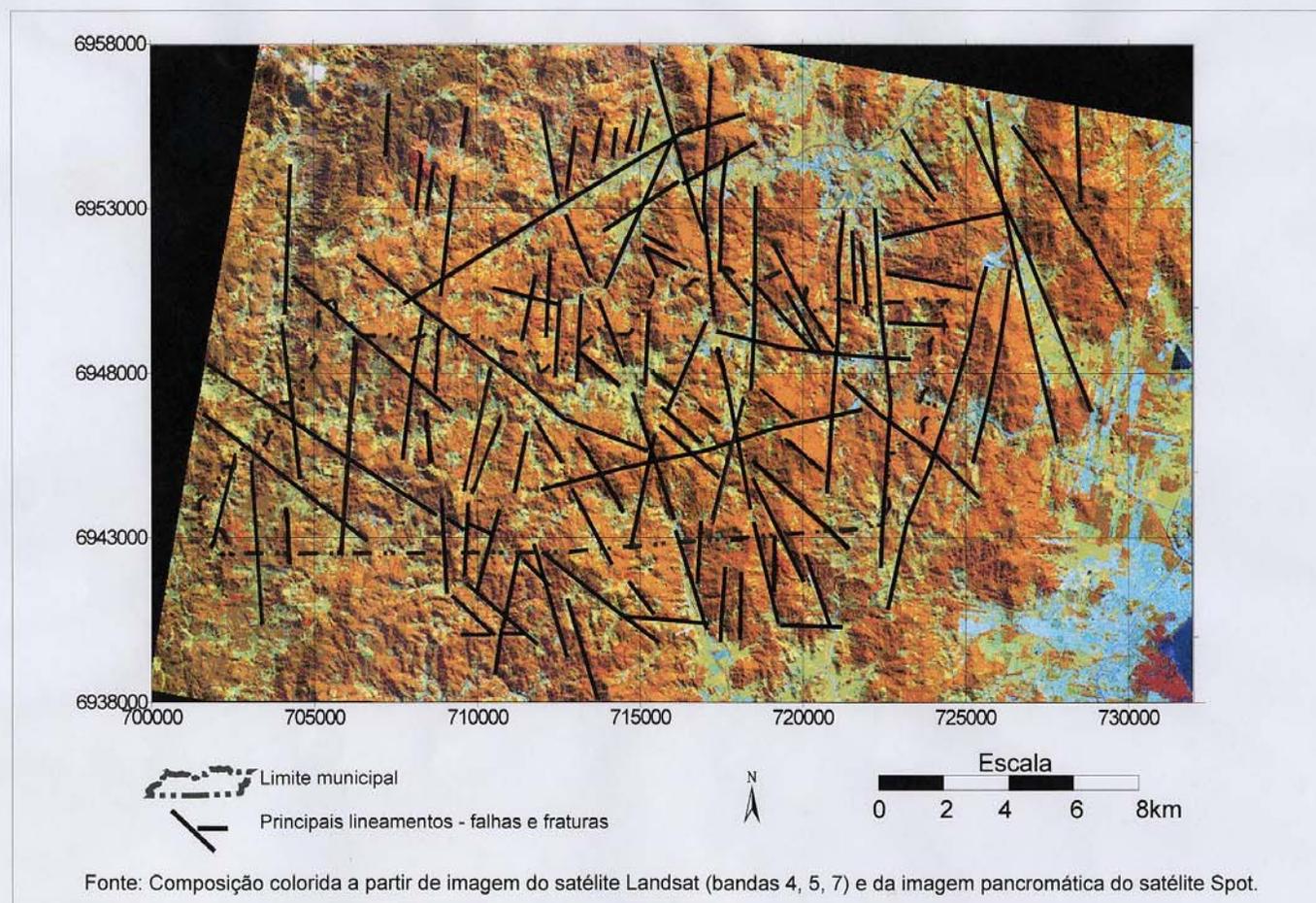
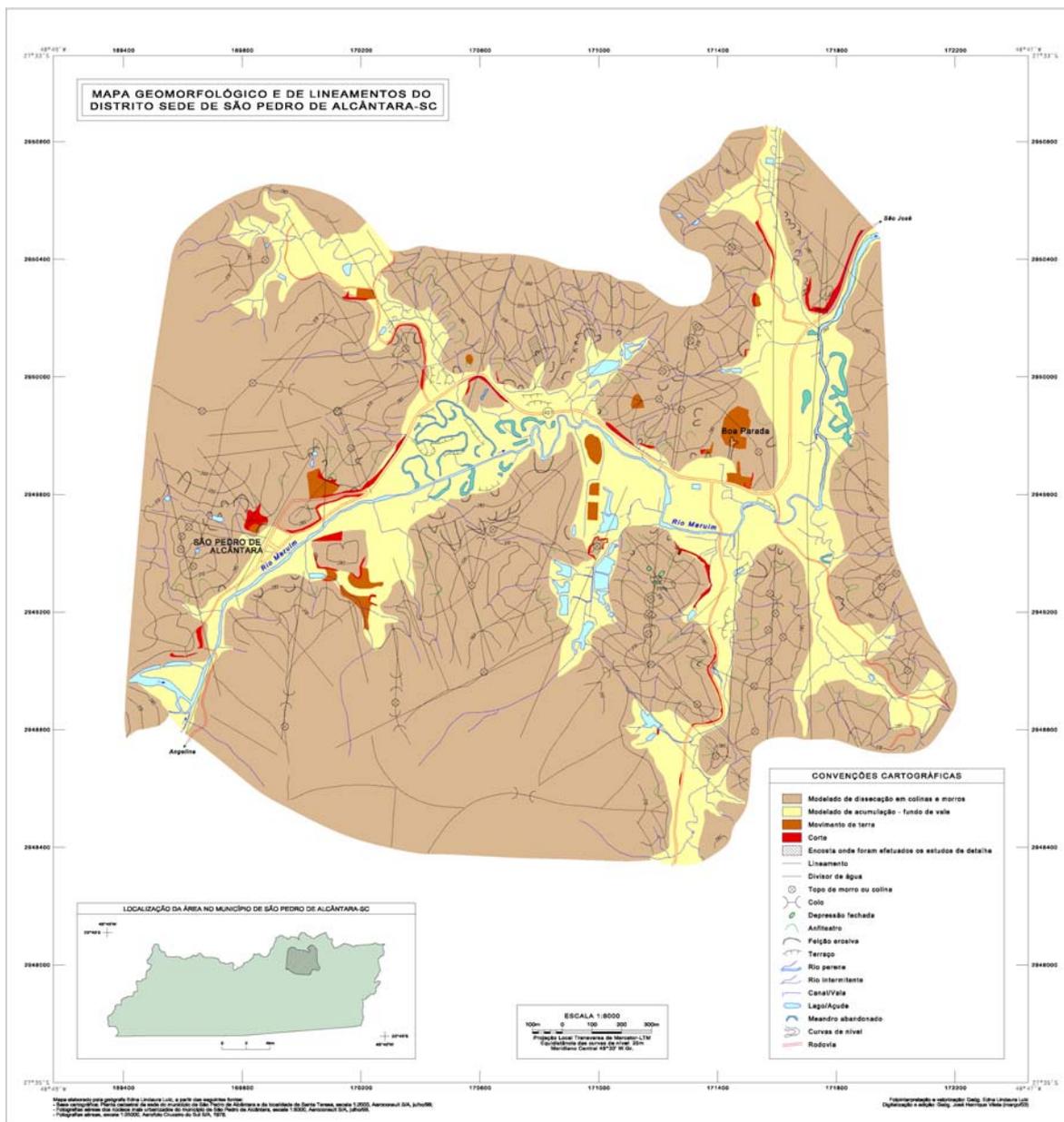
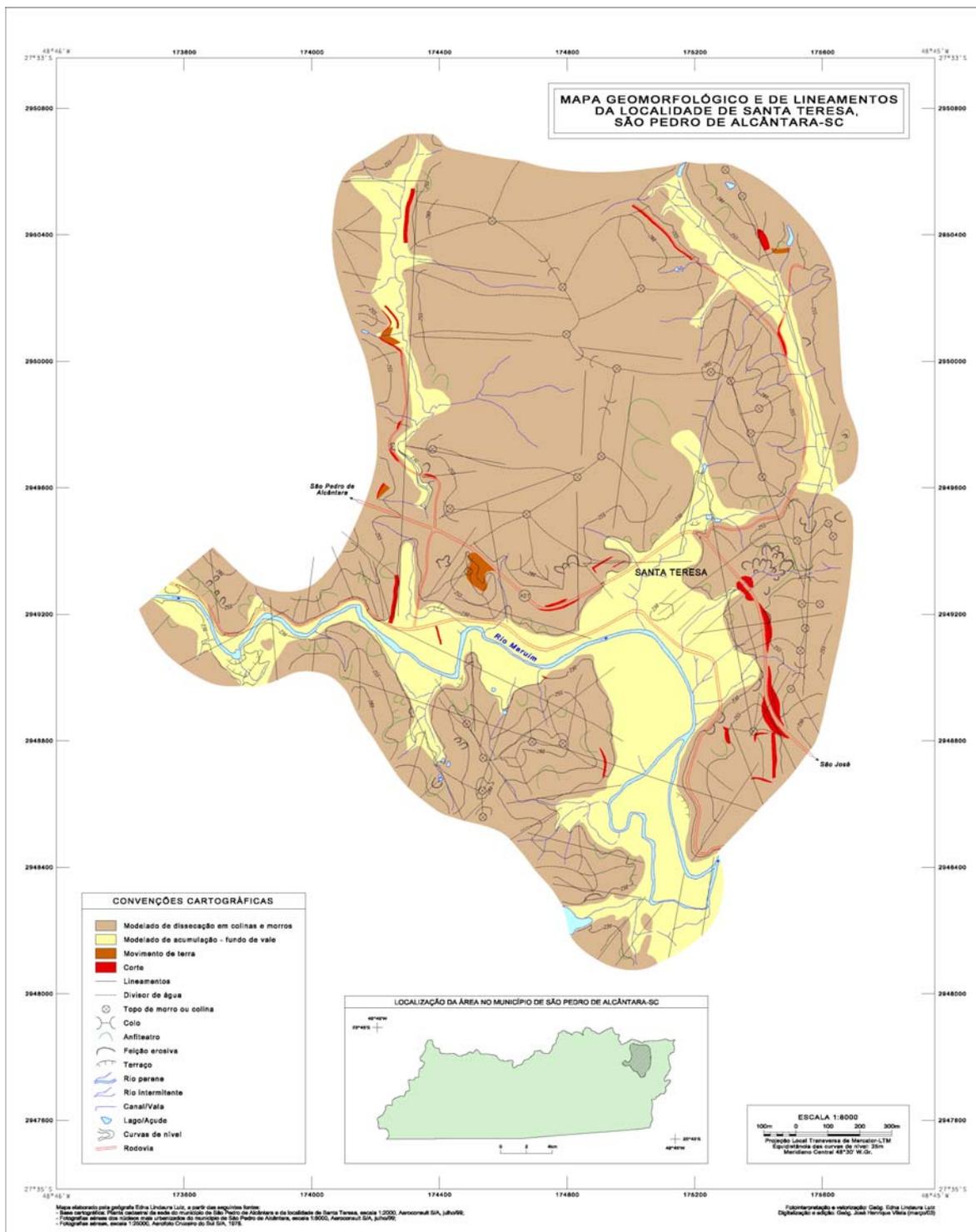


Figura 4.1 - Lineamentos sobre imagem de satélite de São Pedro de Alcântara



Obs.: Este mapa está reduzido da sua escala original

Mapa 4.3 - Mapa de lineamentos do distrito sede de São Pedro de Alcântara



Obs.: Este mapa está reduzido da sua escala original

Mapa 4.4 - Mapa de lineamentos da localidade de Santa Teresa

A composição calcialcalina dos minerais, a textura fina e a existência de muitos fraturamentos, falhamentos e contatos litológicos são fatores que podem ser levantados para auxiliar na explicação do intenso intemperismo das rochas do município, o qual foi responsável pela formação de mantos de alteração muito espessos, com muitos lugares ultrapassando dez metros de profundidade e, na maioria das vezes, muito siltosos e arenosos (areia fina). As litologias formadas a partir de esforços tectônicos e o preenchimento de falhas e fraturas por minerais mais resistentes ao intemperismo, como quartzo e feldspato alcalino, podem gerar localmente mantos de alteração mais rasos e arenosos.

Alguns depósitos de encosta são mapeáveis na escala 1: 50.000 como é observado no Mapa geológico. Tais depósitos apresentam matacões e cascalho em matriz argilosa (TRAININI *et al.*, 1978). A localização destes depósitos de encosta no sopé de morros e montanhas junto aos segmentos de vale encaixados do rio Maruim e seus tributários e os tamanhos e a falta de seleção dos seus materiais constituintes, indicam que estes depósitos foram gerados por processos de alta energia.

Em resumo, as rochas da área apresentam uma composição mineralógica susceptível ao intemperismo. As mudanças de textura e, talvez, de composição mineralógica por enclaves de outras litologias por causa de fraturamento e falhamento mais as quebras dos grãos minerais e microfraturas por esforços tectônicos tornam esta rocha pouco homogênea e capaz de produzir mantos de alteração espessos e com intemperismo diferenciado. A ocorrência de rupturas pode ser condicionada não só em função da possibilidade da existência de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais nos materiais de alteração com permeabilidades diferentes, como também pela natureza diferenciada destes materiais em relação à sua resistência mecânica.

4.2.3 - GEOMORFOLOGIA

O território do município de São Pedro está inserido no compartimento Serras do Leste Catarinense (SANTA CATARINA, 1986), apresentando dois conjuntos principais de formas de relevo: um modelado de dissecação em montanhas, mais comum na paisagem do oeste e do norte do município, com topos angulosos e convexos e vertentes com setores convexo - côncavos ou retilíneos; e um modelado de dissecação em forma de morros e colinas junto ao médio e baixo vale do rio Maruim e de seus afluentes principais e, também, ao sul do município, apresentando topos convexos e/ou chatos e encostas convexo-côncavas. As altitudes no município variam de 80m no Sudeste, junto ao vale do Rio Varginha, afluente do

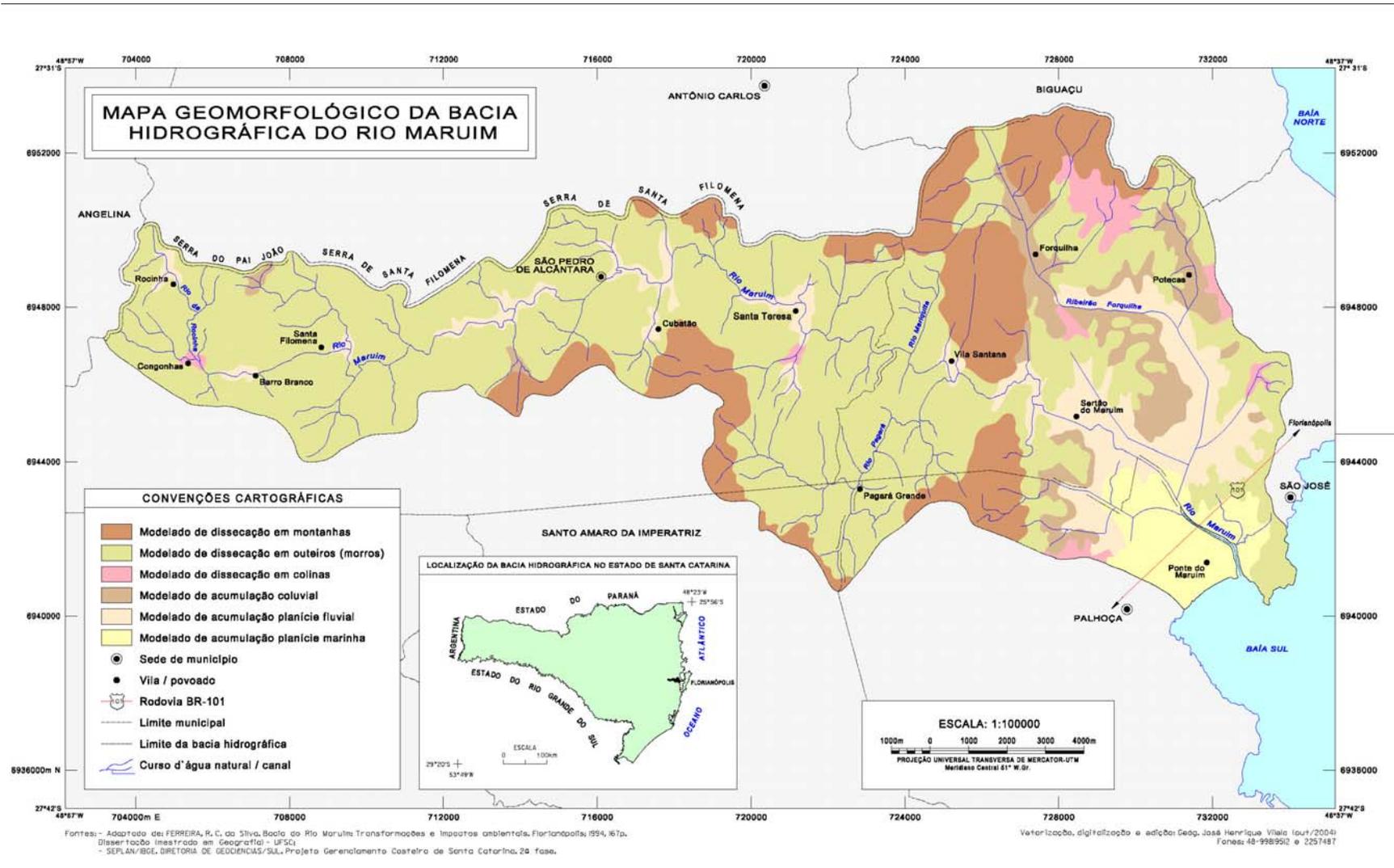
Rio Cubatão, até 820m a Noroeste, onde estão as nascentes do Rio Maruim (Mapa 4.1). Segundo Herrmann e Rosa (1991), a dissecação em montanhas possui vales encaixados, interflúvios angulosos, vertentes com diferentes graus de declividade e amplitudes altimétricas superiores a 200 metros, enquanto a dissecação em morraria possui vales pouco encaixados, vertentes convexo-côncavas e amplitudes altimétricas inferiores a 200 metros.

O rio Maruim é o principal sistema de drenagem do município e a maior parte de seu vale e dos seus tributários está encaixada em falhas e fraturas. O padrão da drenagem da bacia é, muitas vezes retangular, com segmentos de vales formando cotovelos (FERREIRA, 1994). O rio principal corre na direção geral E – W e possui vários níveis de base locais formados por trechos de leitos rochosos com corredeiras e cachoeiras. O maior desnível no perfil longitudinal do rio ocorre a jusante da localidade de Santa Teresa. Neste local, existem elevações com modelado de dissecação em montanhas, o qual é cortado pelo rio Maruim (Mapa 4.5), sendo isto muito interessante, pois este é um tipo de dissecação mais provável de ser encontrado junto as nascentes dos afluentes ou do rio principal e não junto ao fim do seu médio vale. A forte influência estrutural na área é quem explica este modelado de dissecação junto ao médio vale do rio, pois as cristas das elevações seguem um alinhamento, sugerindo que os esforços tectônicos ali propiciaram o aparecimento de rochas mais resistentes, visíveis também no leito encachoeirado do rio.

A forma da bacia também é influenciada pela estrutura geológica, conforme é observado no (Mapa 4.5), apresentando aspecto alongado no alto e médio vale e abrindo no baixo vale. Seus divisores são condicionados por linhas de cristas que também seguem falhas e/ou fraturas. Junto à sua foz, na Baía Sul, a planície fluvial se alarga e se confunde com a planície costeira, porém algumas elevações na forma de morros ainda estão presentes neste trecho.

A maioria das planícies aluviais presentes na área parece ser formadas nos locais de encontro de lineamentos com diferentes direções (Mapas 4.2, 4.3, 4.4, Figura 4.1). Elas são fechadas pelo estreitamento dos vales (planícies alveolares); inclusive, a sede do município e a localidade de Santa Teresa ocupam estas planícies no médio vale do rio Maruim (Mapas 4.2, 4.3, 4.4). Estas planícies do distrito sede e da localidade de Santa Teresa possuem trechos do Rio Maruim com leito sinuoso e até meandrante e também meandros abandonados.

Segundo Duarte *et al.* (1996), os sedimentos que o rio Maruim transporta e deposita atualmente e também seus depósitos sub-atuais presentes nestas planícies são constituídos por argila, silte, areias e grânulos.



Obs.: Este mapa está reduzido da sua escala original

Mapa 4.5 - Mapa geomorfológico da Bacia do Rio Marum

Estes autores comentam ainda que em algumas planícies alveolares, o referido rio se encaixa nos seus próprios depósitos e chega a deixar desníveis ou margens com dois metros de altura. Níveis de terraço são encontrados também na planície do distrito sede. O rio Maruim e seus afluentes atualmente se encontram migrando nestas planícies sobre as encostas das elevações laterais, provocando instabilizações (observar Mapa 4.3). A Foto 4.3 mostra uma destas encostas localizada no distrito sede (localidade de Boa Parada), a qual apresenta uma cicatriz de erosão que se estende da sua base até o topo, cujo o desnível é de cerca de 50 m, inicialmente desencadeada pela instabilização de sua base por um afluente do Rio Maruim.

A significativa dinâmica atual do Rio Maruim nestas planícies parece ter estado presente também no passado, como demonstra o trabalho de Duarte *et al* (1996). Os autores encontraram um depósito de canal em um corte de estrada em uma encosta da localidade de Santa Teresa (Foto 4.4), sendo que este depósito está situado pelo menos a 20 m acima do nível da planície atual. Isto sugere uma migração lateral e um aprofundamento do vale muito acentuados. O depósito tem espessura máxima de 1.5 m e se assenta sobre material de rocha alterada com estrutura conservada e, acima dele, o material é de colúvio com cor avermelhada e seixos dispersos, sendo sua espessura de 3.5 m. No topo do colúvio, se desenvolve um solo com horizonte A e B.

Outro depósito com seixos alinhados é encontrado no caminho entre as localidades de Santa Teresa e São Pedro, na base de uma encosta junto ao leito atual do rio Maruim em um trecho de vale fechado. Acima deste depósito com seixos, são observados materiais coluviais bruno - avermelhados e bruno – amarelados com pequenos grânulos dispersos e também o desenvolvimento de solo com horizontes A e B incipiente no seu topo.

O trabalho do rio Maruim é mais efetivo em momentos de precipitações excepcionais, como a que ocorreu em 11 de dezembro de 1998. Segundo Zabet (1999), nesta data, choveu 159.2 mm no município de Angelina, situado à oeste de São Pedro de Alcântara, o qual é o local mais próximo das cabeceiras do rio Maruim. Em São Pedro, infelizmente, não há medidas desta data, pois não existe estação meteorológica no município. O rio ultrapassou seu leito normal e inundou vários trechos das suas planícies alveolares, com perdas de equipamentos urbanos e entrada de água nas casas construídas no nível da planície (leito maior) tanto no distrito sede de São Pedro quanto em outras localidades ao longo do vale. Esta autora coloca ainda que a ocorrência de enchente nas planícies alveolares do rio Maruim é recorrente e já aconteceu pelo menos sete vezes desde

o início do século XX até 1998, sendo que os episódios mais expressivos foram os de 1917 e 1998. A forma do vale que possui estreitamentos, a existência de níveis de base locais com leitos rochosos e corredeiras e o fenômeno de chuvas acentuadas em virtude do fator orográfico, podem ser levantados para explicar a ocorrência das enchentes na área.

Esses fenômenos de precipitação excepcional na bacia e a ocorrência de enchentes em dezembro de 1998 foram também acompanhados de casos de instabilização nas encostas. Em um dos casos, à montante do distrito sede, a base da encosta junto ao rio sofreu várias rupturas.

Muitas das encostas das colinas e morros junto dessas planícies apresentam cicatrizes erosivas, algumas estão suavizadas e revegetadas, como pode ser visualizado nos Mapas 4.3 e 4.4 e nas fotos aéreas coloridas (Fotos 4.5, 4.6 e 4.7). Estas feições erosivas ocorrem tanto na base das encostas quanto na meia encosta ou podem abranger da base até o topo. As feições de erosão presentes na área serão detalhadas mais adiante neste capítulo. É comum também nas encostas dos morros e colinas, a existência de formas de anfiteatros, sendo que em alguns casos, no seu interior se desenvolvem feições de erosão produzidas pelas rupturas a partir dos terracetes (Foto 4.8). Por este motivo, eles foram também representados nos Mapas 4.3 e 4.4. Westerberg (1999) sugere que os anfiteatros encontrados nas terras altas do leste da África, em solos derivados de basalto, são fruto de antigos movimentos de massa e, ao mesmo tempo, são áreas susceptíveis à ocorrência de novos deslizamentos. No médio vale do rio Paraíba do Sul, vários pesquisadores observaram a susceptibilidade das formas de anfiteatro (*hollows*) em desenvolver movimentos de massa e voçorocamentos (MEIS e MOURA, 1984; COELHO NETTO *et al.*, 1988; PEIXOTO *et al.*, 1989; COELHO NETTO e FERNANDES, 1990; entre outros).

Entretanto, alguns anfiteatros presentes na área de estudo não mostram sinais de erosão na sua conformação atual, restando saber se isto se dá por que já são muito antigos e foram estabilizados e reafeiçoados ou em razão de serem fruto de outros processos que não a expansão de feições erosivas, como por exemplo dissolução geoquímica

Outras feições presentes nas elevações da área de estudo são os terracetes e as depressões fechadas (doliniformes). Os terracetes se constituem nas trilhas do gado ao longo das encostas, sendo estas feições detalhadas mais adiante neste capítulo, pois a partir delas, são desenvolvidas pequenas rupturas. As depressões fechadas possuem formas quase arredondadas ou alongadas e são encontradas nos topos das colinas. Algumas podem acumular água durante longo período do ano. Sua origem ainda é controversa, contudo

existe a hipótese de que sejam formadas a partir de processos de transformação geoquímica e de exportação de substâncias em lugares onde ocorre encontro de fraturas (FILIZOLA, 1993; ESTEVES, 2001). Em concordância com esta hipótese, Beltrame *et al.* (1991), Boulet *et al.* (1991) e Pellerin *et al.* (1997), estudando as depressões fechadas existentes nos topos de colinas na localidade de Sorocaba do Sul, Biguaçu – SC, encontraram uma cobertura pedológica no interior destas depressões que apresenta volumes de solo que seguem a topografia de superfície deprimida, com sinais de forte hidromorfia e acumulação de manganês na sua porção mais central. Já Esteves (2001) verificou que as depressões fechadas de Sorocaba do Sul se encontram sobre lineamentos estruturais.

Quatro depressões fechadas fortemente alinhadas umas com as outras foram encontradas no topo de uma colina do distrito sede de São Pedro (localidade de Boa Parada), sendo verificado posteriormente no Mapa 4.3 que falhas e/ou fraturas se cruzam nesta área.

A localização das feições de erosão parece também seguir os lineamentos, uma vez que a abertura do vale assim o faz. As encostas junto ao vale do rio principal têm mais feições erosivas. Em muitos pontos, é visível que o rio migrou sobre elas e retirou o seu suporte basal provocando instabilização. As feições de erosão nestes locais podem se estender até o topo, resultado de instabilizações basais que foram seguidas por outras instabilizações por causa da retirada de suporte lateral do primeiro movimento, outros mecanismos também passam a atuar na área, como o escoamento superficial que se concentra na cicatriz de erosão.

A nordeste da área urbanizada de Santa Teresa existe uma cabeceira de drenagem com presença de feições de erosão (Foto 4.9). Tais feições apresentam áreas úmidas na sua base, lembrando saída difusa de fluxo, na realidade, pequenas nascentes. Parece que a rede de drenagem está se ampliando nesta área, provocando a formação de feições de erosão que nada mais são do que cabeceiras de drenagens menores. É difícil saber se este processo sofre alguma influência da ocupação humana ou se corresponde a uma modificação natural do ambiente.

É possível também que a localização de muitas feições de erosão e anfiteatros junto a lineamentos em São Pedro se deva as diferenças na litologia criadas durante o esforço tectônico, os quais podem gerar materiais com resistência diferenciada ou condicionar zonas saturadas ou linhas de fluxo subsuperficiais. Esteves (2001), através do uso de métodos geofísicos, conseguiu definir fluxos subsuperficiais no interior do lençol regional,

fluxos este que atravessam feições erosivas em Sorocaba do Sul – Biguaçu. Tais fluxos seguem lineamentos estruturais segundo o autor. Uma destas linhas de fluxo foi confirmada através de dados de leituras de piezômetros por Luiz (1996).

O estudo detalhado das formações superficiais e da dinâmica hidrológica de uma encosta na área de estudo apresentado nos próximos capítulos ajuda a verificar as considerações acima.

4.2.4 - SOLOS

Na área do distrito sede de São Pedro de Alcântara e na localidade de Santa Teresa se desenvolvem solos que podem variar de cambissolos até podzólico vermelho-amarelo latossólico (SANTA CATARINA, 1986) ou, seguindo a nova nomenclatura da classificação brasileira de solos, neossolos e argissolo vermelho – amarelo latossólico (PRADO, 2001). A partir de observações em cortes realizados nas encostas da área e no conhecimento mais detalhado da cobertura pedológica da encosta escolhida para monitoramento da dinâmica hidrológica, são descritas as características dos solos.

Os neossolos regolíticos e os cambissolos ocorrem na encosta onde a alteração da rocha é ainda incipiente ou a partir de depósitos de colúvios recentes ou ainda sobre lugares onde a erosão (escoamento superficial ou deslizamentos) retirou a cobertura original de solo. Neossolos flúvicos e cambissolos se desenvolvem na planície a partir dos depósitos aluviais. Os neossolos possuem horizonte A pouco espesso diretamente sobre o horizonte C ou sobre o material de origem, apresentando textura geralmente areno-argilosa ou siltico-argilosa, enquanto nos cambissolos já se desenvolve um horizonte B incipiente.

Os argissolos vermelho-amarelo latossólicos ocorrem onde o manto de alteração é mais profundo. Possuem um horizonte A também raso, principalmente sob cobertura de pastagens, com textura geralmente argilosa, com grãos de areia lavada. Fendas são encontradas neste horizonte, a partir delas, os materiais mais superficiais de solo penetram no perfil até cerca de uns 50 cm de profundidade. O horizonte B possui textura argilosa a muito argilosa, com grãos de areia lavada. Apresenta ainda estrutura em blocos subangulares com mais ou menos 1.5 a 2.0 cm, mas em alguns casos, pode ocorrer uma estrutura prismática com agregados maiores, isto ocorre geralmente em relevos mais suaves, como pode-se observar nos lugares mais próximos dos topos das elevações. Este horizonte não ultrapassa mais que 2.0 m de profundidade, seguido por uma transição gradual para o horizonte C, em que o material torna-se gradativamente mais siltoso e com

maior quantidade de areia fina e vai perdendo a estruturação em blocos e se tornando mais maciço (Foto 4.10). O horizonte C é muito espesso, com textura variando de siltico - argilosa para siltico - arenosa e de areno - argilosa para areno-siltosa, além de apresentar muitas estruturas herdadas da rocha matriz.

A organização dos solos em horizontes com características diferenciadas também condiciona os processos erosivos na área de estudo. Os neossolos regolíticos, com sua pouca espessura, são muito susceptíveis aos processos de ruptura tendo em vista a grande diferença de permeabilidade existente entre os horizontes de solo e o de rocha intemperizada, além do fato destes tipos de solos estarem localizados em segmentos mais íngremes das encostas. Já o argissolo apresenta fragilidade e comportamento específico para cada um dos horizontes frente aos processos de erosão: o horizonte A não costuma sofrer muito com a erosão laminar, pois sua textura é argilosa, o que lhe confere certa coesão; o horizonte B, sendo muito argiloso, capaz de tornar-se plástico quando úmido e apresentando estrutura em blocos subangulares, é frágil ao pisoteio do gado, o qual forma terracetes, e a queda dos blocos estruturais nas paredes expostas das feições erosivas; o horizonte C pode apresentar estruturas herdadas da rocha – mãe, o que condiciona a formação de zonas saturadas ou fluxos subsuperficiais. Este último horizonte é também muito susceptível ao processo de incisão pelo escoamento superficial quando fica exposto na superfície, pois é muito friável.

4.2.5 – COBERTURA VEGETAL E USO DO SOLO

As condições ambientais na região permitem o desenvolvimento de uma vegetação nativa do tipo Floresta Tropical de Encosta Atlântica (KLEIN, 1978). Esse tipo de vegetação encontra-se ausente em muitos trechos da bacia ou está em seus estágios intermediários de sucessão ecológica (capoeirinha, capoeira, capoeirão e mata secundária). Tal situação é decorrente da exploração madeireira, a qual teve a sua maior intensidade no início do século XX. Atividades agropecuárias de subsistência também contribuíram para o desmatamento da área, principalmente nas colinas e morros. Nesses lugares, são mantidas pastagens para a atividade de pecuária extensiva e, raramente, são feitas plantações de cultivos anuais, como mandioca e milho, pois o solo já está empobrecido, além do problema da declividade dos terrenos. Outras questões explicam a pequena parcela de cultivos existente nesta área, além das questões naturais, como o fato de que muitos moradores já trabalham em outros setores de atividade, principalmente no município

vizinho de São José, e porque a população do município vem decrescendo em virtude da emigração, de acordo com os dados do Censo (SOSTISSO, 1999).

A mata secundária e os outros estágios de regeneração da mata atlântica ainda aparecem nos interflúvios e setores íngremes das encostas, juntamente com a silvicultura de *pinus* e eucaliptos. No distrito sede do município e em Santa Teresa, as encostas de colinas e dos morros sofrem cortes que visam a ampliação das áreas planas e a construção de moradias e equipamentos urbanos, sendo que o material retirado das encostas também é usado para o aterro de terrenos na planície. Loteamentos com obras de terraplenagem estão sendo abertos nas colinas da área do distrito sede.

4.3 – FEIÇÕES EROSIVAS E CASOS DE RUPTURA NA ÁREA DE ESTUDO

As feições erosivas presentes em São Pedro podem ser identificadas como voçorocas pela sua forma alongada (Foto 4.11), apesar da falta de paredes retas e de nem sempre possuírem alguma frente de exfiltração na sua cabeceira, conforme os critérios descritos por Higgins *et al* (1990), ou por cicatrizes de deslizamentos (Foto 4.12). Contudo, muitas destas feições são o resultado de uma evolução provocada por outros mecanismos que não necessariamente aquele que lhe deu origem e, por isso, a partir apenas da observação de sua forma atual não é possível lhe associar um processo único de gênese, sendo necessário que se empreenda estudos mais aprofundados sobre a sua dinâmica de evolução através de observações da atuação dos seus mecanismos modeladores e do conhecimento da organização e natureza dos materiais no seu interior. Marques Castro (2002) identificou cicatrizes erosivas em Barra Mansa –RJ, formadas pela associação de um conjunto de mecanismos, sendo que um mecanismo dá início à feição, enquanto outros mecanismos fazem-na evoluir. Porém, algumas feições foram classificadas pelo autor como complexas por serem fruto de uma sinergia de diversos mecanismos, não se sabendo qual o predominante ou o principal responsável pela conformação da feição.

Em estudos anteriores, (LUIZ, 1996) encontrou no município de Biguaçu, ao norte de São Pedro de Alcântara, uma feição de erosão que se estendia da base até o topo de uma colina de 50 metros de altura, a qual em uma primeira observação, lembrava uma grande cicatriz de um deslizamento rotacional (Foto 4.13). Entretanto, com investigações mais detalhadas das formações superficiais da encosta através de topossequências, seguindo a metodologia de Análise Estrutural de Solo, verificou-se que a feição era na realidade uma

voçoroca. Foi detectado que a cobertura superficial da encosta não era espessa nem homogênea como se espera para casos de ocorrência de um deslizamento rotacional, aliás era organizada em horizontes de solo rasos e que acompanhavam a topografia dessa encosta. Ainda foi observado que o contato do colúvio com a rocha alterada possui uma forma de calha nas toposseqüências que atravessavam transversalmente a feição erosiva. Desta forma, a feição de erosão observada na área era fruto de vários eventos, inclusive, durante os trabalhos de campo, foi observada erosão de sua parede e a expansão da forma para montante em um período de chuvas intensas e prolongadas.

As observações e estudos de campo em São Pedro de Alcântara demonstram que mecanismos de ruptura estão presentes na origem e na evolução das feições de erosão. As rupturas ocorrem nas frentes de exfiltração na base das encostas, nos movimentos de massa do tipo rotacional ou translacional planar, nos terracetes, nas paredes laterais das ravinas ou voçorocas, no desprendimento dos agregados do horizonte B que se encontra exposto em paredes de qualquer feição de erosão ou cortes realizados pelo homem. Desta forma, as rupturas ocorrem na área de estudo em diferentes segmentos da encosta e em diferentes escalas, e elas podem ser a origem da feição erosiva ou ser o mecanismo responsável pela sua evolução.

A seguir serão descritos alguns tipos de ruptura e de feições de erosão que ocorrem na área de estudo.

4.3.1 - *RUPTURAS ASSOCIADAS AOS TERRACETES*

Uma feição muito comum nas encostas de colinas e morros da área, cobertas por pastagens, é os terracetes (Foto 4.14). Estes terracetes apresentam vários pequenos deslizamentos que deixam o solo exposto. Este fenômeno foi observado também por Moeyersons (1981 e 1989) em colinas de Ruanda (África), por Luiz (1996) e por Luiz e Beltrame (1998) nas colinas da bacia do rio Inferninho em Biguaçu - SC. Junto à parede dos terracetes existem fendas subverticais que aparecem quando o solo perde umidade e se contrai (MOEYERSONS, 1981; LUIZ, 1996). Os terracetes são provocados pelo movimento de rastejo e pelo pisoteio do gado nas vertentes inclinadas.

O fenômeno de rastejo é uma deformação sofrida pelo solo (principalmente aqueles com textura fina) ainda no estado semi-sólido, resultante da quebra de ligações entre as partículas sob a tensão provocada pela gravidade, é o chamado rastejo contínuo descrito por Terzaghi (1952). Este autor ainda cita outro tipo de rastejo que é o rastejo sazonal,

influenciado por mudanças no conteúdo de umidade do solo, neste caso podem ser desenvolvidas poro-pressões que provocam remodelamento e reorientação das partículas do solo (CARSON & KIRKBY, 1972), caracterizando uma deformação plástica.

Experimento conduzido por Moeyersons (1981) em laboratório, com modelo reduzido de encosta e usando solo com teor de argila de cerca de 30%, demonstra que a velocidade do rastejo pode aumentar de acordo com a variação do conteúdo de umidade, o que pode levar a rupturas no solo. O autor denominou esse tipo de movimento de rastejo reológico, o qual ocorre em materiais viscoso-plásticos que apresentam um comportamento tensão – deformação característico. Resultados semelhantes foram obtidos por Ter-Stepanian (1975) a partir de ensaios com solo argiloso.

Possivelmente, mais eficiente para o desencadeamento de rupturas no solo do que a variação da umidade influenciando o rastejo é o pisoteio do gado. Segundo Trimble e Mendel (1995), a passagem do gado aplica uma tensão vertical da ordem de 250 kPa na superfície do terreno, mas os autores destacam que este valor representa a pressão de todo o corpo do gado bovino. Levando-se em conta que ao caminhar, o gado coloca todo o seu peso em apenas duas patas, esse valor de tensão é muito maior. Os autores colocam ainda que dado que esta tensão aplicada tem direção normal ao terreno, ela pode compactar o solo, mas, quando o terreno é muito íngreme, apontam ainda a existência de um vetor lateral que aumenta o poder da passagem do gado de cisalhar e mover o solo para baixo. Na realidade, ao observar-se o gado caminhar por suas trilhas na encosta íngreme, percebe-se que ele derrapa, rompendo o solo.

A presença dos terracetes na área de estudo é condicionada pela existência de uma cobertura de solo susceptível a se tornar plástica, pois é muito argilosa, situada em encostas íngremes e submetida a um clima úmido e ainda que recebe a aplicação de tensões geradas pelo caminhar do gado, as quais são capazes de deformá-la. Uma prova de que os terracetes são formados principalmente pelo gado é que o seu traçado muda de tempos em tempos, de acordo com novos caminhos que este gado toma nas encostas, muitas vezes, desviando das rupturas que ele próprio criou. O solo exposto nos terracetes é mais visível em épocas mais úmidas.

As rupturas a partir dos terracetes deixam exposto o horizonte B (Foto 4.15) e o escoamento superficial começa a atuar sobre ele, todavia, graças à textura argilosa deste horizonte que lhe confere certa coesão, não acontecem incisões muito profundas. Algumas vezes, a grama da pastagem volta a colonizar a pequena cicatriz, estabilizando-a.

4.3.2 - RUPTURAS ASSOCIADAS A FRENTE DE EXFILTRAÇÃO

O clima úmido da região permite o armazenamento e a transmissão de água no solo, sendo encontradas na área muitas frentes de exfiltração. Tais frentes aparecem na base das encostas, no contato com a planície aluvial e também em outros segmentos, como as áreas côncavas, logo após as precipitações e, muitas vezes, durante o ano inteiro.

Nas frentes de exfiltração da base da encosta em contato com a planície, ocorre a ruptura de suas paredes e a abertura de feições erosivas a partir de forças de percolação desenvolvidas pelo fluxo concentrado com alto gradiente. O gradiente neste pontos são acentuados por causa da diferença de pressão a que está submetida a água no interior do solo e na saída do fluxo, que se encontra na pressão atmosférica (Foto 4.16). A ruptura parece ser do tipo “ruptura no modelo de Coulomb” (DUNNE, 1990; DUNNE e DIETRICH, 1993; IVERSON *et al.*, 1997), ou seja, por perda de resistência ao longo de uma superfície definida, no caso, pela perda de tensão normal efetiva nesta superfície, já que a força de percolação produz uma separação entre os grãos do solo por onde passa o fluxo. Outro mecanismo de erosão presente nas frentes de exfiltração é a ruptura do teto por onde sai o fluxo em virtude da retirada do seu suporte. A retirada deste suporte na saída do fluxo ocorre em razão da liquefação dos materiais neste ponto causado pela força de percolação (DUNNE, 1990; DUNNE e DIETRICH, 1993). Dunne (1990) coloca que a liquefação pela força de percolação se dá em materiais coesivos pela progressiva retirada de partículas finas e cimentantes até o ponto em que o material não apresentar mais coesão e se liqüefazer sob a atuação do fluxo. Estes tipos de mecanismo de erosão em frentes de exfiltração também foram observados por Coelho Netto *et al.* (1988) e por Coelho Netto e Fernandes (1990) no município de Bananal, norte de São Paulo, os quais eram ativos na retração de cabeceiras de voçorocas.

A evolução da feição erosiva iniciada pelas frentes de exfiltração em São Pedro ocorre através de outros mecanismos: pela incisão do escoamento superficial que se concentra aí; pela queda de agregados do horizonte B do solo durante ciclos de umedecimento e secagem e, pelas rupturas laterais das paredes causada pela perda do suporte lateral. A frente de exfiltração inicial acaba ficando na base da feição erosiva, a qual agora já se encontra expandida para montante. Quando não se acompanha o início e a evolução desta feição pode-se não associar a causa inicial da erosão à frente de exfiltração, por outro, pode-se incautamente afirmar que foi o processo de erosão que atingiu o lençol freático. Alguns destes casos de ruptura foram acompanhados desde o início em São Pedro

e as feições erosivas geradas possuem agora diferentes tamanhos. Entretanto, o mais importante neste mecanismo de ruptura é encontrar uma explicação para a formação e localização destas frentes de exfiltração: O que as fazem surgir? Quais as condicionantes que as fazem se localizar naquele lugar específico? De onde vêm os fluxos que as mantêm? Os estudos de detalhe da dinâmica hidrológica de uma encosta, apresentados mais adiante, permitirão algumas considerações a respeito destas questões.

4.3.3 - *RUPTURAS EM MOVIMENTOS DE MASSA ROTACIONAIS E TRANSLACIONAIS*

Em momentos de precipitação excepcional, como o do dia 11 de dezembro de 1998, são deflagrados movimentos de massa nas encostas conforme observado por Zabol (1999). Há casos de pequenos movimentos de massa com superfícies de rupturas côncavas que ocorrem de modo geral entre a base e o terço médio da encosta, nos locais onde a cobertura de solo é mais espessa. Os materiais mobilizados em um destes deslizamentos parecem ter se deformado como uma massa plástica (Foto 4.12).

Cicatrizes de movimentos de massa translacionais também foram encontradas na área, principalmente após o episódio de 11 de dezembro de 1998. Estas são maiores do que as cicatrizes dos movimentos rotacionais e costumam aparecer no terço superior das elevações mais íngremes e deixar exposto o horizonte C do solo, sendo este mais siltoso ou arenoso, às vezes, até a rocha pouco alterada fica exposta na cicatriz do deslizamento translacional.

Os deslizamentos rotacionais, por sua localização próxima à base das colinas, podem ser desencadeados pela subida do lençol regional em momentos de precipitação excepcional e de enchente no rio Maruim, diminuindo a tensão efetiva dos materiais na superfície de ruptura. É possível que o lençol regional avance a partir da planície sobre as encostas nos momentos de enchente, como já havia observado em áreas temperadas úmidas Dunne e Black (1970), além, é claro, da possibilidade de subida do lençol no interior da encosta através da contribuição dos fluxos subsuperficiais (HEWLETT e HIBBERT, 1963, FREEZE, 1972 e 1974, ANDERSON e BURT, 1978, DUNNE, 1990, SELBY, 1993, dentre outros). Contudo, aqui cabe um questionamento: Por que o deslizamento ocorre somente em determinados pontos se a subida do lençol de fundo de vale deveria abranger pelo menos toda a base da encosta? A resposta a esta questão talvez poderia estar relacionada à existência de descontinuidades hidráulicas condicionando

fluxos subsuperficiais no interior do lençol e/ou de comportamento mecânico dos materiais que formam a encosta, ou ainda, a forma da encosta condicionando maior acúmulo de água.

A erosão da base da encosta pela migração lateral do rio também produz deslizamentos rotacionais onde o manto de alteração é mais espesso e homogêneo, pois o ângulo de inclinação da área é aumentado e por conseguinte também a força de cisalhamento.

Os deslizamentos translacionais, por sua localização, próxima dos divisores e nos setores mais íngremes da encosta, parecem ser reflexo da formação de zonas saturadas suspensas (aumento de poro-pressões) e/ou de fluxos subsuperficiais (geração de força de percolação) em descontinuidades hidráulicas, o que leva à diminuição da tensão efetiva dos materiais na superfície de ruptura. O questionamento anterior pode ser feito para estes casos: Por que o deslizamento ocorre apenas em determinados pontos? A este respeito, é possível cogitar que a presença ou não de fraturas na rocha subjacente ou mudanças texturais do seu material de alteração, em perfis de solo mais rasos, condicionem o aparecimento e a localização de zonas saturadas e/ou fluxos subsuperficiais. Montgomery *et al.* (1997), Anderson *et al.* (1997), Anderson e Dietrich (2001) constataram em encosta íngreme e com solo raso no Oregon - E.U.A., através do monitoramento com uso de piezômetros e tensiômetros e da análise dos elementos químicos presentes na água coletada em diferentes pontos desta encosta, que fluxos subsuperficiais exfiltravam no solo após terem percolado através das fraturas da rocha intemperizada subjacente. Neste caso, quando a rocha ao longo da encosta deixou de ser muito permeável, ou seja, quando diminuiu a quantidade de fraturas, o fluxo que vinha percolando por ela passou a seguir pelo material mais permeável acima (solo).

Um mecanismo de ruptura também provocado pela água e passível de desencadear estes deslizamentos translacionais nas áreas mais íngremes da paisagem da área de estudo pode ser a perda da coesão aparente a partir da diminuição das sucções em lugares onde a frente de infiltração da água da chuva ou a chegada lateral de água por fluxos subsuperficiais não saturados alcançam materiais que devem ter sua resistência muito ligada a este parâmetro da coesão aparente (TERZAGHI, 1952; FREDLUND *et al.*, 1978; VARGAS *et al.*, 1986; FREDLUND, 1987; FREDLUND e RAHARDJO, 1993). Isto pode ser possível nos locais da área de estudo que possuem solos mais siltosos, pois o ângulo de fricção interna é pouco significativo, levando-se em conta o tamanho e a forma de placas

destes grãos, e a coesão por partículas cimentantes ser pequena, tendo em vista que o intemperismo ainda não atuou significativamente para formar partículas tamanho argila em maior quantidade. Wolle (1998) acredita que este mecanismo de perda de coesão aparente é o responsável pelos deslizamentos translacionais rasos que ocorrem nas encostas da Serra do Mar, em São Paulo, durante a estação chuvosa do verão.

4.3.4 - *RUPTURAS ASSOCIADAS AO SOLAPAMENTO DA BASE DAS ENCOSTAS PELA INCISÃO FLUVIAL*

Nos momentos de vazão alterada por precipitações elevadas, como ocorreu no dia 11 de dezembro de 1998, as encostas junto ao leito do rio Maruim sofrem rupturas (Foto 4.17). Tais rupturas podem ocorrer por retirada do suporte basal das encostas em virtude da atuação do rio com maior vazão (TERZAGHI, 1952, SELBY, 1993), o que aumenta a força de cisalhamento por causa do aumento do ângulo de inclinação na base da encosta. Outro mecanismo responsável por estas rupturas pode ser o rebaixamento rápido do lençol descrito por Terzaghi (1952). O autor explica que no momento de escoamento das águas da enchente pode ocorrer a drenagem rápida das águas no canal, não sendo esta drenagem acompanhada pela diminuição da superfície piezométrica do lençol que havia aumentado no interior da encosta, o que gera um gradiente hidráulico com significativa força de percolação que pode provocar rupturas no contato encosta – canal.

A presença de inúmeras feições de erosão na base das encostas junto ao rio Maruim atesta que ele é capaz de provocar instabilizações sobre elas.

4.3.5 - *RUPTURAS ASSOCIADAS À ESTRUTURAÇÃO DO SOLO*

Nos lugares da área de estudo onde os processos de erosão esculpem feições (cicatrices de deslizamento, ravinas ou voçorocas) cujas paredes deixam exposto o horizonte B do solo, um novo mecanismo de erosão tem lugar, o qual está associado à ruptura e queda dos agregados deste horizonte. A partir deste mecanismo, as feições erosivas tendem a se alargar e a se expandir mais para montante seguindo o horizonte B (Fotos 4.18 e 4.19). Se a feição de erosão também deixa exposto o horizonte C, onde a textura é mais siltosa e a estrutura é maciça, a tendência é de um aprofundamento da erosão neste material por causa da ação do escoamento superficial. Estes fenômenos também estão ocorrendo nos cortes realizados na base das encostas pela prefeitura e pela

população do distrito sede de São Pedro e de Santa Teresa para aumentar a área urbanizada.

Montgomery (1991) também encontrou o mecanismo de ruptura e queda de agregados do horizonte B em suas observações de campo sobre a evolução de uma cabeceira de drenagem localizada em zona temperada úmida. Este autor comenta que a manutenção da cabeceira com paredes retas se devia a este mecanismo de queda de agregados.

Para Moniz (1996), a formação da estruturação em agregados no horizonte B envolve mecanismos da Mecânica de Solos, como a tensão e a deformação e até o cisalhamento no interior de um material com certo teor de argila durante os processos de expansão e retração em ciclos de umedecimento e secagem. Para que estes mecanismos sejam mais efetivos é necessário uma certa quantidade de argila e um aporte de água suficiente no solo, bem como uma boa drenagem.

A exposição do horizonte B em uma parede livre onde o contato com a umidade e o ressecamento é maior, aumenta a intensidade dos mecanismos de individualização de agregados descritos por Moniz (1996). Fendas com aproximadamente 30 cm de comprimento são observadas em paredes de feições de erosão na área de estudo. Tais fendas são, na realidade, rupturas geradas pela retirada do suporte lateral que aproveitam as superfícies entre - agregados. Montgomery (1991) explica estas rupturas de agregados em sua área de estudo pela saturação que se forma na fendas entre eles durante as precipitações. O desenvolvimento de poro-pressões positivas no interior das fendas destrói a coesão efetiva ou ainda reduz o contato friccional entre os agregados. Contudo, em São Pedro, a queda destes agregados acontece tanto nos momentos de precipitação quanto nos momentos sem precipitação e com forte evaporação, quando a retração do material exposto na parede da feição erosiva por retirada de umidade é máxima.

4.3.6 - RUPTURAS ASSOCIADAS À CRIAÇÃO E À EXPANSÃO DE ALCOVAS DE REGRESSÃO

Muitos cortes realizados nas encostas ou feições de erosão deixam exposto o horizonte C do solo e este é muito susceptível à atuação do escoamento superficial. A susceptibilidade ao escoamento superficial é devida à sua textura siltosa e arenosa (areia fina) e ao seu baixo valor de resistência, haja vista que ele possui pouca coesão por causa

da diminuição da quantidade de argila e também apresenta baixo valor do ângulo de atrito interno por causa da forma e do tamanho das partículas de silte.

Nos locais onde o escoamento superficial atua no horizonte C exposto podem ser formadas alcovas de regressão (OLIVEIRA *et al.*, 1995, OLIVEIRA, 1997). Tais feições têm a forma de cavernas esculpidas na base das paredes retas presentes em cortes e em feições de erosão em que estão expostos materiais mais friáveis. Um mecanismo relacionado à criação desta feição é a atuação do fluxo turbilhonar que é formado na base da parede por causa do impacto da queda do escoamento superficial no desnível criado pelo parede (*plunging pool*). O fluxo turbilhonar provoca a erosão da base da parede e o desmoronamento dos materiais logo acima, abrindo a concavidade. Este mecanismo foi descrito por Stocking (1983) e por Dietrich e Dunne (1993) como responsável pela retração de cabeceiras de voçorocas. Oliveira *et al* (1995) e Oliveira (1997), relacionam outros mecanismos coadjuvantes na formação e evolução destas feições que atuam em escalas de tempo diferentes, entre eles: escoamento de filetes de água que aderem a parede do corte e vão liqüefazendo os materiais mais superficiais por onde ele caminha; gotejamento da água que infiltrou no material acima do teto da alcova e que também produz a desagregação de partículas e erosão por exfiltração de fluxos efêmeros durante o episódio de chuvas ou logo após o seu término. O aumento de tamanho das alcovas de regressão leva à ruptura das camadas superiores mais resistentes por falta de suporte basal (solapamento).

Nas áreas mais urbanizadas de São Pedro de Alcântara, vários cortes recentes apresentam esta feição desenvolvida no horizonte C, tendo o seu teto sustentado pelos horizontes B, mais argiloso e coesivo, e A, o qual também tem o apoio coesivo da zona de raízes. É uma questão de tempo para ocorrer o desmoronamento destes horizontes superiores pelo aumento da concavidade (alcovas de regressão) na base dos cortes, observar Foto 4.18.

4.4 – A IMPORTÂNCIA DO CONHECIMENTO DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS E DA HIDROLOGIA DA ENCOSTA

Os aspectos vistos anteriormente sobre os casos de rupturas presentes na área de estudo apontam para a importância de se conhecer mais detalhadamente o comportamento mecânico dos materiais das formações superficiais que recobrem as encostas desta área, bem como sua susceptibilidade a sofrer rupturas. No entanto, fica claro ainda que é necessário compreender a organização e distribuição destas formações superficiais ao longo destas encostas e sua influência na hidrologia de subsuperfície para que se possa melhor compreender os mecanismos de ruptura e sua localização. Isto pode ajudar a responder as seguintes perguntas: Qual o material que rompe? Por qual processo? Por que a ruptura ocorre em determinada posição da encosta? Um exemplo da importância do conhecimento da natureza das formações superficiais é dado por Simon *et al.* (1990). Estes autores encontraram em seus estudos sobre deslizamentos em Porto Rico um horizonte de solo muito argiloso entre 50 cm a 1.40 m de profundidade, que era responsável pela fragilidade do lugar em sofrer deslizamentos. Este horizonte condicionava, em momentos de maior precipitação, a formação de um lençol suspenso acima de si e, ao mesmo tempo, bloqueava a elevação do lençol regional, situado normalmente alguns metros abaixo (cerca de 4.0 m de profundidade). Tal situação criava condições de artesianismo que poderiam desencadear rupturas por excesso de poro-pressão. Contudo, faltou aos autores o conhecimento da organização tridimensional da cobertura superficial por eles descrita e da forma da encosta, pois o lençol suspenso não desenvolveu-se e o lençol regional não subiu em todos os pontos da encosta, mas sim somente onde era possível maior chegada e/ou acúmulo de água e, por isso, as rupturas foram localizadas em apenas alguns pontos da encosta.

As características dos materiais podem ser modificadas com o passar do tempo através das mudanças impostas pelo intemperismo e pelos processos de formação do solo, o que pode torná-los mais resistentes ou não a sofrer rupturas e, inclusive, pode torná-los mais permeáveis ou não a passagem da água (SIDLE *et al.*, 1985; CROZIER, 1986, SELBY, 1993, BROOKS e RICHARDS, 1993, FAN *et al.*, 1996, dentre outros). A criação e/ou ampliação de zonas saturadas e fluxos subsuperficiais com alto gradiente podem também ser condicionadas por estes processos de modificação dos materiais, entretanto, estes condicionantes podem estar sempre presentes na paisagem e não desencadear ruptura

alguma até que os processos de modificação dos materiais, por causa da entrada de água, ultrapasse certos limiares (CROZIER, 1986; COLÂNGELO, 1990; GARLAND e OLIVIER, 1993; SELBY, 1993).

Ainda é possível que a passagem de fluxos por certo material continuamente ao longo do tempo modifique a sua natureza, por exemplo, através da retirada de partículas cimentantes (HARP *et al.*, 1990, DUNNE, 1990, dentre outros), ou de episódios de aumento de poro-pressões que diminuem gradativamente a coesão efetiva (LACERDA, 1989 e 1997) por causa da quebra das ligações. A diminuição gradativa das tensões efetivas leva a que um episódio de aumento de poro-pressão não mais significativo do que já houvesse acontecido naquele material, o faça romper. Neste caso, as modificações impostas pelos episódios de poro-pressões elevadas rebaixaram os limiares de resistência do material. A questão do alcance destes limiares é muito incerta, porém o conhecimento dos condicionantes para rupturas, como a presença de materiais frágeis e de fluxos ou zonas saturadas, já indica os prováveis locais que apresentam maior probabilidade de sofrer tais rupturas. E, para isso, o entendimento da natureza e a organização tridimensional das formações superficiais que cobrem a encosta, bem como da hidrologia de subsuperfície são fundamentais. No próximo capítulo, serão apresentados os resultados dos levantamentos e análises de detalhe sobre uma encosta considerada representativa daquelas encontradas na área de estudo.

4.5 - ENCOSTA ESCOLHIDA PARA ESTUDOS DE DETALHE

A escolha da área onde foram realizados os estudos de detalhe teve como critérios: ser uma elevação do compartimento de colinas e morros presente nas áreas mais urbanizadas do município de São Pedro, no caso, a escolha recaiu no distrito sede, e ainda, que suas encostas apresentasse algum tipo de feição de erosão. Outro critério para a escolha da área, foi de que ela estivesse situada a uma certa distância do leito do rio Maruim para não correr o risco de sofrer inundação, caso ocorressem precipitações excepcionais durante o período de estudos. Um fenômeno de inundação poderia destruir os instrumentos de medição do potencial de água no solo e produzir contaminações sérias, pois os tensiômetros utilizariam mercúrio.

A encosta escolhida para a realização dos estudos de detalhe faz parte de uma elevação com cerca de 160 m de altura. Assim, como foi observado no restante da área do distrito sede e na localidade de Santa Teresa, esta elevação tem como substrato o Granito São Pedro de Alcântara, sendo uma elevação representativa da paisagem destas áreas de estudo, ou seja, morros com encostas geralmente convexo-côncavas, apresentando setores mais íngremes junto da sua base e, com a ocorrência de algum tipo de feição de erosão (Figura 4.2 e Foto 4.20).

Essa encosta pode ser dividida em dois setores, de acordo com a sua declividade média: da base da encosta até cerca de 20 m de altura, a declividade do terreno é alta, podendo alcançar os 50°, já a partir dos 20 m de altura (Foto 4.21), as declividades tornam-se mais suaves até alcançar áreas aplainadas, com cerca de 3 a 5°. Ela se encontra voltada preferencialmente para sudeste e é quase completamente coberta por pastagem, com exceção das porções mais próximas ao topo, onde existe uma cobertura de capoeirão e mata secundária.

Na parte inferior da porção da encosta onde foram concentrados os estudos de detalhe, parece se configurar uma área côncava (anfiteatro) ainda muito tênue. Há também uma feição de erosão originada a partir da borda de um antigo caminho que se alarga e se estende para montante no meio da encosta nesta porção. O alargamento da feição se dá através do desprendimento dos agregados do horizonte B do solo exposto (Foto 4.22) e da ação do escoamento superficial que lava as suas paredes, depositando os sedimentos logo abaixo. Outro lugar em que o escoamento superficial apresenta uma ação mais efetiva é nos segmentos mais íngremes do terço inferior da encosta onde, durante precipitações mais abundantes, ele se concentra ao longo dos terracetes e produz incisões rasas que logo são obliteradas e revegetadas pelas gramíneas. Os terracetes são bem marcados na encosta e alguns chegam a formar degraus com 50 cm de desnível no terreno íngreme, deixando o solo exposto, principalmente no terço inferior.

O lado nordeste da porção estudada da encosta é limitada por uma pequena bacia que possui duas linhas de talvegue bem marcadas e quase paralelas entre si, mas que não possuem fluxo d'água permanente. Um fluxo d'água permanente se origina de uma nascente localizada na sua base, logo a jusante dos talvegues (Figura 4.2 e Foto 4.20), formando um pequeno riacho que corre no limite inferior da área onde foram realizados os estudos de detalhe. Ele deságua em um outro riacho na planície do rio Maruim. Feições de erosão estabilizadas com gramíneas também estão presentes nesta pequena bacia, sendo que, atualmente, elas são atravessadas por terracetes.

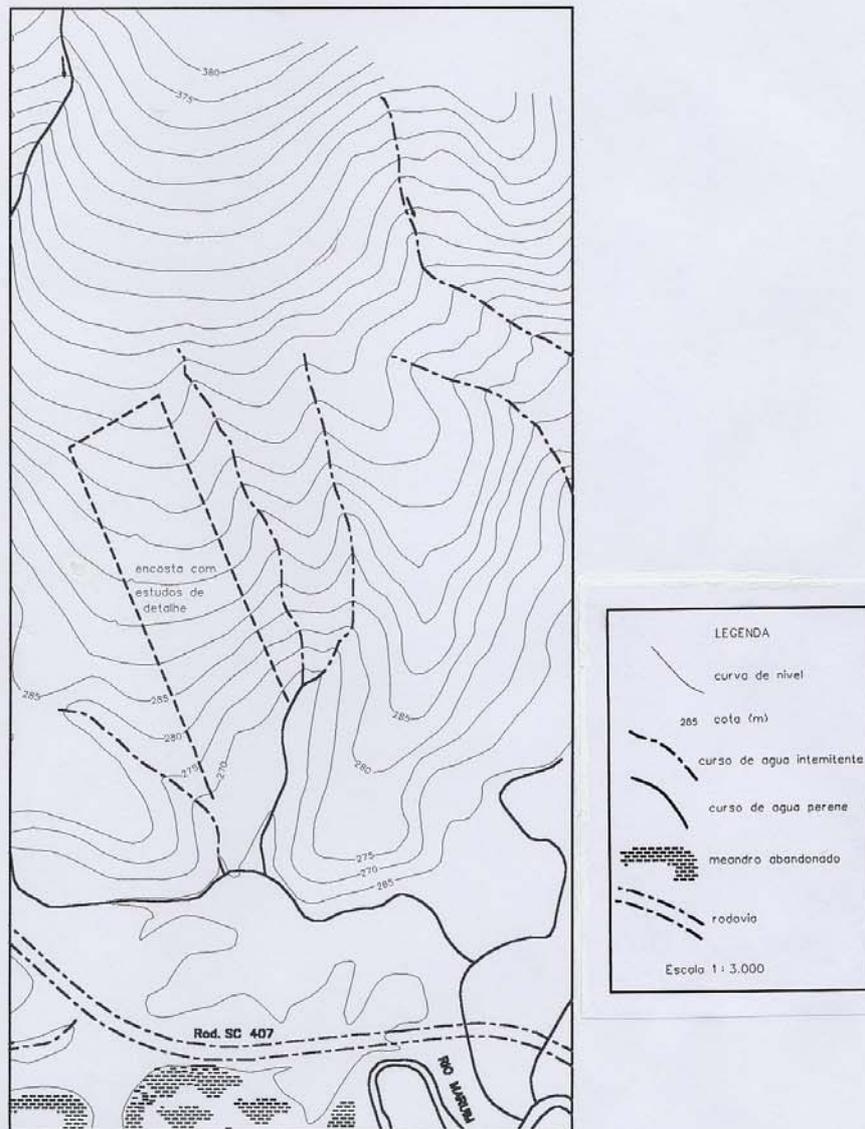


Figura 4.2 – Localização da encosta com estudos de detalhe

FOTOS

Foto 4.1 – Bloco do Granito São Pedro de Alcântara com mudança abrupta de textura equigranular (à esquerda), com grãos pequenos e cor clara para outra porfirítica (à direita) e cor da matriz mais escura, os fenocristais são feldspato. (Foto Edna Lindaura Luiz – ago./2001).



Foto 4.2 – Corte de encosta no distrito sede de São Pedro de Alcântara, observar os veios quartzo – feldspáticos e a ruptura da bancada que ocorreu principalmente junto destes veios. A textura é arenosa nos veios e siltosa no restante do material. (Foto José Luís B. Gardenal – jan./2000).



Foto 4.3 – Colina com encosta erodida da base até o topo, à direita da foto. Quase metade do volume desta elevação já foi erodido. Um afluente do rio Maruim na localidade de Boa Parada vem migrando lateralmente e solapando a base desta colina. (Foto Edna Lindaura Luiz – dez./1999).

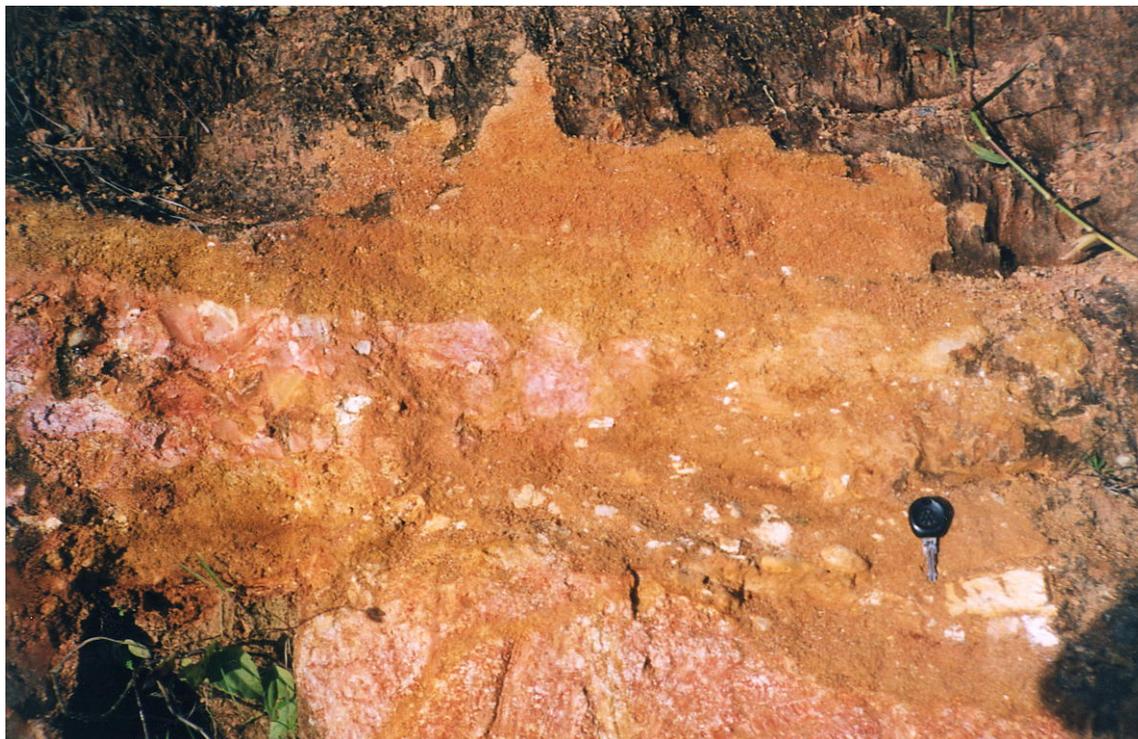


Foto 4.4 – Depósito de canal em um corte de encosta na localidade de Santa Teresa. Este depósito está situado a 20 m acima do nível da planície atual e apresenta uma espessura máxima de 1.5 m, possui seixos de quartzo e feldspato embriados. O depósito está sobre material de rocha alterada com estrutura conservada. Acima dele, o material é de colúvio com cor avermelhada e seixos dispersos, com espessura de 3.5 m. . (Foto Edna Lindaura Luiz – jul./2003).

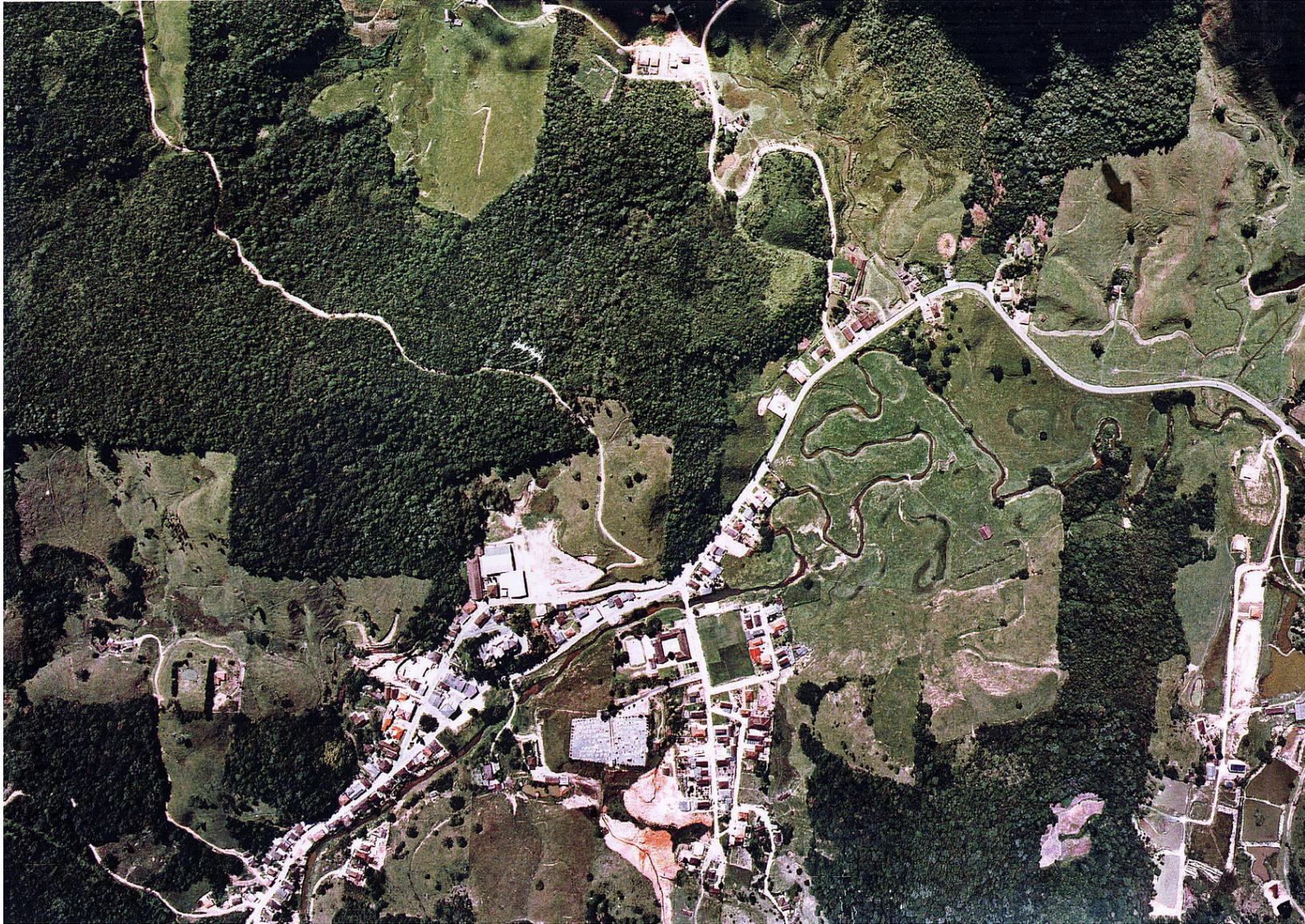


Foto 4.5 - Foto aérea colorida do distrito sede de São Pedro de Alcântara. Escala aproximada 1: 7.500. Observar os cortes e aterros. O solo aparece exposto por efeito das rupturas a partir dos terracetes onde a cobertura de gramíneas aparece mais rala, como nas encostas próximas ao trecho meandrante do rio. A seta, à direita no alto, indica a área de estudos de detalhe. Fonte: Aeroconsult–Aerolevantamentos e Consultoria S/A, 1999



Foto 4.6 - Foto aérea colorida da localidade de Boa Parada. Escala aproximada 1: 7.500. Observar os meandros abandonados do rio, à direita na foto, e uma encosta com a base cortada, onde está se desenvolvendo uma feição erosiva, abaixo na foto. Fonte: Aeroconsult – Aerolevantamentos e Consultoria S/A, 1999



Foto 4.7 - Foto aérea colorida da localidade de Santa Teresa. Escala aproximada 1: 7.500. Observar os cortes e aterros na área. Acima da área urbanizada, é visualizada uma cabeceira de drenagem com feições erosivas. Fonte: Aeroconsult – Aerolevantamentos e Consultoria S/A, 1999.



Foto 4.8 – Presença de anfiteatros nas encostas com pequenas rupturas do solo no seu interior a partir de terracetes. (Foto Edna Lindaura Luiz – dez./1999).



Foto 4.9 – Feições de erosão em cabeceira de drenagem na localidade de Santa Teresa. (Foto Edna Lindaura Luiz – jul./2003).



Foto 4.10 – Perfil típico do solo desenvolvido a partir do granito São Pedro de Alcântara. O horizonte A é muito pouco desenvolvido sob pastagens, o horizonte B apresenta textura argilosa, cor bruno amarelada a bruno - avermelhada e estrutura de blocos subangulares. A transição do horizonte B para o C é nítida e gradual, com o material perdendo a estruturação em blocos, a cor mudando para mais rosada e a textura se tornando mais siltosa. (Foto Edna Lindaura Luiz – ago./2001).



Foto 4.11 – Feição erosiva no perímetro urbano do distrito sede de São Pedro com forma alongada, semelhante a uma voçoroca. Esta feição apresenta pequenas porções com solo exposto no seu interior por causa de rupturas a partir de terracetes. (Foto José Luís B. Gardenal – jan./2000).



Foto 4.12 – Pequena cicatriz de deslizamento com deposição na sua base dos materiais deslocados. (Foto Edna Lindaura Luiz – dez./1999).



Foto 4.13 – Feição erosiva em Sorocaba do Sul, Biguaçu – SC, estudada por Luiz (1996) que lembra uma grande cicatriz de movimento de massa, mas que na realidade é uma voçoroca que foi desenvolvida por vários mecanismos. Seu início ocorreu por exfiltração de fluxos subsuperficiais, como a feição menor no lado esquerdo da foto. O caminho do fluxo pôde ser identificado junto à base desta feição através da presença de uma linha com nódulos ou acúmulo de manganês quando foram feitas as sondagens para a construção de toposseqüências. (Foto Joel Pellerin – mai./1995).



Foto 4.14 – Presença de terracetes nas encostas do distrito sede de São Pedro, os quais constituem a trilha do gado por estas encostas íngremes. A pessoa está situada na encosta onde foram realizados os estudos de detalhe deste trabalho. (Foto Edna Lindaura Luiz – mai./2000).



Foto 4.15 – Detalhe de uma encosta onde o horizonte B está exposto por causa dos pequenos deslizamentos que ocorrem ao longo dos terracetes. Este horizonte sofre a atuação direta do escoamento superficial, contudo não apresenta incisões erosivas significativas em virtude do material ser muito argiloso e coeso. (Foto Edna Lindaura Luiz – dez./1999).



Foto 4.16 – frente de exfiltração (nascente) em uma encosta do distrito sede de São Pedro. Observar o solo exposto nas suas paredes laterais. (Foto Edna Lindaura Luiz – jul./2003).



Foto 4.17 – Deslizamento com vários planos de ruptura em uma encosta nas margens do rio Maruim, ocorrido logo após o episódio de chuvas excepcionais e enchente em dezembro de 1998. (Foto Heloísa P. Pôssas – Jan./1999).



Foto 4.18 – Feição erosiva em um corte de encosta no perímetro urbano de São Pedro de Alcântara. Notar que a incisão maior se desenvolveu na parte inferior de um anfiteatro e que novas incisões estão surgindo na parede do corte. A incisão maior está se alargando a montante pelo desprendimento de blocos da estrutura do horizonte B e se aprofundando a jusante a partir da atuação do escoamento superficial nos materiais siltosos do horizonte C. Alcovas de regressão estão se desenvolvendo no horizonte C exposto na parede do corte em alguns pontos à direita. Um destes pontos já demonstra inclusive um abatimento da superfície por causa da retirada do suporte basal. (Foto José Luís B. Gardenal – jan. /2000).

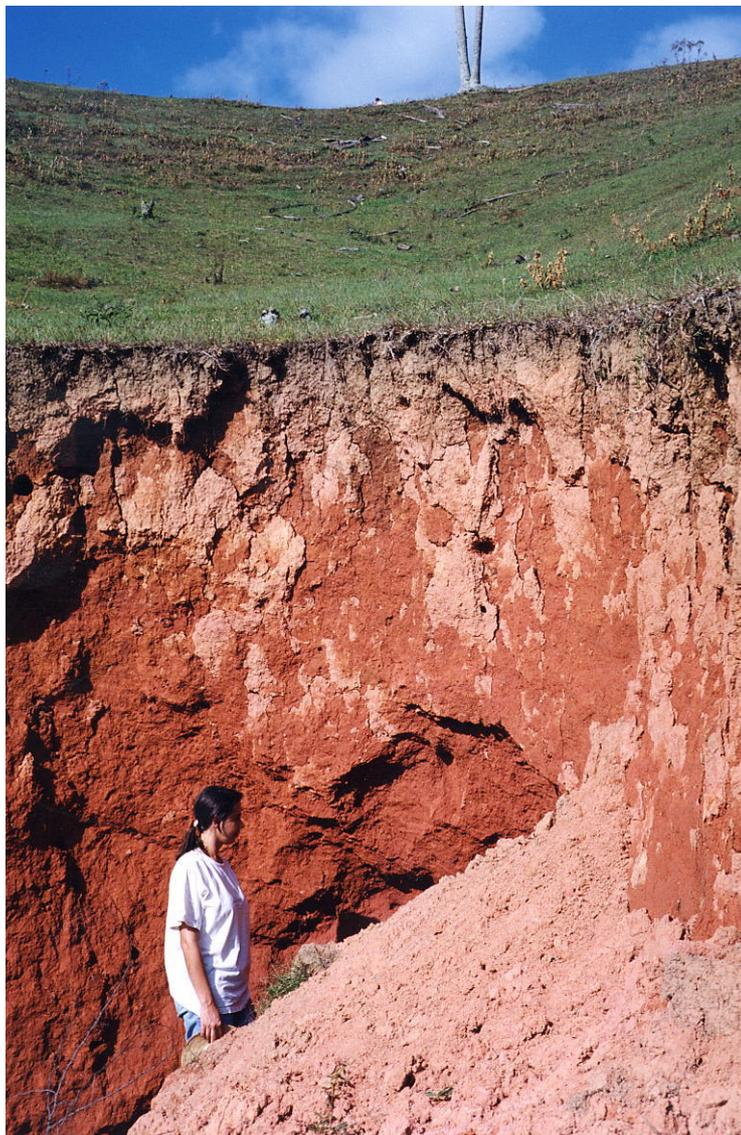


Foto 4.19 – Detalhe da incisão maior da foto 1, onde observa-se os horizontes A e B do solo. O horizonte B possui estruturação em blocos subangulares que se desprendem da parede da incisão assim como caem também massas maiores de solo individualizadas por fendas com aproximadamente 80 cm de profundidade que seguem entre os agregados do horizonte B. (Foto José Luís B. Gardenal – jan./2000).



Foto 4.20 – Visão geral da área escolhida para a realização de estudos de detalhe. Notar as linhas de talvegue paralelas e as feições erosivas suavizadas e revegetadas. Uma feição de erosão com solo exposto aparece atrás do bambuzal à esquerda da foto, na encosta onde foram efetuados os estudos de detalhe. É possível observar também a presença de linhas de terracetes da base até o alto das encostas. O terço inferior das encostas são os terrenos mais íngremes. (Foto Edna Lindaura Luiz – dez./1999).



Foto 4.21 – Detalhe da foto 4.20, com a porção da encosta onde foram efetuados os estudos de detalhe. Notar os terracetes bem marcados no terreno e o solo exposto junto deles. O bambuzal se encontra no interior de uma feição de erosão que se originou a partir da parede do caminho que corta quase lateralmente esta encosta. Notar, do lado direito da foto, a presença de matacões alinhados para montante, bem como sua presença na base da encosta. (Foto Edna Lindaura Luiz – mai./2000).

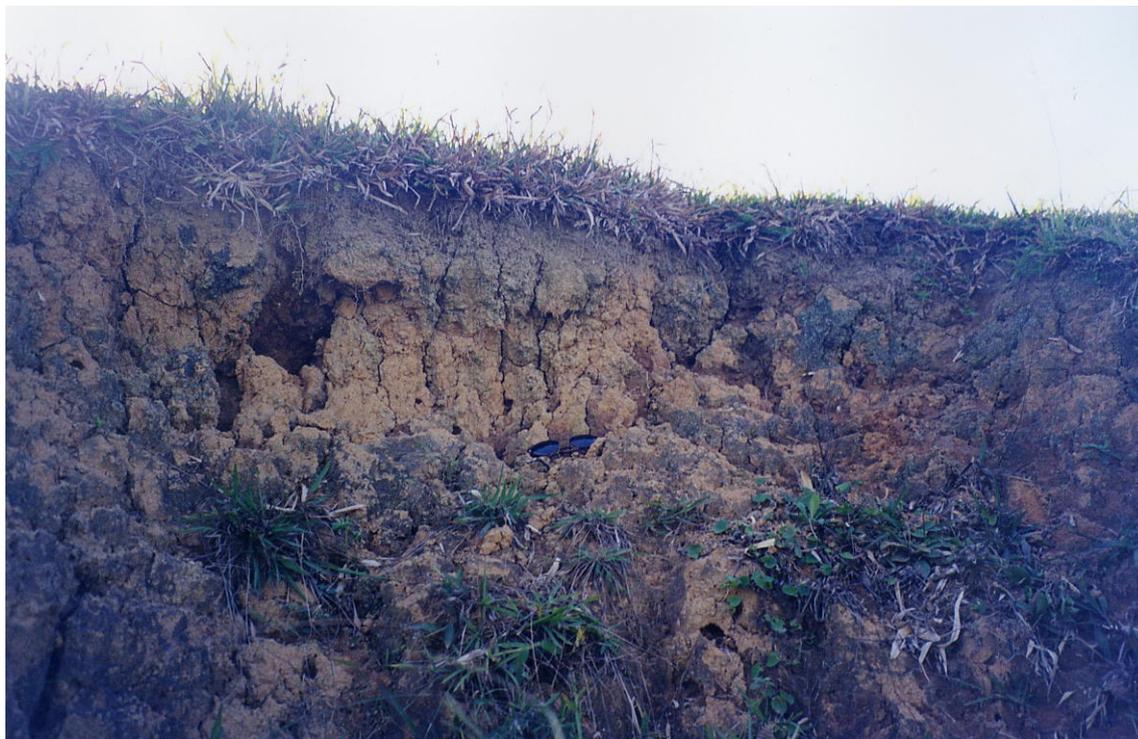


Foto 4.22 – Detalhe da parede da feição de erosão atrás do bambuzal, onde observa-se os horizontes A e B do solo e as rupturas dos agregados do horizonte B. As raízes no horizonte A ainda mantêm um certa coesão do material, porém logo ele será solapado pela retirada da sua base, fato ocasionado pela queda dos agregados do horizonte B. (Foto Edna Lindaura Luiz – mai./2000).

5 – CARACTERÍSTICAS DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

5.1 – METODOLOGIA DA ANÁLISE ESTRUTURAL DO SOLO

O conhecimento da natureza e da organização dos materiais das formações superficiais presentes na encosta escolhida para estudos de detalhe foi realizado através do emprego da Metodologia de Análise Estrutural da Cobertura Pedológica proposta por Boulet (1982 *apud.* BOULET, 1988 a, b; RUELLAN *et al.*, 1989). Inicialmente esta metodologia era aplicada aos estudos pedológicos, mas seu potencial para o entendimento dos mecanismos de erosão vem sendo cada vez mais explorado (FURIAN, 1994; FURIAN *et al.*, 1999; SALOMÃO, 1994; LUIZ, 1996; LUIZ e BELTRAME, 1998, dentre outros), pois, como afirma Mcfaddem e Knuepfer (1990), o solo registra o que aconteceu e o que acontecerá na evolução da paisagem, sendo por isso seu estudo uma importante contribuição para a explicação de processos que já ocorreram ou que poderão vir a acontecer.

Na metodologia de Análise Estrutural, a cobertura móvel da encosta (formações superficiais) é identificada tridimensionalmente e bidimensionalmente através da execução de topossequências, sendo dada especial atenção às transições verticais e laterais entre os volumes encontrados, procurando também compreender as relações entre eles e os processos atuantes naquela cobertura (BOULET, 1988 a, b; RUELLAN *et al.*, 1989, CASTRO, 1989).

Ruellan (1988) resume assim os princípios adotados pela Metodologia de Análise Estrutural da Cobertura Pedológica:

“...Estudar a cobertura pedológica é..., observar, acompanhar, medir os mecanismos, as transferências e as atividades atuais do meio pedológico. Isso deve ser feito em função dos constituintes e de suas organizações e em relação com os agentes e com os fatores dessas dinâmicas...” (Pág. 412).

O solo é um meio dinâmico e em evolução, que responde às mudanças introduzidas no ambiente através de transferências verticais e laterais de matéria, líquidos, gases e de mudança na circulação hídrica (RUELLAN, 1984). Trabalhos realizados sob esta abordagem encontraram, por intermediário de estudos detalhados da cobertura pedológica, evidências das transformações pela qual passou aquela paisagem onde estava inserida tal cobertura, seja através de mudanças ambientais de maior amplitude, como mudanças do

nível de base ou o clima se tornando mais úmido (BOULET, 1988 a, b; CASTRO, 1989; PELLERIN e QUEIROZ NETO, 1992), e também, por mudanças mais pontuais, tais como a ocorrência de movimentos de massa e outros processos erosivos (FURIAN, 1994, BOULET *et al.*, 1995; LUIZ, 1996). Desta forma, a cobertura móvel é analisada como um *continuum* no espaço e no tempo, ligando os processos de morfogênese e pedogênese na evolução da paisagem (PELLERIN e QUEIROZ NETO, 1993).

As duas primeiras etapas dos trabalhos dentro desta metodologia é o reconhecimento das paisagens do local, e um rápido reconhecimento das coberturas móveis (formações superficiais) de cada tipo de paisagem encontrado. Após estas etapas, é escolhida uma unidade elementar do modelado (bacia de primeira ordem, por exemplo) representativa de determinada paisagem para reconhecimento tridimensional da cobertura móvel (RUELLAN *et al.*, 1989). Nesta fase são realizados levantamentos topográficos de detalhe, sondagens e abertura de trincheiras. As sondagens são realizadas ao longo de perfis que seguem determinadas direções. A quantidade de sondagens e o distanciamento entre uma e outra são variáveis, pois estas são realizadas tantas vezes quanto for necessário até que se conheça todas as passagens laterais e verticais de um material para o outro. Já a abertura de trincheiras serve para a análise dos materiais sem deformação, para se conhecer a estrutura dos horizontes do solo e também as passagens laterais e verticais de um material para outro (BOULET, 1988 b; RUELLAN *et al.*, 1989). Um desses perfis deve seguir a linha de maior amplitude da encosta, ou seja, do interflúvio até a sua base, como recomendado por Boulet (1988 b).

Os dados levantados nas sondagens e nas trincheiras são sistematizados sobre papel milimetrado, já com o perfil topográfico traçado, sendo então desenhados os limites laterais e verticais entre os horizontes e os volumes encontrados na formação superficial. Tais perfis se constituem nas toposseqüências, ou seja, perfis que descrevem as diferenciações laterais e verticais dos diferentes volumes e horizontes que constituem a formação superficial da encosta. Os horizontes (quando apresentam extensão lateral significativa) e os volumes (quando não possuem uma área de ocorrência muito expressiva, e se desenvolvem dentro de outro material) são individualizados através da análise combinada de textura, cor, estrutura, presença de minerais ou nódulos e da existência de transições abruptas ou graduais, etc.

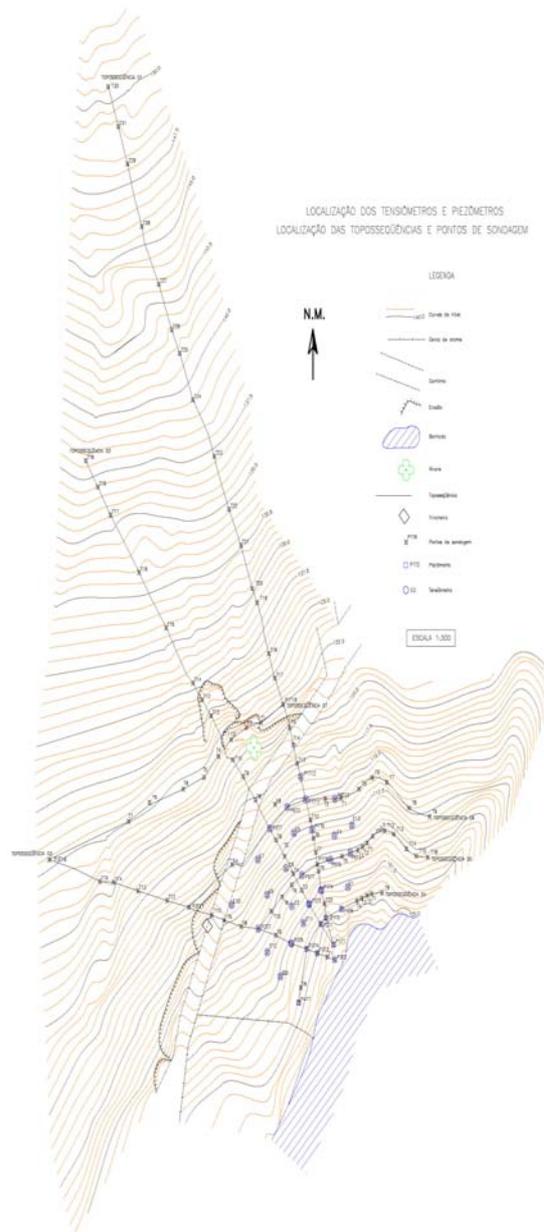
5.1.1 - CONSTRUÇÃO DAS TOPOSSEQÜÊNCIAS

Para a realização dos estudos de detalhe desta tese, foi primeiramente efetuado um levantamento topográfico de detalhe da encosta escolhida, na escala 1:300, com uso de uma estação total. Este levantamento permitiu um controle mais preciso da localização das sondagens, da abertura de trincheira, dos instrumentos de medida do potencial de pressão da água no solo e para a construção das toposseqüências (Mapa 5.1).

As sondagens foram feitas utilizando-se trado manual e os materiais encontrados foram descritos por cor, com o auxílio da tabela *Miunsell Color Charts*, por textura ao tato e por outras diferenciações tácteis-visuais, como o teor de umidade e a presença de alguns materiais (manganês na forma de óxidos ou hidróxidos, quartzo, feldspato em processo de alteração). Também foi anotada a profundidade do nível do lençol d'água, quando presente na sondagem, e se este era suspenso ou era o lençol de baixada. As sondagens, em geral, eram encerradas quando se alcançava a rocha alterada com estrutura conservada, mas, alguma vezes, elas eram continuadas ao longo deste material. Em muitos pontos, foram encontrados blocos de rocha que impediam a continuação da sondagem, sendo necessário iniciar outra ao lado daquela bloqueada.

Nas sondagens das seqüências principais, foram retiradas amostras deformadas representativas dos materiais encontrados para a realização de análises granulométricas, para confirmação da textura inferida em campo ou para ajudar na individualização de dois horizontes ou volumes contíguos. A estrutura dos horizontes do solo pôde ser reconhecida a partir de cortes nas paredes do caminho que atravessa a encosta e da abertura de uma trincheira. Esta trincheira foi cavada em um ponto onde era possível alcançar os horizontes de solo identificados e, ainda, fora da área com instrumentos para medir o potencial de pressão da água no solo. Desta trincheira, foram retiradas amostras indeformadas para ensaios de obtenção de densidade aparente, de resistência ao cisalhamento e de condutividade hidráulica dos diferentes horizontes.

Ao todo, foram construídas sete toposseqüências: três longitudinais à encosta, que não alcançaram o seu topo em virtude do difícil acesso e da grande extensão desta; e quatro transversais à ela, as quais permitiram o conhecimento das diferenças laterais entre os materiais encontradas nas toposseqüências longitudinais. Uma toposseqüência longitudinal e outra transversal atravessaram a feição erosiva presente na encosta, ajudando na compreensão da geometria dos materiais do seu interior e das vizinhanças.



Obs.: Este mapa está reduzido da sua escala original

Mapa 5.1 - Mapa de localização de sondagens, topossequências, tensiômetros e piezômetros

5.2 – ORGANIZAÇÃO E NATUREZA DAS FORMAÇÕES SUPERFICIAIS

As sondagens e a análise da trincheira e dos cortes demonstraram que esta encosta apresenta um perfil de solo com horizontes semelhante àqueles encontrados em cortes ao longo de toda a área de estudo e conforme descrito no item sobre solos do capítulo anterior (Foto 4.10). Os horizontes acompanham a topografia e são mais espessos no terço médio e superior da encosta, sendo que somente nestes segmentos aparece o horizonte argiloso com cor bruna (10 YR 5/6 ou 5/8). No terço inferior da encosta, nos seus segmentos mais íngremes, a cobertura é rasa e os horizontes do solo desaparecem restando da cobertura, às vezes, o horizonte de transição e da rocha alterada com estrutura conservada.

No lado nordeste da encosta (Topossequência 01), não foi possível encontrar a rocha alterada com estrutura conservada no terço inferior, pois as sondagens terminavam em blocos rochosos, os quais aparecem também em quase toda a base da encosta.

O material mais superficial que recobre a encosta, próximo à sua base, apresenta fragmentos de rocha alterada de tamanhos variados, areias, feldspatos em processo de alteração e sofre a influência da hidromorfia do lençol de baixada que modifica a cor destes materiais para tons amarelados. A hidromorfia, neste setor, também modifica a cor dos horizontes de transição e da rocha alterada com estrutura conservada.

No interior da feição erosiva, os materiais mais superficiais não apresentam evidências de uma organização em horizontes, sua textura e cor variam, com presença de muita areia e silte, encontrando-se também fragmentos de rocha intemperizada e grãos de feldspato pouco alterado próximo à superfície. Restam da cobertura encontrada a montante somente os horizontes mais profundos e o de transição e da rocha alterada com estrutura conservada.

A cobertura pedológica observada em São Pedro de Alcântara é muito semelhante àquela encontrada por Beltrame *et al.* (1991), Luiz (1996), Beltrame (1997) e Pellerin *et al.* (1997) nas colinas policonvexas de Sorocaba do Sul, no município de Biguaçu, situado a alguns quilômetros ao norte de São Pedro de Alcântara. Estes dois lugares estão sob as mesmas condições climáticas e possuem compartimentos de relevo com formas, *grosso modo* semelhantes (colinas, morros e montanhas). O diferencial de ambos é a rocha matriz, pois enquanto em Sorocaba do Sul, a rocha é o migmatito com bandeamentos e diferenciações entre fases mais félsicas e fase mais máficas, em São Pedro, a litologia é o granitóide calcialcalino. A semelhança das coberturas pedológicas pode talvez ser explicada porque os processos de alteração e de pedogênese são parecidos, uma vez que as rochas destes lugares estão submetidas a um mesmo clima e localizadas em superfícies topográficas parecidas, além de que a sua

composição química-mineralógica não é tão contrastante, sendo constituída basicamente de feldspatos, quartzo, micas e piroxênios (LUIZ *et al.*, 2000).

A seguir serão descritas em detalhes as toposseqüências construídas com os dados levantados sobre a cobertura superficial da encosta; desta forma, poderão ser melhor compreendidas a organização e a natureza de seus materiais constituintes.

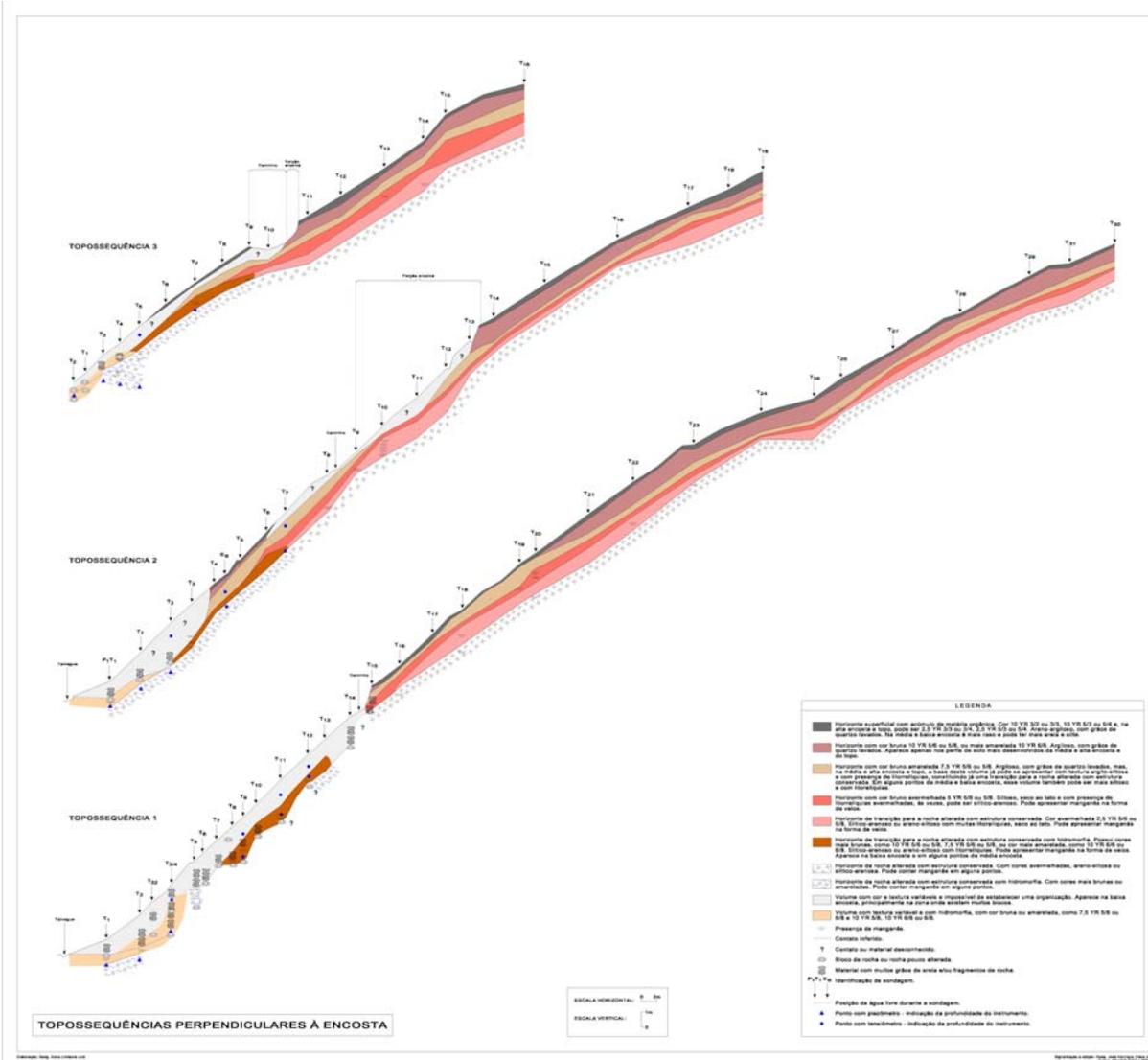
5.2.1 – DESCRIÇÃO DAS TOPOSSEQÜÊNCIAS PERPENDICULARES À ENCOSTA

5.2.1.1 – Toposseqüência 01

Esta toposseqüência se localiza no lado nordeste da encosta e se encontra muito próxima do limite do divisor que separa o setor estudado da área que drena para um dos talvegues descritos anteriormente. Ela é muito extensa e apresenta duas organizações de materiais distintas: uma presente no seu terço superior e médio (até a parede do caminho) e outra no terço inferior com declividades mais acentuadas (Mapa 5.1, Figura 5.1)

A parte superior desta toposseqüência (terço médio e superior) apresenta declividades menores do que sua parte mais baixa, com áreas quase planas mais próximo ao seu topo. A organização dos materiais se faz a partir de um perfil de solo com horizontes concordantes, *grosso modo*, com a topografia. A profundidade do perfil de solo propriamente dito (horizontes A e B) é de cerca de 1.5 a 2.0 metros, sendo que em profundidades maiores já se caracteriza a transição para rocha alterada com estrutura conservada (horizonte C). A partir da superfície até a rocha alterada com estrutura conservada, encontram-se os seguintes horizontes:

- Horizonte superficial com acúmulo de matéria orgânica, com espessura em torno de 20 cm. Areno-argiloso, com grãos de quartzo lavados (areia grossa), porém pode existir também uma quantidade significativa de silte, como no ponto 20 (observar perfil textural mais adiante). Cor 10YR 3/2 ou 3/3, 10YR 5/3 ou 5/4 e, nas áreas mais planas, pode apresentar cores 2,5Y 3/3 ou 3/4, 2,5 YR 5/3 ou 5/4 e ser mais espesso, cerca de 30 cm. A estrutura é grumosa ou com agregados subangulares pequenos (0.5 a 1.0 cm). A porosidade é alta e, além dos poros entre-agregados, há ainda porosidade fissural e tubular dada pelas raízes das plantas e pela atividade de animais do solo.



Obs.: Esta figura está reduzida da sua escala original

Figura 5.1 – Toposequências perpendiculares à encosta

A transição para o horizonte seguinte é gradual, com aumento do teor de argila e diminuição da matéria orgânica. Ocorre, nesta transição, a penetração do material deste horizonte superficial orgânico no horizonte seguinte através de fendas e poros sub-verticais, formados pela morte de raízes e pelo limite entre os agregados do horizonte inferior.

- Horizonte com cor bruna 10YR 5/6 ou 5/8, ou mais amarelada 10YR 6/8. Argiloso, com grãos de quartzo lavados. Apresenta uma espessura em torno de 50 cm, principalmente nas partes mais planas da toposseqüência, diminuindo onde a declividade da superfície aumenta. A estrutura se apresenta em blocos subangulares bem desenvolvidos (superestrutura prismática), com tamanho de 8 cm ou superior. A porosidade fissural, muito significativa, é formada pelo espaço entre os blocos subangulares; ocorre também a porosidade dada pela morte de raízes. A transição para o horizonte seguinte é gradual, com mudanças principalmente na cor, a qual se torna mais amarelo-avermelhada.

- Horizonte com cor bruno - amarelada 7,5YR 5/6 ou 5/8. Argiloso, com grãos de quartzo lavados, entretanto, a base deste horizonte já apresenta textura argilo-siltosa e com presença de algumas litorrelíquias (fragmentos centimétricos muito alterados da rocha, que podem ser quebrados com os dedos), constituindo assim o início da transição para a rocha alterada com estrutura conservada. É pouco espesso ao longo deste setor da toposseqüência, mas tende a se tornar mais significativo em sua parte inferior, onde a declividade da superfície topográfica aumenta, aparentemente em detrimento do horizonte superior bruno argiloso. A estrutura do topo deste horizonte é de blocos subangulares com tamanho superior à 8 cm, com forte porosidade fissural, enquanto na sua base a estrutura em blocos subangulares vai desaparecendo, sendo substituída por uma estrutura mais maciça, sendo que por isso, a porosidade fissural diminui. A transição para o próximo horizonte em profundidade é gradual, com a textura se tornando cada vez mais siltosa e a cor mais avermelhada e, ainda, a estrutura em blocos subangulares vai desaparecendo.

- Horizonte com cor bruno avermelhada 5YR 5/6 ou 5/8. Siltoso, seco ao tato e com presença de litorrelíquias avermelhadas, às vezes pode ser síltico-argilo-arenoso. Pouco espesso, porém tornando-se mais amplo na parte mais baixa deste setor da toposseqüência. A estrutura em blocos desaparece e surge uma estrutura maciça, mais compacta; a

macroporosidade diminui, pois não resta mais espaço entre agregados, mas é possível observar uma certa porosidade cavitária formada pela retirada de elementos em consequência do intemperismo. Pode apresentar manganês na forma de acumulações (às vezes, na forma de veios) não concrecionárias.

- Horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada. Cor avermelhada 2,5YR 5/6 ou 5/8. Siltico-arenoso, com litorrelíquias, seco ao tato. Com estrutura maciça. A porosidade é significativa quando a textura é mais arenosa, porém há também significativa porosidade cavitária. Pode, ainda apresentar acumulação de manganês semelhante ao horizonte superior. Transição gradual para a rocha alterada com estrutura conservada.

- Horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. A cor geral é rosada, mas apresenta pontuações brancas, negras e vermelhas. Material areno-siltoso ou siltico-arenoso, na verdade, a textura se torna mais arenosa a medida que aumenta a profundidade. Muito poroso, com significativa porosidade cavitária. Pode conter acumulação de manganês não concrecionário em alguns pontos, principalmente no contato com o horizonte superior.

O setor inferior desta toposseqüência, que abrange da parede do caminho até a base da encosta, apresenta declividade acentuada. A organização dos materiais é mais complexa do que no setor superior. Os horizontes do solo desaparecem, inclusive, o horizonte superficial com contribuição de matéria orgânica é muito pouco expressivo. As sondagens realizadas neste setor, quase sempre terminaram sobre blocos de rocha, sendo eles, então, o limite inferior da organização da cobertura encontrada para este setor da Toposseqüência 01. A partir da superfície até a rocha alterada com estrutura conservada, quando encontrada, ou até o aparecimento de blocos, são encontrados os seguintes materiais:

- Volume com cor e textura variáveis. Entre os pontos T1 e T8, a textura é muito arenosa e até cascalhenta, com presença de fragmentos de rocha intemperizada e com grãos de feldspato pouco alterado, aparecem, ainda, pequenos blocos que puderam ser ultrapassados com o trado manual. Partículas com tamanho silte também estão presentes desde a superfície. A partir do ponto T9, ocorre uma quantidade mais significativa de argila,

desaparecendo as partículas de tamanho maior que areia, entretanto, já ocorrem, na superfície, litorrelíquias avermelhadas no meio do material.

A cor é mais bruna junto à superfície (10YR 5/6, 5/8 ou 6/8), depois pode passar para bruno-amarelada (7.5YR 5/6, 5/8 ou 6/8), e, em profundidade, para cores mais avermelhadas (5YR 5/6, 5/8 ou 6/8). Porém, podem ser encontrados materiais com cor mais avermelhada já próximo da superfície. Geralmente, existem manchas amareladas no meio do material com cores 5 YR 5/6 ou 5/8 e manchas mais avermelhadas no meio do material com cores 10YR 5/6, 5/8 ou 7.5YR 5/6, 5/8. As manchas amareladas podem ser atribuídas ao processo de hidromorfia localizada, enquanto as mais avermelhadas são resultado do acúmulo de litorrelíquias. Este volume sofre influência do lençol de baixada até aproximadamente a altura do ponto T5, ficando isto evidente através da mudança das cores dos materiais para tons mais amarelos, com cores 10YR 6/6 ou 6/8. Durante a realização das sondagens, foi encontrada água livre no interior deste volume, logo acima da rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia, entre a base da topossequência e a posição do ponto T3/4 na encosta, constituindo o nível do lençol freático de baixada naquele momento. O lençol não foi mais encontrado nas sondagem de montante por causa da presença de blocos que impediam a perfuração até profundidades maiores.

Este material não apresenta uma estruturação evidente, mas possui porosidade do tipo macro, dada pela atividade biológica do solo e pela textura grossa, sendo que onde esta porosidade diminui, são encontrados sinais de hidromorfia (manchas amareladas), o que pode ser relacionado com a passagem da textura para mais argilosa ou siltosa.

Este volume é relativamente raso entre os pontos T8 e T13 e se aprofunda na base da encosta, lugar onde ocorrem blocos no seu interior.

- Horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia. Possui cores mais brunas, como 10 YR 5/6 ou 5/8, 7,5 YR 5/6 ou 5/8, ou cor mais amarelada, como 10 YR 6/6 ou 6/8. Siltico-arenoso ou areno-siltoso com muitas litorrelíquias. Apresenta, em muitos pontos deste setor da topossequência, manganês não concrecionário na forma de veios. É mais compacto onde predomina a textura siltosa e a macroporosidade parece diminuir, enquanto na porção em que a textura é mais arenosa, a porosidade é mais significativa e o material não apresenta o aspecto compacto. A textura arenosa predomina onde as sondagens terminaram sobre blocos.

- Horizonte da rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia. Aparece na base da toposseqüência e em alguns pontos para montante, mas nestes pontos, é sempre acompanhada em profundidade por blocos impossíveis de atravessar com o trado manual. Apresenta cores mais brunas ou amareladas ou, ainda, acinzentadas. Pode conter manganês no limite com o horizonte superior.

- Limite de blocos. Os blocos aparecem desde a base da encosta e são acompanhados por materiais arenosos logo acima de si. Durante as sondagens, é possível apenas raspá-los com o trado manual e o material resultante desta raspagem é arenoso e possui muitos grãos de quartzo grossos e grãos de feldspato pouco alterado. Do ponto T5 até o ponto T12, o limite formado pela posição dos blocos lembra degraus.

5.2.1.2 – Toposseqüência 02

Esta toposseqüência atravessa a feição de erosão atrás do bambuzal e termina no divisor lateral da encosta, está localizada no centro do setor escolhido para a realização dos estudos de detalhe (Mapa 5.1 Figura 5.1). Nela, o perfil do solo com seus horizontes são semelhantes àqueles encontrados na toposseqüência 01. O perfil de solo é observado até a baixa encosta, com alguns horizontes desaparecendo na área da feição de erosão. Na base da encosta, a partir do ponto T4, os horizontes do solo desaparecem abruptamente e surgem blocos no meio de uma matriz que não apresenta uma organização definida e ainda sofre a influência do lençol de baixada. Entre a parede da feição de erosão e o ponto T16, o perfil de solo é mais raso do que nos outros segmentos da toposseqüência e a rocha alterada com estrutura conservada está mais próxima da superfície do terreno. A seguir, serão discutidas algumas características dos horizontes descritos na Toposseqüência 01 em relação à sua geometria e suas particularidades observadas na Toposseqüência 02. Assim, da superfície até a rocha alterada com estrutura conservada, encontram-se os seguintes horizontes:

- Horizonte superficial com acúmulo de matéria orgânica. Tem as mesmas características descritas para a Toposseqüência 01, mas pode alcançar uma espessura de quase 80 cm no alto da encosta, onde as declividades são menores. Ele desaparece no interior da feição erosiva, reaparecendo logo a jusante, porém menos espesso. A partir do ponto T4 até a base da encosta, ele não é mais encontrado.

- Horizonte Argiloso com cor bruna 10YR 5/6 ou 5/8 ou amarelada 10YR 6/8. É mais espesso na parede da feição erosiva nesta toposseqüência, onde os agregados em blocos subangulares, com cerca de 12 cm de tamanho, estão se desprendendo do resto da massa (Foto 4.22). A cor mais amarelada, 10YR 6/8, é especificamente encontrada entre a parede da feição de erosão e o ponto T6, onde a inclinação da encosta sofre alteração. A ocorrência desta cor mais amarelada pode estar relacionada com uma hidromorfia localizada neste horizonte em função da circulação lateral de água, que chega pela superfície e sai na parede da feição erosiva, onde a drenagem é livre, pois, abaixo deste horizonte, a macroposidade dada pelo limite entre agregados desaparece e a textura passa para mais siltosa. No alto da toposseqüência, a espessura deste horizonte diminui, levando a crer que o horizonte orgânico superior se desenvolve em seu detrimento. Este horizonte desaparece a partir da feição erosiva e, posteriormente, torna a ocorrer entre os pontos T4 e T6, porém apresentando pequena espessura.

- Horizonte com cor bruno amarelada 7,5YR 5/6 ou 5/8. É raso nesta toposseqüência, principalmente a montante da parede da feição erosiva, e sua textura já é praticamente argilo-siltosa, com presença de litorrelíquias. Já na baixa encosta, entre os pontos T4 e T9, ele se espessa. Podem ser encontrados materiais com textura mais argilosa na parte superior deste horizonte, desenvolvendo, então, a estruturação em blocos subangulares. Ele desaparece no interior da feição de erosão.

- Horizonte com cor bruno avermelhada 5YR 5/6 ou 5/8, siltoso, seco ao tato e com presença de litorrelíquias avermelhadas, estrutura maciça. É muito raso entre os pontos T12 e T16, quase sumindo sob este último. Desaparece antes dos outros horizontes na baixa encosta, na altura do ponto T16.

- Horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada. Cor avermelhada 2,5YR 5/6 ou 5/8. Sua textura varia de siltosa a siltico - arenosa. No contato com o horizonte acima e na parte superior desta toposseqüência, onde ele é mais espesso, a textura é mais siltosa. Já no seu limite com rocha alterada com estrutura conservada e na parte inferior da toposseqüência, a sua textura é mais siltico - arenosa. É seco ao tato e tem estrutura maciça. Também é muito raso entre a parede da feição de erosão e o ponto T16, se espessando para montante e no interior da feição erosiva. Nos lugares onde é mais

espesso, possui muitas litorrelíquias de rocha alterada. Apresenta grande acúmulo de manganês no interior da feição erosiva, na altura do ponto T10, onde sua forma é côncava.

- Horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. Semelhante aquele horizonte descrito na Topossequência 01. O limite para o seu aparecimento, nesta topossequência, não acompanha a superfície topográfica do terreno, sendo mais raso entre a parede da feição erosiva e o ponto T16 e mais profundo para montante e jusante deste segmento. Este limite volta a ser raso na altura do ponto T9, na base da feição de erosão.

- Horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia. Possui cores brunas, como 10 YR 5/6 ou 5/8, 7,5 YR 5/6 ou 5/8, ou mais amarelada, como 10 YR 6/6 ou 6/8. Idêntico àquele encontrado na Topossequência 01. A passagem lateral do horizonte de transição para a rocha alterada para este com influência de hidromorfia é gradual e ocorre aproximadamente a partir do ponto T7. Possui acúmulo de manganês na altura do ponto T3, logo abaixo do desaparecimento abrupto dos horizontes de solo na baixa encosta e, também, onde seu limite com o horizonte inferior apresenta uma forma mais ou menos côncava. A jusante do ponto T2, este horizonte desaparece e começam a surgir blocos e materiais mais arenosos e cascalhentos.

- Horizonte da rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia. Ocorre desde a base desta topossequência até o ponto T7, e tem as mesmas características descritas para ele na topossequência 01. Contudo, não apresenta blocos no seu interior. O limite superior do lençol freático penetra em seu interior a montante do ponto T2. Nos pontos T1, T2 e T3, existe uma camada dentro deste volume com características diferenciadas: mais seca, compacta (difícil de ser atravessada) e com cores mais bruno – avermelhadas (lembrando cor de ferrugem). Ela é seguida em profundidade por materiais com cores acinzentadas e muito úmidos. É possível que esta camada seja resultado da acumulação de óxidos de ferro, isso explicaria sua cor e compactação, caracterizando uma área de má drenagem.

- Volume com cor e textura variáveis presente no interior da feição erosiva e abaixo do caminho. A textura aqui é geralmente argilo-siltosa ou areno-argilosa, com litorrelíquias aparecendo desde a superfície. Presença de manchas ora amarelas ora vermelhas no meio de uma matriz bruna ou bruno – amarelada. Os materiais mais siltosos e avermelhados, que

costumam caracterizar o início da transição para a rocha alterada com estrutura conservada podem estar próximos à superfície e ser seguidos em profundidade por materiais mais argilosos com cor bruno –amarelada.

- Volume com cor e textura variáveis da base da encosta. Materiais semelhantes aos descritos na Topossequência 01, contudo, com textura menos arenosa e cascalhenta. A textura predominante é argilo-arenosa, com presença, já próximo da superfície, de litorrelíquias avermelhadas no meio da massa. Materiais mais grossos, inclusive blocos, aparecem em profundidade antes do limite superior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. Na base da encosta, as cores são amareladas em razão da hidromorfia provocada pelo lençol freático de baixada. O nível deste lençol, durante as sondagens, estava acima do aparecimento dos blocos.

5.2.1.3 – Topossequência 03

Esta topossequência se localiza no lado mais SW da área estudada da encosta, passando próximo do seu divisor lateral (Mapa 5.1, Figura 5.1). Aqui também o perfil do solo com seus horizontes são semelhantes aqueles encontrados nas topossequências 01 e 02, sendo mais profundo no topo, a montante da parede do caminho. A jusante do caminho que atravessa a encosta, a organização dos materiais muda, com o desaparecimento dos horizontes mais superficiais, com a hidromorfia dos horizontes de transição e da rocha alterada com estrutura conservada, com o aparecimento de um volume difícil de classificar e a com a presença de blocos na base da encosta. Segue uma descrição mais detalhada da organização e da natureza dos materiais encontrados nesta topossequência:

- Horizonte superficial com acúmulo de matéria orgânica. Apresenta as mesmas características descritas para a Topossequência 01. É mais espesso na parte superior desta Topossequência 03, antes do caminho, e mais raso a jusante do caminho, desaparecendo abaixo do ponto T6.

- Horizonte argiloso com cor bruna 10YR 5/6 ou 5/8 ou amarelada 10YR 6/8. É mais espesso entre os pontos T15 e T16, onde o terreno é quase plano, e desaparece a jusante da parede do caminho. É encontrado um volume amarelado em seu interior, com cor 10YR6/8, no segmento que vai da parede do caminho até o ponto T13, o qual também

pode estar relacionado com uma hidromorfia localizada criada pela circulação lateral de água com saída livre na parede, representando, assim, o mesmo caso comentado para o segmento a montante da parede da feição erosiva na Topossequência 02.

- Horizonte com cor bruno amarelada 7,5YR 5/6 ou 5/8. Tem as mesmas características descritas na Topossequência 01. É mais espesso junto ao topo e desaparece na baixa encosta.

- Horizonte com cor bruno avermelhada 5YR 5/6 ou 5/8, siltoso, seco ao tato, com estrutura maciça e presença de litorrelíquias avermelhadas. É muito espesso no topo da topossequência, entre os pontos T15 e T16, diminuindo de espessura para jusante e desaparecendo sob o ponto T8. Apresenta acumulação de manganês no ponto T13.

- Horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada. Semelhante àquele descrito nas Topossequências 01 e 02. Apresenta acúmulo de manganês sob o ponto T14. Seus limites superior e inferior não seguem a forma topográfica do terreno, como foi observado nos horizontes mais superficiais desta topossequência. A partir do ponto T9 para jusante, começa a sofrer influência de hidromorfia.

- Horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. Semelhante àquele horizonte descrito na Topossequência 01. Está mais próximo da superfície no segmento entre o caminho e a base da encosta. Também apresenta influência da hidromorfia a partir do ponto T9 para jusante, como o horizonte de transição.

- Horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia. Material semelhante àquele encontrado na Topossequência 02, porém apresenta cores mais brunas, 10 YR 5/6 ou 5/8, 7,5 YR 5/6 ou 5/8. A passagem lateral do horizonte de transição para a rocha alterada para este com influência de hidromorfia também é gradual e ocorre a partir do ponto T9. Ele desaparece no ponto T5, onde para jusante aparecem blocos e materiais mais arenosos e cascalhentos. Possui acúmulo de manganês nos pontos T7 e T9.

- Horizonte da rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia. Também semelhante ao material deste mesmo horizonte encontrado na Topossequência 02, mas as

cores são mais brunas. Apresenta acúmulo de manganês no seu interior nos pontos T4 e T5. A camada mais seca, compacta e com cores mais bruno – avermelhadas, difícil de ser atravessada, também é encontrada nesta toposseqüência, na baixa encosta, mas aqui ela é mais espessa.

- Volume com cor e textura variáveis da base da encosta. Materiais semelhantes aos descritos na Toposseqüência 02, porém, mais siltosos e menos argilosos. São encontrados grãos de feldspato pouco alterado nos materiais próximos à superfície na baixa encosta. É observada a presença de blocos antes do limite da rocha alterada com estrutura conservada nos pontos T3 e T4. Tais blocos se acumulam na base da encosta. Durante as sondagens, o nível do lençol freático de baixada passava entre estes blocos subia lateralmente à encosta e aprofundava abruptamente na rocha alterada com estrutura conservada sob o ponto T4. A hidromorfia da baixada modifica as cores dos materiais deste volume, tornando-os mais amarelados.

5.2.2 – *DESCRIÇÃO DAS TOPOSSEQÜÊNCIAS TRANSVERSAIS À ENCOSTA*

5.2.2.1 – Toposseqüência 04

Esta toposseqüência atravessa a base da encosta estudada, possui direção E – SW e apresenta blocos de rocha pouco alterados aflorando na superfície no lado SW (Mapa 5.1 Figura 5.2). A superfície do terreno por onde passa esta toposseqüência configura um perfil côncavo ténue entre os pontos P3T4 e T4. Os horizontes do solo não são encontrados aqui.

A rocha alterada com estrutura conservada sob influência da hidromorfia é encontrada na parte central desta toposseqüência, cujo limite superior tem uma forma côncava bem mais pronunciada do que a superfície do terreno acima. Manganês se acumula neste limite côncavo. Acima dele, são encontrados blocos e fragmentos de rocha intemperizada.

Nas laterais desta toposseqüência, existem blocos rochosos em profundidade que impediram o avanço das sondagens. Em seu lado leste, os blocos encontram-se muito perto da superfície, entre 50 a 80 cm de profundidade, e, também muito juntos entre si, uma vez que foram efetuadas sondagens muito próximas uma das outras. Esta continuidade lateral

dos blocos rochosos permite cogitar que eles sejam, na realidade, um corpo contínuo neste lado da toposseqüência.

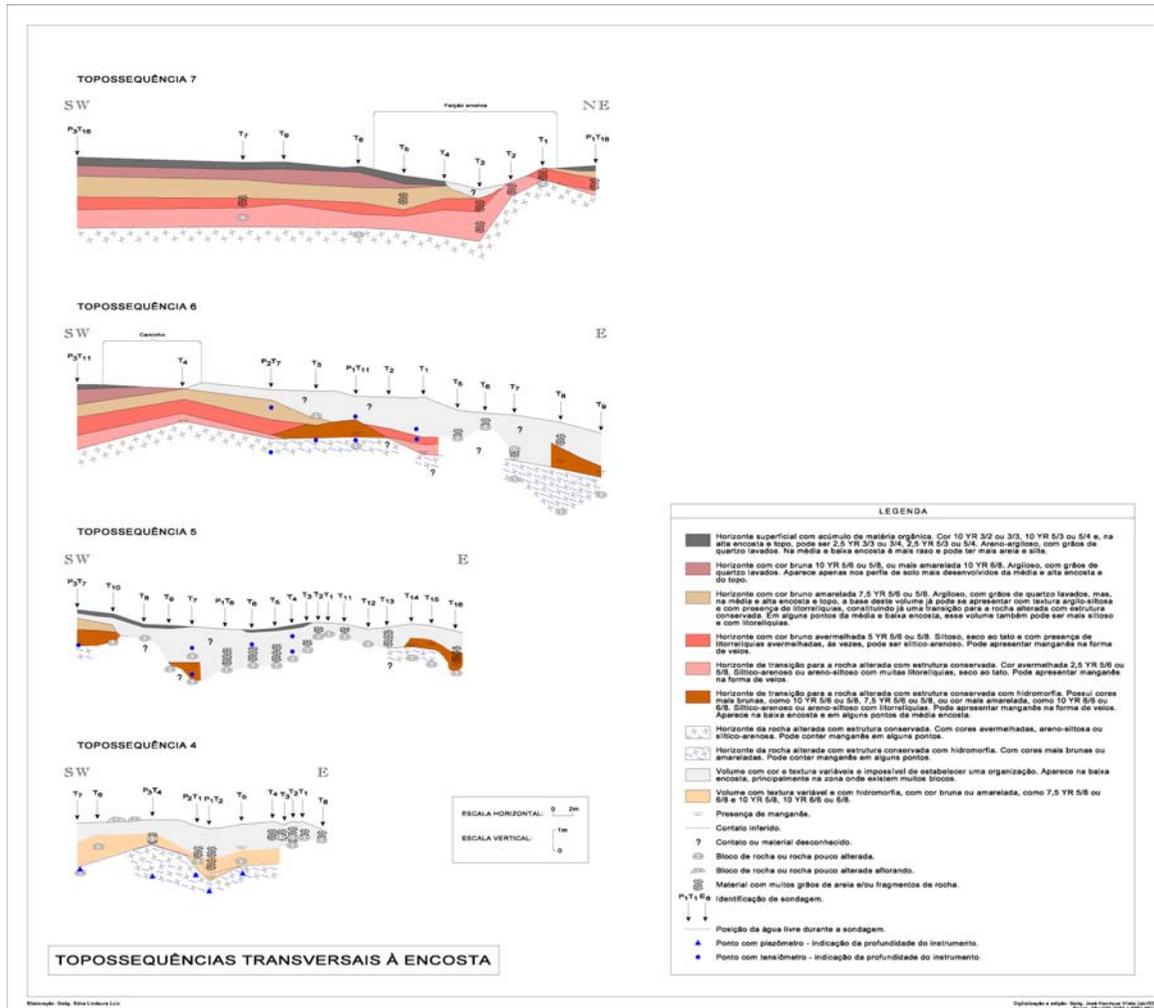
Blocos também ocorrem no meio do volume sem uma organização definida. Este volume apresenta materiais com texturas diferenciadas, variando de arenosa ou cascalhenta, junto aos blocos, para mais areno-argilosa ou siltosa nos lugares onde o perfil é mais espesso. Geralmente, grãos de feldspato e de mica foram encontrados onde a textura se tornava um pouco mais siltosa, porém os grãos de feldspato podiam formar a fração arenosa nos materiais areno-argilosos em alguns pontos.

A forte hidromorfia provocada pelo lençol freático torna os materiais mais amarelados, sendo que, no ponto T6 entre 60 cm e 1.0 m de profundidade, ocorre a presença de um material areno-argiloso, com uma cor esbranquiçada e com grãos de feldspato lavados, lembrando um processo de forte hidromorfia. A variação lateral do nível do lençol freático nesta toposseqüência, no momento das sondagens, foi muito curiosa. O nível do lençol era mais profundo no lado sudoeste da toposseqüência, no ponto T7, tornando-se mais raso, em seguida, no ponto P3T4 e se aprofundando novamente no limite em forma de calha do aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada conforme é observado na Figura 5.2.

5.2.2.2 – Toposseqüência 05

Localiza-se logo a montante da Toposseqüência 04 e também tem direção E – SW. Aqui não aparecem os horizontes de solo, com exceção dos ponto P3T7 e T10 no lado sudoeste, onde o horizonte com cor bruno- amarelada 7,5YR 5/6 ou 5/8 é observado. Porém, este horizonte está assentado diretamente sobre o horizonte de transição da rocha alterada com estrutura conservada. Este último é substituído em profundidade, para a rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia.

Um horizonte orgânico é encontrado nesta toposseqüência, com textura areno-silto-argilosa, mas ele desaparece para leste e onde a superfície do terreno se torna mais côncava. Ao longo de praticamente toda esta toposseqüência, as sondagens terminaram sobre blocos que não puderam ser atravessados com o trado manual. O aparecimento destes blocos em profundidade formam um limite côncavo entre os pontos T10 e T2, com maior aprofundamento no ponto T7. No lado leste, os blocos se encontram muito próximos da superfície, a cerca de 50 cm de profundidade, e também estão muito próximos uns dos outros.



Obs.: Esta figura está reduzida da sua escala original
Figura 5.2 – Toposequências transversais à encosta

O fato deste caso ser semelhante ao encontrado no mesmo lado da Topossequência 04, leva a crer que também constituam um corpo contínuo. Seguindo mais para leste, os blocos tornam a se aprofundar e aparecem no meio de um material semelhante à rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia.

Acima dos blocos se encontram materiais muito arenosos e com fragmentos de rocha alterada. Próximo da superfície, nos pontos onde foram encontrados perfis mais profundos, os materiais são areno-argilosos, com cores variando entre 10 YR 5/6 ou 5/8; 7,5 YR 5/6 ou 5/8 e, também, 5 YR 5/6 ou 5/8, ou seja, tratam-se de cores ora mais brunas ora mais amareladas ou avermelhadas. No lado mais a leste, ocorre acumulação de manganês sobre o limite de aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia e, ainda, acima do bloco encontrado no ponto T16.

5.2.2.3 – Topossequência 06

Esta topossequência está a montante da topossequência 05 e, assim como ela, tem direção E – SW. O seu lado sudoeste atravessa o caminho presente na encosta, sendo que neste mesmo lado, todos os horizontes de solo descritos para os perfis da média e alta encosta foram encontrados. À medida que se avança para o centro desta topossequência, os horizontes mais superficiais gradativamente desaparecem, dando lugar a materiais que não apresentam um padrão definido de cor ou de textura, apresentando textura mais siltosa, litorrelíquias e grãos de feldspato já próximo da superfície.

O horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada começa a sofrer influência de hidromorfia nesta topossequência, a partir do ponto P2T7 para leste, sendo que esta influência desaparece entre os pontos T1 e T8 e ressurgue neste último ponto. Este horizonte possui acumulação de manganês do centro para leste da topossequência.

A partir do ponto P2T7 para leste, a rocha alterada com estrutura conservada apresenta sinais de hidromorfia, com cores brunas, possuindo, em alguns pontos, acúmulo de manganês no limite com o horizonte superior de transição.

Blocos difíceis de atravessar com o trado manual foram encontrados no horizonte de rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia à leste da topossequência e próximo da superfície, nos pontos T5 e T6, o que impediu o aprofundamento das sondagens nestes lugares.

5.2.2.4 – Topossequência 07

Esta topossequência atravessa transversalmente a feição de erosão e tem direção aproximada de Ne - SW. Ela se situa na média encosta e apresenta a organização dos seus materiais é mais definida se comparada às outras topossequências transversais, possuindo a mesma sucessão de horizontes de solo encontrados na média encosta e topo. Uma diferenciação deste padrão, ocorre no seu lado nordeste, onde a rocha alterada com estrutura conservada começa a aparecer muito próximo da superfície, cerca de 80 cm de profundidade, sem que haja mudança significativa na topografia do terreno acima. A feição de erosão está localizada nesta transição lateral do limite da rocha alterada mais profunda para aquele mais superficial ao longo desta topossequência.

Na parede lateral nordeste da feição de erosão aflora o horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada e acima dele, ainda nesta parede, o horizonte bruno avermelhado siltoso. No outro lado, não existe materiais exposto em uma parede, contudo, em profundidade aí, é possível observar uma transição abrupta dos horizontes mais superficiais, (horizonte orgânico, horizonte 10YR 5/6 ou 5/8 e horizonte 7,5 YR 5/6 ou 5/8) para materiais sem organização definida, com litorrelíquias e com cor e textura variáveis, os quais estão presentes também no interior da feição de erosão.

5.2.3 – COMPORTAMENTO DO LIMITE DE APARECIMENTO DA ROCHA ALTERADA COM ESTRUTURA CONSERVADA OU DE BLOCOS EM PROFUNDIDADE.

A partir dos dados encontrados nas sondagens, foi construído um mapa de isolinhas com curvas com equidistância de 0.5 m, que correspondem ao aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada ou, então, dos blocos que não puderam ser atravessados. As linhas resultam da subtração do valor de altitude dos pontos de sondagem do valor da profundidade onde foi encontrado o horizonte de rocha alterada com estrutura conservada ou os blocos nestes pontos.

A Figura 5.3 mostra a configuração espacial do aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada, destacando que no lado nordeste da baixa encosta são encontrados blocos, e não a rocha alterada, como já foi descrito nas topossequências.

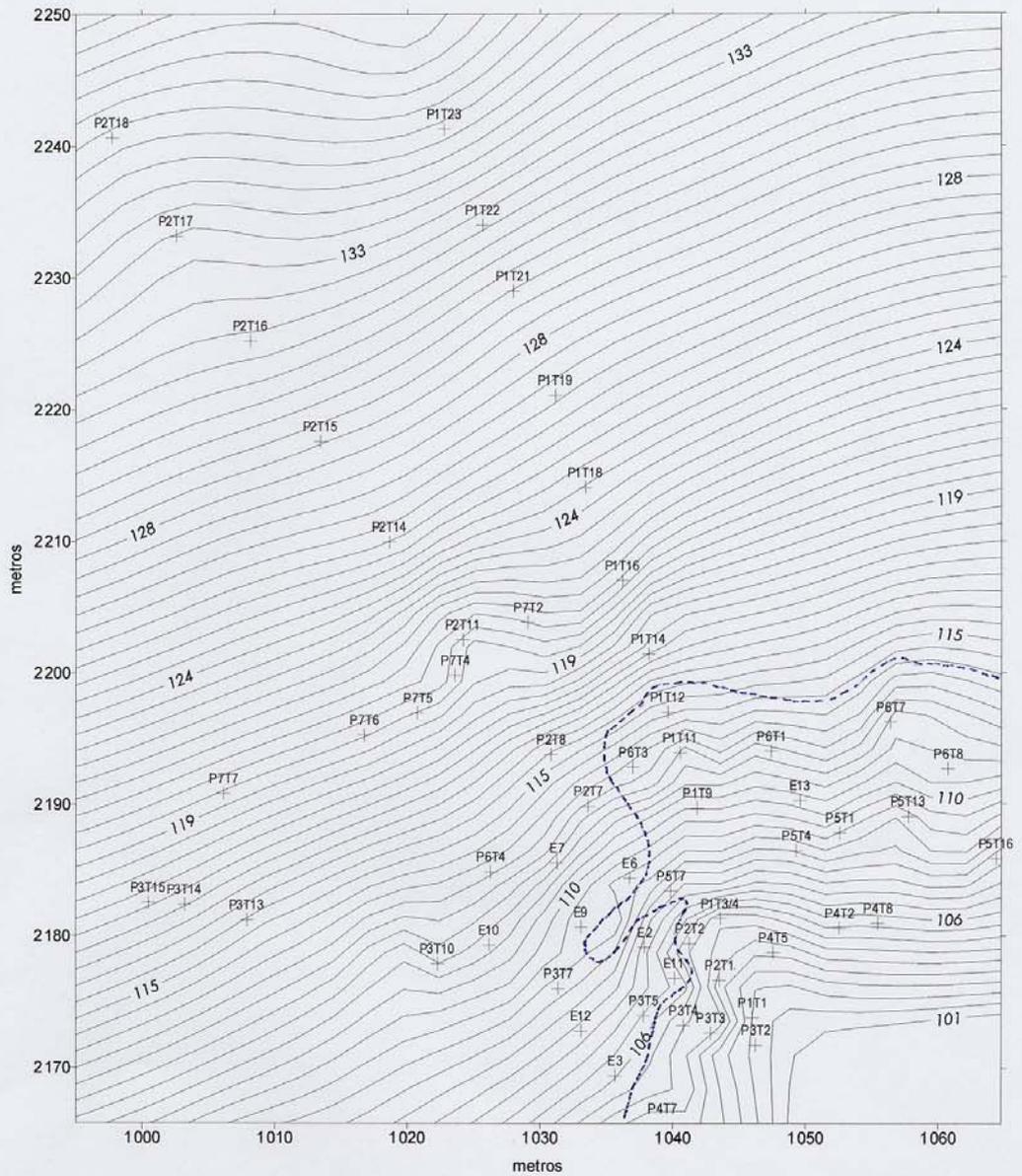


Figura 5.3 - Profundidade de aparecimento de blocos ou da rocha alterada com estrutura conservada na encosta estudada.

Obs.: As curvas apresentam equidistância de 0.5 metros. As cruzes representam pontos de sondagem. A linha pontilhada é o limite do aparecimento de blocos.

Algumas configurações indicadas por este mapa merecem destaque. Uma delas, presente na base da encosta, é a forma de um eixo côncavo bem marcado, diferentemente do que ocorre na superfície topográfica do terreno, onde essa configuração não é aparente (Mapa 5.1). Este eixo aponta para a feição erosiva, onde se configura também um outro eixo côncavo do limite de aparecimento da rocha alterada em profundidade, porém aqui a superfície do terreno também possui esta forma côncava, pois é a própria área da erosão. Mas, ainda assim, o eixo de profundidade é mais côncavo do que aquele da superfície do terreno.

Alinhado na mesma direção dos dois eixos descritos acima, um outro se delinea na Figura 5.3, e aparece mais a montante na encosta, na altura do ponto P2T17. Entre estes eixos alinhados, existem curvas retas. Na porção à sudoeste na figura, os perfis de solo são mais espessos e diminui a quantidade de blocos ou eles desaparecem.

Um eixo côncavo secundário começa nas proximidades de onde termina o eixo côncavo da base da encosta, junto ao ponto P1T11, porém estes eixos apontam para direções diferentes. Outro eixo bem marcado ocorre no limite nordeste do mapa e representa o segmento mais baixo de um dos talwegues presentes na encosta, sendo que, aqui, o limite de aparecimento da rocha alterada acompanha a superfície topográfica.

No lado mais à sudoeste na figura, a configuração do aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada é muito semelhante à superfície do terreno, ou seja, seu limite de aparecimento acompanha a topografia.

5.2.4 – GRANULOMETRIA DOS HORIZONTES E VOLUMES ENCONTRADOS

5.2.4.1 - materiais e métodos

As análises granulométricas realizadas permitiram a confirmação da textura atribuída no campo aos materiais encontrados nos perfis de sondagem e trincheiras; sendo que, para tanto, foram escolhidas amostras dos perfis de alguns pontos do setor da baixa encosta da Topossequência 01 e do ponto P1T20, localizado no alto desta topossequência, a fim de que fosse possível efetuar a comparação da variação vertical da textura nos dois setores da encosta. Os setores de média e alta encosta possuem o perfil de solo com horizontes bem definidos, enquanto o setor da baixa encosta é o local onde aparece o volume com materiais sem um padrão definido e, ainda, onde as sondagens terminaram sobre blocos, conforme exposto anteriormente. Também foi analisada a variação vertical

da textura do ponto P3T13 da Topossequência 03, o qual apresenta também um perfil de solo bem desenvolvido, para comparação entre os perfis das duas topossequências. Amostras de algumas profundidades nos pontos P1T1, P1T9 e P1T11, da Topossequência 01, também foram analisadas, pois, ali, foram instalados instrumentos para medir o potencial da água no interior do solo (tensiômetros e piezômetros).

A realização das referidas análises ocorreram no Laboratório Físico, Químico e Biológico da Companhia de Desenvolvimento Agrícola de Santa Catarina (CIDASC). Foram utilizados os métodos de peneiramento para a fração grossa e de pipetagem para a fração fina, sendo que o defloculante usado foi o hexa-metafosfato de sódio (CALGON). As classes granulométricas estabelecidas foram areia grossa, areia fina, silte e argila, sendo que grânulos e seixos também poderiam estar presentes nas amostras em baixas percentagens, porém não foram aferidos.

5.2.4.2 - Resultados

5.2.4.2.1 - *Variação Vertical da Textura*

Os perfis de textura dos pontos situados na baixa encosta na Topossequência 01 (Figuras 5.4 e 5.5) apresentaram alta percentagem de areia grossa e de areia fina desde a superfície até as maiores profundidades. A fração areia grossa aparece em maior quantidade que a de areia fina e demonstrou uma certa regularidade na sua percentagem ao longo destes perfis, cerca de 40 %, com pequenas exceções, como no ponto P1T2 entre 0.9 e 1.0 m de profundidade.

A fração argila, no ponto P1T2, sofre um pequeno aumento a 1.30 m de profundidade, diminuindo, em seguida. Já no ponto P1T3, sua percentagem varia muito até 1.50 m de profundidade. No ponto P1T8, a percentagem de argila permanece mais ou menos constante até 2.0 m de profundidade, cerca de 20%, quando então começa a decrescer. Esta diminuição é acompanhada de um aumento das frações areia grossa e areia fina, sendo que, logo abaixo, a 2.5 m de profundidade, existe um bloco que não pôde ser ultrapassado com trado manual, conforme é visualizado na Topossequência 01, o que leva a crer que derive dele o aumento das frações de areia.



Figura 5.4 - Variação vertical da textura dos pontos PIT2 e PIT3

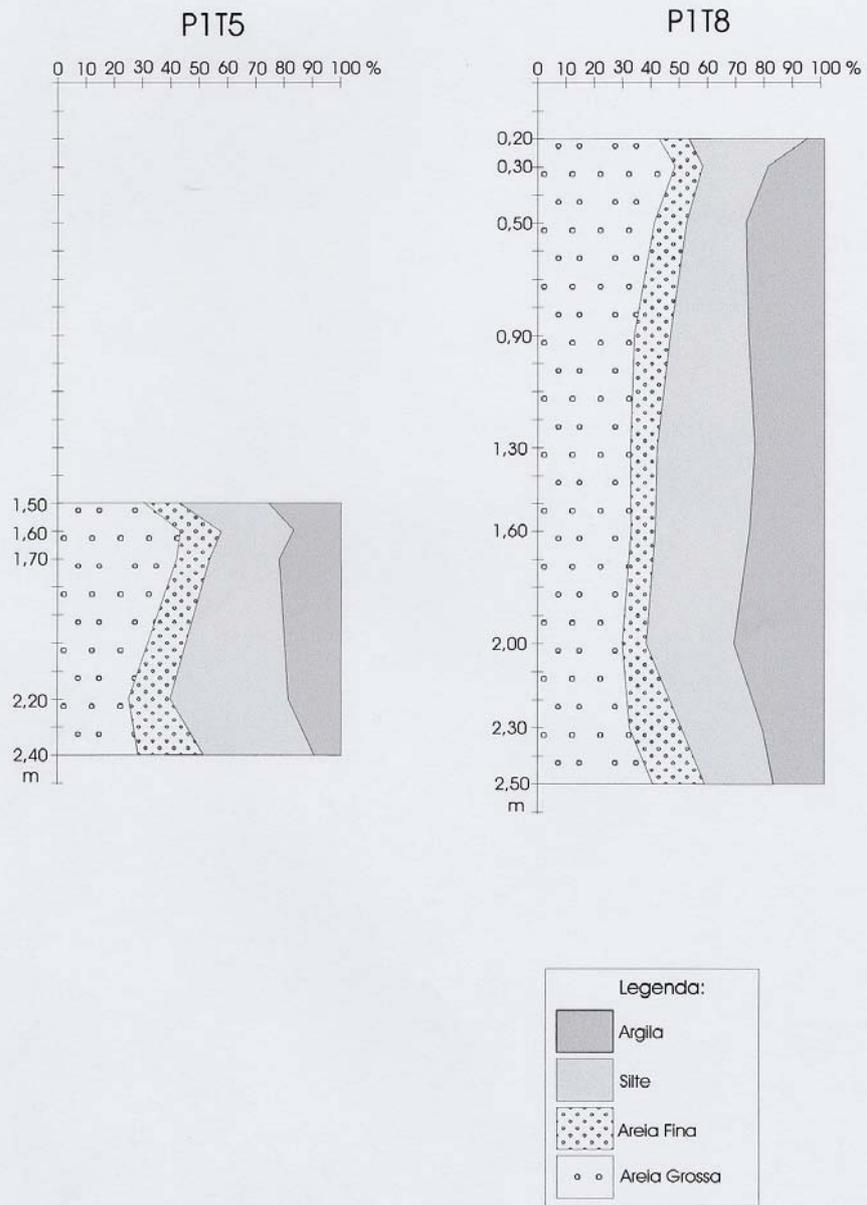


Figura 5.5 - Variação vertical da textura dos pontos PIT5 e PIT8

Em geral, a percentagem da fração argila diminui a partir dos 2.0 m de profundidade, sendo que sua máxima percentagem foi de cerca de 30%. Esta redução da argila é acompanhada do aumento das frações areia grossa e fina, enquanto as percentagens de silte parecem se manter mais ou menos constantes da superfície até profundidades maiores.

A textura a 2.9m de profundidade no ponto P1T2 é muito arenosa, com quase 65% de areia, principalmente areia grossa (45%). À esta profundidade já se está no interior da rocha alterada com estrutura conservada com forte hidromorfia, pois o lençol regional de baixada se encontra aí. 10 cm abaixo desta profundidade, foi instalado um piezômetro que, como poderá ser verificado mais adiante, era muito sensível à entrada das precipitações.

No ponto P1T3, a 1.05m de profundidade, a textura é areno-siltosa e neste local foi instalado um tensiômetro.

Nos pontos em que a cobertura pedológica é bem desenvolvida, P1T20 e P3T13 (Figura 5.6), foi verificado um aumento da percentagem de argila entre as profundidades de 0.5 a 1.5 m, podendo alcançar um valor máximo de 56%. A fração areia grossa já é significativa nas profundidades mais rasas destes perfis, com cerca de 30% e 40% a 20 cm de profundidade respectivamente nos pontos P1T20 e P3T13. Entre 1.0 e 3.3 m de profundidade, a quantidade de silte tem um aumento significativo no ponto P1T20, enquanto no ponto P3T13, esta fração começa a aumentar a partir do decréscimo da argila, a 1.20m de profundidade, e segue até 3.0m.

A rocha alterada com estrutura conservada é encontrada no ponto P1T20 a 2.5 m de profundidade, segundo observação da Topossequência 01. É exatamente nesta profundidade que é verificado o aumento da fração areia no perfil vertical de variação de textura deste ponto. A diminuição da fração argila e o aumento da fração silte começam a 1.2m de profundidade, já dentro do horizonte bruno avermelhado (5YR 5/6 ou 5/8). Isto confirma que este horizonte é onde começa a transição para a rocha alterada. As profundidades com maiores percentagens de argila correspondem, na Topossequência 01, à ocorrência do horizonte bruno-amarelado (7.5YR 5/6 ou 5/8). As concentrações de manganês neste horizonte, estão nas profundidades onde ele começa a apresentar mais silte.

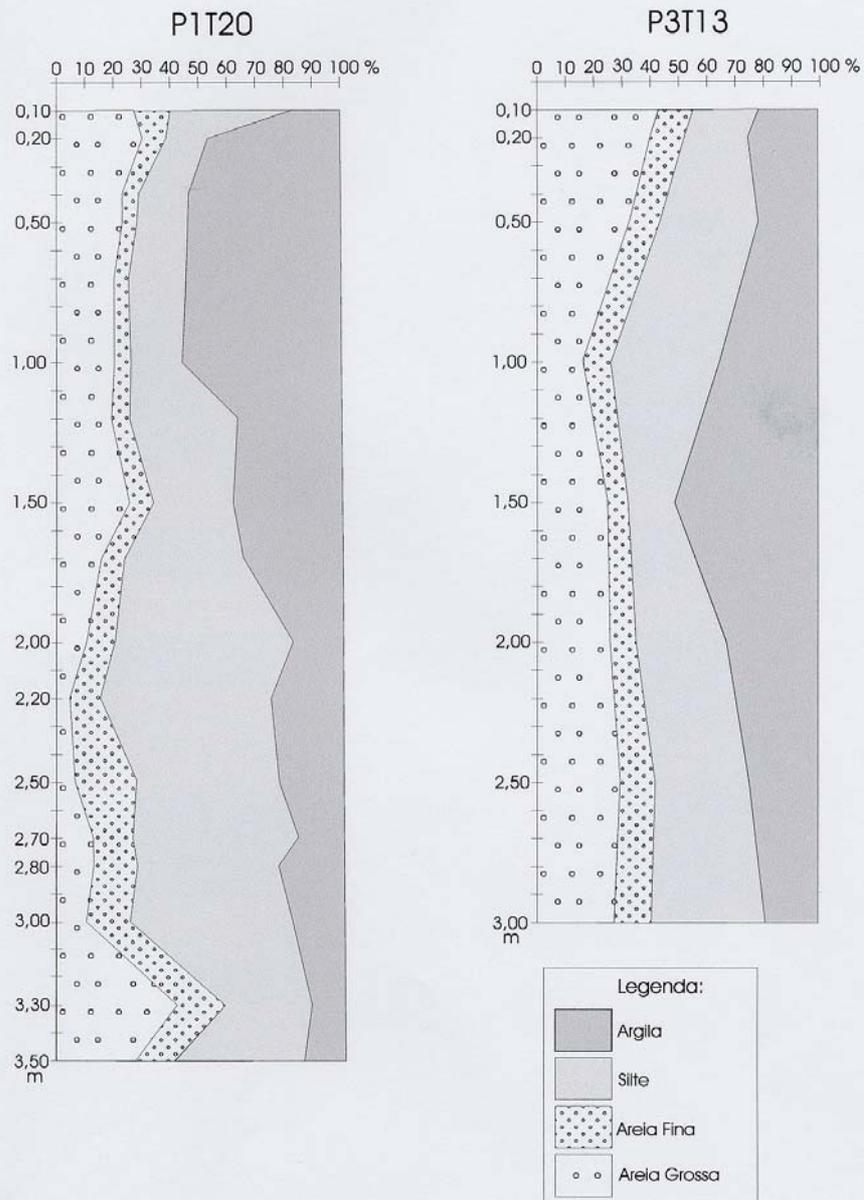


Figura 5.6 - Variação vertical da textura dos pontos P1T20 e P1T3

No ponto P3T13, a percentagem máxima de argila se encontra no limite inferior do horizonte bruno-amarelado (7.5YR 5/6 ou 5/8) a 1.5m de profundidade, segundo análise da Topossequência 03. Abaixo de 1.5 m, aumenta progressivamente a fração silte, e esta profundidade é onde se encontra o horizonte bruno-avermelhado (5YR 5/6 ou 5/8). Daí para baixo, vêm os horizontes de transição para a rocha alterada com cor 2.5YR 5/6 ou 5/8 e o da rocha alterada com estrutura conservada, que neste ponto, aparece a 3.0 m de profundidade.

O horizonte superficial do solo com acréscimo de matéria orgânica nestes dois perfis de variação vertical da textura é areno-silto-argiloso, com mais de 50% de areia (areia grossa mais areia fina) no ponto P3T13 e com cerca de 40% de areia (areia grossa mais areia fina) no ponto P1T20.

5.2.4.2.2 – *Composição textural de determinadas profundidades dos pontos P1T1, P1T9 e P1T11*

No ponto P1T1 foram analisadas duas profundidades (Figura 5.7): 1.4 m, que foi a profundidade onde se estabilizou o topo do lençol freático, e 2.6 m, que está no interior da rocha alterada com estrutura conservada com hidromorfia. A 1.4 m, a textura é muito arenosa, com quase 50% de areia grossa, o que pode ser resultado da presença do bloco encontrado logo acima desta profundidade, conforme é observado na Topossequência 01. A cerca de 20 cm abaixo desta profundidade foi instalado um piezômetro, junto ao limite de aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada. A amostra de 2.6 m profundidade foi retirada do interior da rocha alterada com estrutura conservada e apresenta um teor menor de areia grossa e uma maior quantidade de argila, isso talvez possa ser explicado por um maior intemperismo nesta área por causa da presença constante do lençol de baixada.

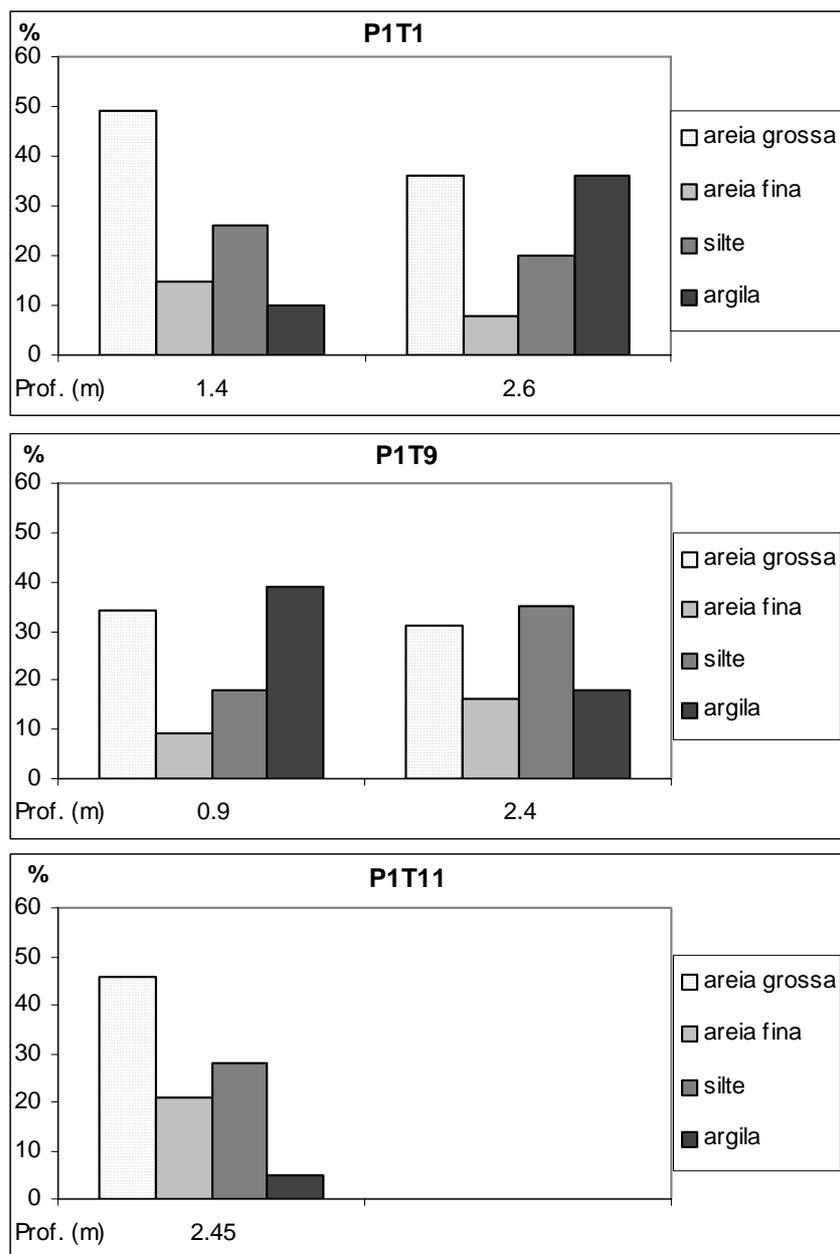


Figura 5.7 - Composição textural de determinadas profundidades dos pontos P1T1, P1T9 e P1T11

No ponto P1T9, a textura foi também obtida para duas profundidades: 0.9 e 2.4 m, as quais são profundidades onde foram instalados tensiômetros. A profundidade de 0.9 m apresenta textura areno-argilosa, com 39% de argila, 34% de areia grossa e 9% de areia fina. A textura desta profundidade apresenta uma significativa quantidade da fração argila em torno de 1.0 m, fato também observado através da análise tátil-visual durante as sondagens nos outros pontos mais a montante do segmento de baixa encosta da Topossequência 01. A profundidade de 2.4 m apresentou textura areno-siltosa e se localiza no horizonte de transição para a rocha alterada com traços de hidromorfia, porém logo abaixo, aparece um bloco que não foi possível ultrapassar com o trado manual, conforme se observa na Topossequência 01.

A profundidade analisada do ponto P1T11 foi a de 2.45m, a qual corresponde ao topo de um bloco que não pôde ser ultrapassado com o trado manual, sendo que, 20 cm acima deste bloco, foi instalado um tensiômetro. A textura da amostra é muito arenosa, com 46% de areia grossa, 21% de areia fina, 28% de silte e 5% de argila, o que ajuda a confirmar a existência de um bloco neste ponto.

5.2.5 – COMPORTAMENTO E CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA DOS HORIZONTES DE SOLO E DE ALTERAÇÃO

5.2.5.1 - materiais e métodos

As amostras deformadas e indeformadas usadas para os ensaios de caracterização e comportamento geomecânico e de condutividade hidráulica foram retiradas das proximidades da sondagem 10 da Topossequência 03 (Mapa 5.1 e Figura 5.1). Este local foi escolhido em virtude da presença da parede do caminho com horizontes do solo expostos, pois, assim não era necessário a abertura de uma trincheira muito profunda na base da parede (Foto 5.1) para encontrar os outros horizontes do solo e a rocha alterada com estrutura conservada.

Este lugar possuía também a vantagem de estar longe da área instrumentalizada, o que evitou distúrbios nas medidas de potencial da água no solo. Segue uma descrição das características tácteis-visuais das amostras extraídas da parede do caminho e da trincheira aberta abaixo dela.



Foto 5.1 – Trincheira de onde foram retiradas amostras para os ensaios de caracterização e comportamento geomecânico (Foto: Marga E. Pontelli, set./2001)

Na parede do caminho:

Amostra – 30 a 50 cm: Material com matéria orgânica penetrando através de fendas, argilo-areno-siltoso, com grãos de quartzo centimétricos. Presença de pequenos fragmentos avermelhados de rocha alterada (litorrelíquias). Cor entre 10YR 5/8 e 7.5YR 5/8. A estrutura é em blocos com tamanho entre 1.0 a 5.0 cm. A porosidade é alta, dada pelo espaço entre-agregados, que aqui estão mais abertos porque estão desconfinados lateralmente (parede do caminho), pelas raízes das plantas e pela atividade de animais do solo.

Na trincheira escavada junto à parede do caminho:

Amostra – 1,45 a 1,75 m (a partir topo da parede): material argilo-areno-siltoso, com grãos de quartzo centimétricos. Presença de pequenas manchas amareladas e avermelhadas, cor

da matriz entre 7.5YR 5/8 a 5YR 5/8. Este material está estruturado em blocos subangulares bem desenvolvidos com aproximadamente 6 cm de tamanho. A porosidade fissural formada pelo espaço entre os blocos subangulares é muito significativa, ocorre ainda a porosidade dada pela morte de raízes.

Amostra – 1,95 a 2,20 m: material argilo-siltoso, com veios de manganês endurecidos (quase crostas alongadas), cor 5YR 5/8. Estrutura maciça. Apresenta porosidade cavitária.

Amostra – 3,20 a 3,50 m: material muito areno-siltoso, com pouco manganês, rocha alterada com estrutura conservada, cor geral: bruno amarelada. Forte porosidade cavitária.

Para a identificação das amostras na apresentação dos resultados, observar o quadro 5.1:

Profundidade da amostra (m)	identificações
0.3 – 0.5	10YR a 7.5YR
1.45 – 1.75	7.5YR a 5YR
1.95 – 2.20	5YR + siltoso
3.20 – 3.50	alterita

Quadro 5.1 - Identificação das amostras dos ensaios de caracterização e comportamento geomecânico

As amostra deformadas foram usadas para a obtenção da textura, da densidade real e dos limites de liquidez e plasticidade. Estas amostras foram secas ao ar, até próximo da umidade higroscópica e o seu destorroamento foi feito de modo a evitar a quebra dos grãos, sendo realizado com o uso do almofariz e da mão de gral recoberta com borracha. Entretanto, a presença dos veios de manganês em algumas das amostras dificultaram a realização deste procedimento, pois estes veios eram muito endurecidos e agregavam partículas menores do solo.

As amostras indeformadas foram usadas para determinar a densidade aparente, a condutividade hidráulica e os parâmetros de resistência (coesão e ângulo de atrito interno).

A seguir serão detalhados os procedimentos para a obtenção dos dados de caracterização e comportamento geomecânico e de condutividade hidráulica.

5.2.5.1.1 – *Granulometria das amostras*

O tratamento das amostras foi realizado Laboratório de Pedologia do Depto. de Geociências –UFSC e seguiu os procedimentos adotados por Paisani (1998). A fração grossa foi separada por peneiramento e a fração fina por via úmida, através do método da pipetagem. Foram determinadas as classes de seixos, grânulos, areia grossa, areia fina, silte e argila. Geralmente, os seixos e grânulos eram constituídos por pedaços dos veios de manganês. As amostras tratadas foram aquelas que já haviam sido utilizadas nos ensaios de cisalhamento direto e de condutividade hidráulica.

5.2.5.1.2 - *Densidade Real dos Grãos (G)*

É a razão entre o peso específico real dos grãos e o peso específico da água a 4°C.

$$G = \frac{\gamma_g}{\gamma_w (4^\circ \text{C})} \quad (5.1)$$

onde:

γ_s = peso específico real dos grãos (g/cm^3)

γ_w = peso específico da água = 1 g/cm^3

sendo que:

$$\text{peso específico real dos grãos} = \frac{\text{peso sólidos}}{\text{volume sólidos}} (\text{g/cm}^3) \quad (5.2)$$

O peso específico real dos grãos é obtido através do Método do Picnômetro (NBR 6508/84). A amostra é passada na peneira de 4.8 mm de malha. A base desse método consiste na comparação do peso de um picnômetro contendo água até a marca de calibração com o peso desse mesmo picnômetro contendo água e solo até a mesma marca, na mesma temperatura. A mistura de solo e água deve ser colocada em uma bomba de vácuo para a retirada de todo o ar entre os grãos. Este ensaio foi realizado no Laboratório de Mecânica dos Solos do Depto. de Engenharia Civil – UNISUL.

5.2.5.1.3 - *Densidade Aparente*

É a razão entre o peso específico aparente seco e o peso específico da água a 4°C.

$$\text{Densidade aparente} = \frac{\gamma_t}{\gamma_w (4^\circ \text{C})} \quad (5.3)$$

onde:

γ_t = peso específico aparente seco (g/cm^3)

γ_w = peso específico da água = 1 (g/cm^3)

sendo que:

peso específico aparente seco (γ_t)

$$\gamma_t = \frac{\text{peso solo seco}}{\text{volume}} (\text{g/cm}) \quad (5.4)$$

É a razão entre o peso seco e o volume da amostra. Foi determinado a partir das amostras moldadas em anéis volumétricos utilizadas na realização dos ensaios de cisalhamento direto. Este procedimento foi realizado no Laboratório de Mecânica dos Solos do Depto. de Engenharia Civil – UFSC.

6.2.5.1.4 - Porosidade Total (n_t)

É a relação entre o volume de vazios e o volume total do solo. Pode ser calculada a partir dos valores de peso específico real dos grãos e do peso específico aparente seco (EMBRAPA, 1997), conforme a expressão:

$$n_t = \frac{\gamma_g - \gamma_t}{\gamma_g} * 100(\%) \quad (5.5)$$

5.2.5.1.5 - Índices de Atterberg

- Limite de liquidez (LL)

É o teor de umidade em percentagem contido no solo quando este se encontra no limite entre os estados líquido e viscoso. Efetuado com amostras passadas na peneira de malha 0.42mm, utilizando-se o Aparelho de Casagrande, que consiste numa concha onde se acondiciona a amostra de solo umedecida (EMBRAPA, 1997). Faz-se, então, um corte no seu centro e golpeia-se a amostra até o momento em que a incisão se fechar. Coleta-se, em seguida, uma quantidade de amostra na área da incisão para a determinação do seu teor de umidade. O número de golpes e os respectivos teores de umidade são plotados em um gráfico. O teor de umidade ideal do limite de liquidez é alcançado quando a incisão se fecha em torno dos 25 golpes (NBR 6459 - Solo). Este ensaio foi realizado no Laboratório de Mecânica dos Solos do Depto. de Engenharia Civil – UNISUL.

- *Limite de plasticidade (LP)*

O limite de plasticidade é a quantidade de umidade do solo em percentagem no limite entre os estados viscoso e plástico. As amostras também são passadas na peneira de malha 0.42mm. É obtido a partir do mínimo conteúdo de umidade em que é possível moldar um rolo de 3 mm de espessura de amostra de solo sem quebrá-lo (NBR 7180 - Solo). Este procedimento foi realizado no Laboratório de Mecânica dos Solos do Depto. de Engenharia Civil – UNISUL.

- *Índice de plasticidade (Ip)*

É o conteúdo de umidade de um solo quando este se encontra no estado plástico, sendo obtido através de:

$$I_p = LL - LP \quad (5.6)$$

5.2.5.1.6 – *Condutividade Hidráulica Saturada*

O ensaio de condutividade hidráulica saturada das amostras indeformadas foi realizado no Laboratório de Geodinâmica Superficial do Depto. de Geociências – UFSC, com o uso do permeâmetro de laboratório da Eijkelkamp, modelo ICW. As amostras utilizadas neste permeâmetro são pequenas, correspondem a um anel de 56 cm² de área e 6 cm de altura. Porém, apesar das pequenas dimensões, os resultados obtidos foram coerentes com aqueles encontrados na literatura para alguns dos materiais ensaiados, além de que este ensaio permitiu comparar as amostras estudadas. O ensaio realizado foi o de carga constante.

5.2.5.1.7 - *Resistência ao Cisalhamento*

Os parâmetros de resistência, coesão e ângulo de atrito interno foram obtidos no Laboratório de Mecânica dos Solos do Depto. de Engenharia Civil – UFSC através do ensaio de cisalhamento direto lento pré-adensado, com aplicação de tensões normais de 17, 36 e 93 kPa. Estes valores são baixos porque tentam simular o peso a que as amostras estavam submetidas na encosta, em profundidades entre 0 e 3.5 m. O tamanho das amostras ensaiadas foi de 100 cm².

As amostras foram adensadas durante duas horas e, em seguida, cisalhadas com uma velocidade de aplicação de 0,005 mm/s para permitir a drenagem das poro-pressões. Os ensaios foram realizados nas condições de umidade de campo e de inundação visando a observação de possíveis modificações nos parâmetros de coesão e ângulo de fricção interna com o aumento do

conteúdo de umidade. Após uma hora da aplicação da tensão normal, a amostra foi inundada, ficando mais duas horas neste estado até que fosse aplicada a tensão cisalhante.

5.2.5.2 - Resultados

5.2.5.2.1 - Caracterização geomecânica e condutividade hidráulica saturada

Os valores de densidade real e aparente, porosidade, índices de Atterberg e condutividade hidráulica saturada são apresentados no Quadro 5.2 abaixo, e a textura das amostras correspondentes nos ensaios de caracterização e de condutividade aparecem a seguir nos Quadros 5.3 e 5.4

Identificação das amostras	Limite de liquidez (%)	Limite de plasticidade (%)	Índice de plasticidade	Densidade real	Densidade aparente	Porosidade (%)	Condutividade hidráulica (m/s)
10YR a 7.5YR	61,80	31,56	30,24	02,68	01,32	50	$1,25 \cdot 10^{-4}$
7.5YR a 5YR	61,60	37,94	23,66	02,71	01,41	47	$5,70 \cdot 10^{-6}$
5YR +siltoso	62,00	30,81	31,19	02,72	01,22	55	$7,89 \cdot 10^{-7}$
alterita	41,80	25,58	16,22	02,71	01,12	58	$8,40 \cdot 10^{-6}$

Quadro 5.2 - Caracterização das amostras

Identificação das amostras	Seixo (%)	Grânulo (%)	Areia grossa (%)	Areia muito fina (%)	Silte (%)	Argila (%)
10YR a .5YR	0,00	0,73	3,80	34,88	19,90	40,68
7.5YR a 5YR	0,00	1,38	7,35	25,94	25,86	39,24
5YR +siltoso	2,06	2,08	1,70	21,20	29,96	42,69
alterita	2,66	0,96	4,65	40,45	29,78	20,69

Quadro 5.3 - Textura das amostras utilizadas no ensaio de cisalhamento direto

Identificação das amostras	Seixo (%)	Grânulo (%)	Areia grossa (%)	Areia muito fina (%)	Silte (%)	Argila (%)
10YR a .5YR	0,00	0,44	3,38	28,45	23,90	43,81
7.5YR a 5YR	0,00	0,99	8,90	31,01	20,73	37,96
5YR +siltoso	0,90	2,33	8,79	15,01	27,77	45,16
alterita	1,05	4,74	17,40	27,41	31,70	16,91

Quadro 5.4 - Textura das amostras utilizadas no ensaio de condutividade hidráulica

A análise da textura das amostras do ensaio de cisalhamento direto e de condutividade aponta uma ligeira diferenciação entre amostras de um mesmo tipo, como por exemplo, aquela referente ao horizonte 7.5YR a 5YR, retirada do ensaio de condutividade hidráulica, que apresenta um maior valor de areia fina e menor de silte em relação à amostra do mesmo horizonte analisada após o ensaio de cisalhamento direto. O mesmo ocorre em relação ao horizonte da alterita (rocha alterada com estrutura conservada), que apresenta maior teor de areia fina na amostra referente ao ensaio de cisalhamento direto, se comparado aos valores obtidos a partir do ensaio de condutividade hidráulica. Este fato, resulta da heterogeneidade das amostras, pois, como este solo possui transição gradual de um horizonte para outro, a necessidade de modelamento de muitas amostras a partir de um bloco indeformado levou à captação também das transições e não só do *core* do horizonte.

Em geral, as texturas obtidas a partir das amostras retiradas dos dois ensaios não são tão díspares. A textura do horizonte superior 10YR a 7.5YR é argilo-arenoso, com mais de 40% de argila e cerca de 30% de areia fina. O horizonte com profundidade entre 1.45 e 1.75 m, com cor 7.5YR a 5YR, apresenta uma textura semelhante ao anterior, porém, com um pouco mais de silte na amostra utilizada no ensaio de cisalhamento direto. O horizonte seguinte, com profundidade entre 1.95 e 2.20m, é realmente mais siltoso, entre 27 e 30% de silte, como havia sido cogitado na análise de campo. Todavia, é também um pouco mais argiloso do que os horizontes superiores, com cerca de 40 a 45% de argila. Deve-se chamar a atenção, aqui, para o fato de que é neste horizonte que a estrutura torna-se maciça e que começam a aparecer os veios de manganês.

A densidade real dos grãos de cada horizonte apresentou valores entre 2.68 e 2.72, sendo o horizonte superior, com profundidade entre 0.3 a 0.5m, aquele que apresentou a menor densidade, 2.68. Estes valores são semelhantes àqueles encontrados por Coutinho *et al.* (1997) para um perfil de solo derivado de um biotita – gnaisse em Pernambuco e por Luiz (1996) para os horizontes de solo derivados de migmatito em Sorocaba do Sul, Biguaçu – SC.

A densidade aparente foi mais alta no horizonte argilo-arenoso com profundidade entre 1.45 e 1.75 m, seu valor foi de 1.41, enquanto o valor mais baixo, 1.12, foi obtido na amostra da alterita. A significativa porosidade cavitária observada em campo talvez explique o valor mais baixo da alterita. O horizonte argilo-arenoso é também poroso na observação em campo e é possível que o seu tipo de porosidade, que é fissural entre

agregados grandes, não tenha sido ressaltada em virtude do tamanho da amostra pesada, a qual tinha uma área de 100 cm². Os outros horizontes apresentaram densidades aparentes de 1.32 para o horizonte superficial e de 1.22 para o horizonte mais argilo-siltoso.

A partir dos dados de densidade real e aparente foi calculada a porosidade total dos horizontes amostrados. Os resultados variaram de 47 a 58% de porosidade, sendo o mais poroso a alterita. É interessante destacar que este horizonte possui uma expressiva porosidade cavitária observável a olho nú. O horizonte argilo-arenoso com profundidade de 1.45 a 1.75 m é o menos poroso do conjunto de horizontes ensaiados, contudo, este resultado deriva do alto valor de densidade aparente medido para este horizonte. É possível que sua macroporosidade tenha maior contribuição para o valor da porosidade total, principalmente em razão do resultado de condutividade hidráulica saturada obtido para ele, o qual ficou um pouco abaixo do valor do horizonte da alterita.

A condutividade hidráulica saturada mostrou valores entre 10⁻⁴ e 10⁻⁷ m/s. O horizonte superficial, com profundidade entre 0.3 e 0.5, foi o mais permeável, com 1.25x10⁻⁴ m/s. Esta alta permeabilidade se deve provavelmente ao espaço entre os agregados do solo, que estavam mais abertos na parede do caminho pelo desconfinamento lateral e, também, aos poros criados pelas raízes e atividade de animais. A condutividade hidráulica do horizonte areno-argiloso, com profundidade de 1.45 a 1.75 m, foi de 5.70x10⁻⁶ m/s, sendo que este valor é praticamente igual ao encontrado por Bressani *et al.* (1997b) para o horizonte B com alto conteúdo de argila de um solo derivado de granito, situado em Porto Alegre. O horizonte argilo-siltoso, com profundidade entre 1.95 e 2.2m, foi o menos permeável, com valor 7.89x10⁻⁷ m/s. Este valor é compatível com sua estrutura maciça e textura argilo-siltosa, inclusive, também é possível que a circulação vertical seja bloqueada neste horizonte e, por isso, sejam formados os veios de manganês encontrados no seu interior. O horizonte da alterita foi o segundo mais permeável, com condutividade hidráulica de 8.40x10⁻⁶ m/s, sendo este valor um pouco maior do que o encontrado por Bressani *et al.*(1997b) para o horizonte C do solo derivado de granito citado anteriormente, o qual apresentou valor de 3x10⁻⁶ m/s. Avelar e Coelho Neto (1992) encontraram valores de condutividade hidráulica na ordem de 10⁻⁶ a 10⁻⁷ m/s para medidas até 4 m de profundidade, no horizonte C de solos derivados de rocha granitóide, em Bananal –SP.

Apesar de os limites de Atterberg serem parâmetros derivados do solo desestruturado, e passado na peneira de malha 4.8 mm, eles fornecem uma certa indicação

do comportamento do material em relação ao aumento do conteúdo de umidade, além de serem úteis no estabelecimento de comparações entre as amostras dos horizontes analisados. A seleção do tamanho dos grãos, por causa do uso da peneira com malha 4.8 mm, não causou diferença significativa na análise dos limites no caso do solo analisado, pois sua granulometria é quase toda inferior a este tamanho de malha. O maior problema encontrado foi a desestruturação do solo. Lambe e Whitman (1979) comentam que os limites de Atterberg fornecem uma estimativa da quantidade de água que pode ser absorvida pelo solo em função do seu conteúdo de finos. Em virtude da grande soma de finos presentes nos horizontes de solo ensaiados, cerca de 40% de argila, os limites de liquidez e plasticidade obtidos foram elevados. O horizonte superficial apresentou um valor de limite de plasticidade de 30%, ou seja, com esta percentagem de umidade ele se torna plástico, se mantendo neste estado até alcançar um teor de umidade de 61.8%, quando, então, se passa para o estado líquido. Portanto, é possível afirmar que este horizonte conserva um comportamento plástico em um intervalo de variação de umidade de 30.24%, o qual é o seu valor de índice de plasticidade. O horizonte argilo-arenoso, com profundidade de 1.45 a 1.75 m, precisa de maiores teores de umidade do que o horizonte mais superficial para alcançar o estado plástico, ainda que os teores de umidade para chegar no limite de liquidez dos dois horizontes sejam praticamente os mesmos. Desta forma, o índice de plasticidade do horizonte argilo-arenoso é um pouco menor, 23.66. O horizonte argilo-siltoso apresenta valores dos limites de Atterberg semelhantes aos do horizonte superior com profundidade de 0.3 a 0.5m. já, o horizonte da alterita é o menos plástico do perfil, o que já era previsto em função de sua textura mais areno-siltosa. A elevada plasticidade do horizonte superior do solo é o que propicia ao gado moldá-lo na forma de terracetes e até rompê-lo quando o terreno é muito íngreme, como foi observado no capítulo anterior.

5.2.5.2.2 – *Parâmetros de resistência ao cisalhamento (Coesão e ângulo de atrito interno)*

A análise dos parâmetros de resistência obtidos em laboratório (Quadro 5.5) indicam que os maiores valores estão nas profundidades de 1.45 a 1.75 m (7.5YR a 5YR) e de 1.95 a 2.20 m (5YR siltoso).

O Apêndice A mostra a relação entre a tensão cisalhante e a deformação das amostras ensaiadas.

Identificação das amostras	Coesão (kPa)		Ângulo de atrito interno (°)	
	natural	inundado	natural	inundado
10YR a .5YR	5,89	8,83	36,0	20,1
7.5YR a 5YR	24,50	18,65	32,5	35,7
5YR +siltoso	15,71	2,94	32,1	28,7
alterita	4,91	2,94	28,0	29,3

Quadro 5.5 - Parâmetros de resistência das amostras

Com a inundação, o horizonte com cor 5YR e textura argilo-siltosa perde muito da sua coesão, passando de 15.71 kPa para 2.94 kPa, com diminuição, também, no valor do ângulo de atrito interno. O horizonte 7.5YR argiloso apresentou aumento do seu valor de ângulo de atrito no ensaio inundado, ao invés de diminuir como era esperado, isto ocorre também com o horizonte da alterita, porém com uma variação menor. Estes valores maiores de ângulo de atrito interno obtidos no ensaio inundado talvez possam ser explicados pela heterogeneidade das amostras, já que, como foi comentado anteriormente, amostras podem ter sido moldadas na zona de transição entre os horizontes ou numa zona com uma concentração maior de areia no bloco indeformado levado para o laboratório. O horizonte da alterita é o menos resistente dos materiais do solo, tanto em função do baixo valor de seu ângulo de atrito interno quanto de sua coesão. Esta última apresentou valores muito baixos, 4.91 kPa no estado natural e 2.94 kPa no estado inundado. Para moldar as amostras neste horizonte foi preciso muito cuidado, pois o material se esfarelava, diferentemente do que ocorria com os outros horizontes que, de fato, eram mais coesos. Coutinho *et al.* (1997) também encontraram um valor de 2.9 kPa de coesão no estado inundado para um horizonte C areno-siltoso de um solo derivado de biotita-gnaissse em Pernambuco, porém sua amostra foi extraída a 8.7 m de profundidade, enquanto que a amostra da alterita foi retirada de um profundidade aproximada de 3.5 m. A coesão do horizonte superficial, com profundidade entre 0.3 e 0.5 m, também foi baixa, ainda que, no estado inundado tenha apresentado um valor um pouco superior. Isto pode ter ocorrido devido à presença de raízes nas amostras utilizadas no ensaio inundado ou à ação da água ligando os agregados, já que este horizonte é um pouco mais seco pelo fato de estar em constante troca com a superfície do terreno.

Observando o quadro abaixo, é possível verificar que as tensões cisalhantes máximas são menores no estado inundado na maioria das amostras ensaiadas, com exceção da amostra da alterita que não muda seus valores nos dois estados.

Amostra 10YR a 7.5YR				
tensão normal (kg/cm ²)	Tensão cisalhante máxima ((kg/cm ²))		Tensão cisalhante residual ((kg/cm ²))	
	natural	inundada	natural	inundada
0.18	0.20	0.16		
0.38	0.37	0.26	0.21	
0.98	0.88	0.49		
Amostra 7.5YR a 5YR				
tensão normal (kg/cm ²)	Tensão cisalhante máxima ((kg/cm ²))		Tensão cisalhante residual ((kg/cm ²))	
	natural	inundada	natural	inundada
0.18	0.33	0.11		
0.38	0.58	0.29	0.55	0.28
0.98	0.92	0.73	0.69	0.72
Amostra 5YR siltoso				
tensão normal (kg/cm ²)	Tensão cisalhante máxima ((kg/cm ²))		Tensão cisalhante residual ((kg/cm ²))	
	natural	inundada	natural	inundada
0.18	0.14	0.14		
0.38	0.60	0.27	0.53	
0.98	0.80	0.62		0.61
Amostra alterita				
tensão normal (kg/cm ²)	Tensão cisalhante máxima ((kg/cm ²))		Tensão cisalhante residual ((kg/cm ²))	
	natural	inundada	natural	inundada
0.18	0.13	0.11	0.11	
0.38	0.30	0.33	0.29	
0.98	0.64	0.67		

Quadro 5.6 - Tensões cisalhantes máximas e residuais para os três níveis de tensão normal aplicada em cada amostra ensaiada.

Obs.: algumas amostras não apresentaram queda da tensão cisalhante após o máximo valor

Observa-se ainda, a partir deste quadro, que mesmo nos ensaios realizados no estado de umidade natural, a tensão cisalhante apresentou valores próximos dos valores aplicados de tensão normal em praticamente todas as amostras. No estado inundado, as tensões

cisalhantes máximas sempre foram menores que as tensões normais aplicadas. Isto leva a crer que as amostras já haviam perdido sua estruturação interna nos momentos que ocorriam as máximas tensões cisalhantes.

5.3 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A cobertura pedológica encontrada nos estudos de detalhe mostra um perfil de solo com horizontes concordantes com a topografia. A profundidade do perfil de solo propriamente dito (horizontes A e B) varia de 1.5 a 2.0 m e, a partir desta profundidade, já se configura a transição para rocha alterada com estrutura conservada (horizonte C). Da superfície até esta, encontram-se os seguintes horizontes:

- horizonte argilo-arenoso escuro, com acréscimo de matéria orgânica e estrutura em blocos subangulares pequenos.
- horizonte argilo-arenoso com cor 7.5YR 5/6 ou 5/8, com estruturação em blocos subangulares grandes.
- horizonte argilo-siltoso com cor 5YR 5/6 ou 5/8 e estrutura maciça, já se constituindo na transição para o horizonte C do solo.
- horizonte de transição para a rocha alterada com estrutura conservada com cor 2.5YR 5/6 ou 5/8, textura siltico-arenosa e estrutura maciça.
- horizonte da rocha alterada com estrutura conservada areno-siltoso e de cor rosada.

Na média e alta encosta e/ou nas áreas mais planas, onde o solo é mais desenvolvido, ocorre o horizonte 10 YR 5/6 ou 5/8 acima do horizonte 7.5 YR. Ambos possuem as mesmas características, apenas com mudança na cor. Neste locais, o horizonte 7.5 YR, se encontra menos espesso e sua textura tem mais silte. Este fenômeno parece indicar que o horizonte mais amarelo 10 YR 5/6 ou 5/8 é um estágio mais avançado de evolução da cobertura pedológica do solo, ocorrendo nos locais mais estáveis do relevo. A cor mais amarelada deste horizonte pode ser função do fenômeno citado por Tardy (1993, *apud*. FILIZOLA, 1993). O autor coloca que os materiais mais superficiais do solo sofrem o fenômeno de hidratação, pelo que chama de atividade da água, pois estes materiais estão sempre submetidos à umidade das chuvas regulares dos climas úmidos, o que provoca a transformação do óxido de ferro em hidróxido. Isto é particularmente possível neste solo analisado, pois sua textura mais argilosa permite uma certa retenção de umidade sem

grandes perdas pela evapotranspiração. A este respeito, é importante destacar que durante as sondagens era observado que os horizontes argilosos sempre úmidos. Assim, com o passar do tempo e com a estabilidade do ambiente, o horizonte 7.5YR 5/6 ou 5/8 torna-se mais amarelado, por causa da hidratação do seu conteúdo de óxidos. Se este mecanismo é realmente válido, as partes da cobertura pedológica onde não aparece este horizonte amarelado são mais jovens.

Na baixa encosta existem cortes na ocorrência dos horizontes superficiais do solo, sendo encontrado da cobertura pedológica descrita nas partes mais altas da encosta somente os horizontes de transição e o da rocha alterada com estrutura; porém, estes apresentam influência de hidromorfia, o que torna suas cores mais brunas ou amareladas (base da encosta com presença do lençol freático nestes materiais).

Um volume com cor e textura variáveis ocorre na parte baixa da encosta, principalmente no centro e no lado nordeste do setor estudado da encosta. A organização dos materiais encontrada nas toposseqüências, indica que no lado sudoeste da baixa encosta, o solo tende a estar mais desenvolvido e com menos material cascalhento e blocos, enquanto no lado nordeste de todas as toposseqüências transversais e ao longo da toposseqüência 01, existe um acúmulo de blocos e o aparecimento mais próximo da superfície da rocha alterada com estrutura conservada.

A falta de horizontes de solo na parte baixa da encosta do lado sudoeste (nas toposseqüências 02 e 03), inclusive do horizonte superficial orgânico, e a presença dos horizontes de transição e da rocha alterada com estrutura conservada, pode indicar que, neste setor da encosta, os materiais mais superficiais foram retirados por processos de erosão.

A significativa presença da fração areia grossa ao longo de todo o perfil de textura e as percentagens mais significativas de argila até 2.0m de profundidade nos pontos da baixa encosta na Toposseqüência 01, permitem considerar a possibilidade de que os materiais que constituem as formações superficiais aí sejam resultados diretos da alteração dos blocos ao invés da deposição de colúvios. Isto é possível, principalmente, para os pontos situados a montante de PIT5. Se este fenômeno é de fato o que acontece na área, resta saber se os blocos estão *in situ* ou são depósitos. Porém como, foi comentado ao longo da descrição das toposseqüências, a continuidade lateral dos blocos no lado nordeste da encosta, nas toposseqüências 04 e 05, é um forte indício de que tais blocos são uma forma de alteração *in situ* da rocha nesta área. Depósitos de colúvio podem estar presentes somente na base da encosta, sendo que, a título de exemplo, pode-se citar a significativa

descontinuidade que aparece no perfil de variação vertical de textura do ponto P1T2, por volta dos 0.8 a 1.0 m de profundidade, a qual pode marcar o limite entre um depósito e uma alteração *in situ*.

Sabe-se, através de consulta à literatura e da observação de perfis de alteração em cortes nas encostas de outros locais da área de estudo, que a alteração na forma de blocos vem logo abaixo daquela da rocha alterada com estrutura conservada. A partir disto, pode-se colocar que existe a possibilidade de que os blocos da parte baixa da encosta tenham continuidade abaixo do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada que aparece na média e alta encosta na Topossequência 01. A falta do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada na parte baixa da encosta poderia ser explicada pela ocorrência de erosão ou, então, ele nunca se desenvolveu no local porque a rocha ali apresentava uma outra composição mineralógica, a qual era mais resistente ao intemperismo e por isso produziu uma alteração na forma de blocos. A composição mineralógica diferenciada pode ser originada em virtude da ocorrência de esforços tectônicos capazes de gerar localmente rochas mais resistentes ao intemperismo ou, ainda, pode ser derivada de porções de magma contendo minerais que se cristalizam por último (micas brancas, feldspato e quartzo) que teriam migrado e preenchido linhas de fraqueza.

No mapa do comportamento do limite de aparecimento em profundidade da rocha alterada com estrutura conservada ou de blocos, a presença e o alinhamento dos eixos côncavos da base da encosta, da feição erosiva e daquele que aparece na alta encosta, podem representar a influência de algum lineamento da rocha matriz. Além disso, a presença de muitos blocos de rocha pouco alterados concentrados principalmente no lado nordeste da área estudada da encosta, podem significar uma mudança na constituição mineralógica destes materiais por causa de esforços tectônicos, como observados em outros pontos da área de estudo, conforme comentado no capítulo anterior. O mapa 4.3 mostra lineamentos com duas direções diferentes se encontrando na parte baixa da elevação onde foram efetuados os estudos de detalhe, o que aumenta a possibilidade de que esforços tectônicos tenham mudado a constituição mineralógica das rochas do local.

Também no lado nordeste da encosta, se encontram os dois talwegues alinhados da pequena bacia onde se insere a área de estudo, como foi apresentado anteriormente, sendo que o alinhamento dos eixos côncavos observados no mapa do limite de aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada ou de blocos apresenta uma direção quase semelhante a direção destes talwegues.

No lado nordeste da Toposseqüência 07, o limite do aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada está mais próximo da superfície e, exatamente onde este limite torna-se mais profundo, está inserida a feição de erosão da parte superior da encosta. Esta feição de erosão começou na parede do caminho, a jusante de onde se encontra sua parede atualmente, pois os horizontes do solo já desaparecem a partir deste ponto, cedendo lugar a um material mais desorganizado, como observado na Toposseqüência 02. Existem outras instabilizações na parede deste caminho ao longo da encosta (Mapa 5.1), mas apenas esta se desenvolveu e se expandiu para montante. É possível que seja a mudança na profundidade de aparecimento da rocha alterada com estrutura conservada, observada na toposseqüência 07, que tenha condicionado a localização e o avanço da feição, através, por exemplo, de um funcionamento hidrológico diferenciado neste local.

A observação das toposseqüências que atravessam a feição erosiva mostra que a incisão não é muito profunda. Os materiais sem organização e natureza definidas são encontrados até no máximo um metro de profundidade, sendo que, logo abaixo, já aparecem os horizontes característicos da cobertura pedológica *in situ*.

A presença de cores de hidromorfia a montante da parede da feição erosiva indica circulação lateral da água no volume argiloso com estruturação em blocos, sendo que a água tem aí uma frente livre de saída, constituída pela parede da cicatriz. Abaixo deste horizonte, a estrutura é maciça e manganês se acumula no seu limite inferior. Existem muitos poros circulares abertos entre os agregados na parede da feição de erosão. A dificuldade da drenagem vertical da água e sua melhor circulação pelo horizonte estruturado pode provocar a ruptura dos agregados da parede da feição erosiva durante episódios de precipitações.

Os maiores acúmulos de manganês observados no topo do horizonte com aumento do teor de silte e com estrutura maciça indicam uma possível restrição na drenagem vertical da água e isto é confirmado com os dados de condutividade hidráulica, os quais demonstram que este é o horizonte menos permeável do perfil. Esta acumulação parece ocorrer tanto a partir da drenagem vertical quanto da lateral, pois há ocorrências mais expressivas de acúmulo de manganês onde lateralmente os contatos dos horizontes mais siltosos com outros horizontes são côncavos, como ocorre na toposseqüência 02 por exemplo.

A medida dos limites de plasticidade e de liquidez confirmam que este solo pode tornar-se plástico com o aumento do teor de umidade, principalmente o horizonte superior,

o que mostra que a presença do gado sobre este solo nas áreas mais íngremes é mesmo capaz de modelar os terracetes e de provocar as pequenas rupturas que ocorrem a partir destes durante os períodos chuvosos.

O horizonte mais susceptível de romper neste solo analisado é o da rocha alterada com estrutura conservada (alterita), pois sua coesão é muito baixa e seu ângulo de atrito é o menor dos horizontes ensaiados. No estado inundado, o horizonte que perdeu mais coesão foi o argilo-siltoso (5YR 5/6 ou 5/8), praticamente 95 % de perda. Como este horizonte é pouco permeável, não deve ser difícil, ao longo da paisagem, um acúmulo de água sobre este material, o que seria preocupante.

Para que se possa conhecer qual dos horizontes do solo é de fato o mais susceptível a sofrer rupturas pela influência da água, além de suas propriedades mecânicas, é importante saber também em quais pontos e materiais da encosta a água da chuva infiltrada no solo circula e/ou produz zonas de saturação. Isto só é possível através do monitoramento dos potenciais de pressão e total da água no solo, o que permite que se conheça o funcionamento hidrológico da encosta.

No próximo capítulo serão apresentados os dados relativos ao monitoramento hidrológico da encosta estudada durante o período de um ano.

6 – DINÂMICA HIDROLÓGICA DA ENCOSTA ESTUDADA

A dinâmica hidrológica do segmento da encosta escolhida para estudos de detalhe foi conhecida através da instalação de alguns instrumentos que visavam conhecer a quantidade e a distribuição das precipitações e as pressões que a água estava submetida no interior do solo. O período de monitoramento foi de treze meses, abrangendo um ano hidrológico. Em alguns momentos não foi possível efetuar as leituras e, por isso, as linhas figuram interrompidas nos gráficos que apresentam a variação anual dos dados de precipitação e das pressões da água no interior do solo.

A partir destas informações foi possível detectar áreas de saturação e fluxos subsuperficiais saturados no interior das formações superficiais da encosta durante diferentes episódios de precipitação, como por exemplo, longos períodos chuvosos ou um período mais seco seguido de um episódio de chuva mais intensa. A seguir serão descritos os instrumentos utilizados, sua instalação e funcionamento.

6.1 – MATERIAIS E MÉTODOS

6.1.1 - *INSTALAÇÃO DO PLUVIÔMETRO*

O pluviômetro utilizado foi o modelo em forma de cunha confeccionado em acrílico e com capacidade para 130 mm de chuva. O aparelho foi colocado em um mourão, a 1.5 m da superfície, localizado na pastagem junto da área onde foram instalados os instrumentos de medida do potenciais de pressão da água no solo. O período de monitoramento foi de um ano e um mês, de novembro de 2000 a novembro de 2001. As leituras foram realizadas duas vezes por dia: às 9:00 e às 15:00 horas.

6.1.2 - *INSTALAÇÃO DOS PIEZÔMETROS*

Na base da encosta, o lençol freático foi encontrado em profundidades que variaram de 1.0 m, próximo do pequeno curso d'água que corre para a planície, até 4.0 m, a alguns metros a montante na Toposseqüência 03, sendo que, na posição desta toposseqüência, o lençol foi encontrado em profundidades maiores à medida que se sobe a encosta em relação às outras toposseqüências longitudinais descritas anteriormente.

Os piezômetros foram instalados nos pontos de sondagem ao longo das toposseqüências onde foi encontrado o lençol. Estes piezômetros, na realidade, são

tecnicamente chamados de poços de observação (MILLAR, 1978), pois foram construídos com tubos de PVC de 32 mm de diâmetro, com a extremidade superior vedada por uma tampa e a inferior aberta, sendo que, a partir da sua base até 50 cm de altura, foram feitas uma série de ranhuras no cano para abranger as oscilações do lençol ao longo do ano e tentar melhorar o seu tempo de resposta. O fundo dos furos onde seriam colocados os tubos de PVC receberam uma camada de brita. Depois de colocados os tubos de PVC, o espaço entre o furo de sondagem e o tubo foi preenchido com brita até ultrapassar a altura das ranhuras e o resto do preenchimento foi feito com o solo retirado do local. Na superfície, foi deixado alguns centímetros de cano para fora e o seu contato com o solo foi selado com uma mistura do solo argiloso da área.

As medidas do nível do lençol dentro dos tubos foram executadas a partir de uma linha com marcações de meio em meio metro (nós), a qual tinha atado na sua extremidade um peso e uma cortiça para que a linha descesse no interior do tubo e boiasse quando encontrado o nível d'água, o que diminuía a tração na extremidade da linha que se encontrava na mão do operador. As leituras eram feitas somente uma vez por dia, às 9:00 horas da manhã.

Sabe-se que o instrumento utilizado não é tão sensível para a medição do potencial piezométrico quanto um piezômetro com ponta porosa e pequeno diâmetro, mas, diante do seu baixo custo e das vantagens de instalação, além do fato de que o grande intervalo entre as leituras já não permitir muita precisão, optou-se por utilizá-lo. Apesar de sua pouca precisão, as medidas tomadas mostraram dados interessantes à respeito do comportamento do nível do lençol na encosta durante o período monitorado, dados estes que serão apresentados mais adiante.

6.1.3 - *INSTALAÇÃO DOS TENSIÔMETROS*

O uso de tensiômetros no monitoramento de formação de zonas saturadas e fluxos em encostas através das leituras de potenciais de pressão e, por conseguinte, a obtenção de cargas hidráulicas totais entre diferentes pontos tem demonstrado ser muito útil (HARR, 1977; ANDERSON & BURT, 1978; FERNANDES, 1990; FERNANDES *et al.*, 1994; MONTGOMERY *et al.*, 1997; entre outros). Este aparelho mede a sucção a que o solo está submetido, ou seja, seu potencial matricial, podendo também indicar a saturação do solo, quando a sucção é nula, e ainda tem a possibilidade de medir cargas de pressão positivas

quando ele funciona com coluna de mercúrio (FERNANDES, 1990, PAISANI, 1998) ou com transdutor de pressão.

Esse equipamento consiste de uma cápsula de cerâmica introduzida no solo, conectada a um tubo preenchido com água e selado no topo. O selo é retirado para adicionar água deaerada sob pressão no tubo (processo de refluxagem) a fim de que o nível se mantenha constante e também para retirar as bolhas de ar que penetraram pela cápsula ou através de vazamentos no sistema. No topo desse tubo é adicionado um manômetro para medir as pressões na cápsula. Este manômetro pode ser um medidor elétrico, mecânico ou ainda um recipiente com mercúrio, o qual é conectado através de uma mangueira também cheia de água ao sistema fechado tubo/cápsula, sendo as leituras feitas a partir da altura que o mercúrio se encontra nesta mangueira. Esta mangueira deve ser transparente para facilitar as leituras (FERNANDES *et al.*, 1989).

A cápsula permanece cheia de água e tem poros com um diâmetro médio, o que faz com que somente pressões superiores a 1 atm possam esvaziá-la (valor da entrada de ar). Quando a cápsula está submetida as sucções do interior do solo, a água é transferida para o solo e o manômetro acusa a pressão exercida na água da cápsula, considerando que a pressão do ar no solo é a atmosférica (REICHARDT, 1978; FERNANDES, 1990; STEPHENS, 1996). Quando existe saturação no solo, a água no interior da cápsula se mantém sob pressão nula, enquanto que quando está ocorrendo poro-pressões positivas no interior do solo (pressões hidrostáticas), a pressão na cápsula tende a diminuir, pois a água livre do solo pode entrar no sistema do tensiômetro.

Neste trabalho, foi utilizado o modelo com coluna de mercúrio proposto por Fernandes *et al* (1989) e Fernandes (1990), com pequenas adaptações: o tubo do instrumento foi confeccionado com cano de PVC de 21 mm de diâmetro externo; a cápsula porosa apresentava diâmetro externo de 21 mm e comprimento de 60 mm; a mangueira era constituída de material plástico transparente com 3 mm de diâmetro. A construção e a calibração dos instrumentos seguiram os procedimentos citados por Fernandes (1990) e Paisani (1998).

6.1.3.1- instalação dos tensiômetros em campo

Os instrumentos foram instalados em profundidades que variaram entre 50 e 254 cm. A locação destes equipamentos levou em conta os diferentes materiais encontrados (possíveis descontinuidades hidráulicas), como os horizontes mais argilosos, o horizonte de

transição e o topo da rocha alterada com estrutura conservada, além dos materiais sem uma organização definida encontrados na baixa encosta. Foram colocados instrumentos tanto no interior destes materiais como no contato entre eles. Também foram instalados instrumentos logo acima de blocos que não puderam ser atravessados. A forma da encosta também foi um critério observado para a escolha dos locais onde os tensiômetros seriam instalados. O Quadro 6.1 abaixo relaciona a identificação, as profundidades e os materiais onde foram instalados os tensiômetros e os piezômetros (poços de observação). A identificação dos instrumentos seguiu a sua localização nos pontos das toposseqüências ou, quando fora delas, pela letra E, indicativa de estação.

ESTAÇÃO	PROFUNDIDADE	MATERIAIS	INSTRUMENTO
P1T1	1,60m	Rocha alterada com estrutura conservada, micácea com muito manganês, amarelada	piezômetro
P1T2	3,06m	Rocha alterada com estrutura conservada, siltico-arenosa (muita areia fina), acinzentada	piezômetro
P1T3/4	1,05m	Mat. areno-argiloso, com fragmentos de rocha, com hidromorfia	tensiômetro
	3,20m	Mat. arenoso, amarelado, úmido, presença de bloco	piezômetro
P1T9	0,98m	Mat. 7.5YR, argilo-arenoso	tensiômetro
	2,50m	Mat. micáceo, com manganês, contato com bloco à ± 20 cm	tensiômetro
P1T11	1,00m	Mat. 7.5YR, argilo-arenoso	tensiômetro
	2,26m	Mat. siltoso, com manganês, contato com bloco à ± 20 cm	tensiômetro
P1T12	0,82m	Mat. 7.5YR, argilo-arenoso	tensiômetro
	1,52m	Contato com Mat. Micáceo da rocha alterada	tensiômetro
P2T1	2,38m	Rocha alterada com estrutura conservada, siltico-arenosa, cor castanha	piezômetro
P2T2	0,81m	Mat. 10YR5/8 e 6/8, argilo-arenoso	tensiômetro
	3,30m	Mat. de rocha alterada, siltico-arenoso, acinzentado	piezômetro
P2T7	0,87m	Mat. 10YR6/8, argilo-arenoso.	tensiômetro
	2,54m	contato com rocha alterada com estrutura conservada	tensiômetro
P3T2	1,07m	Mat. areno-argiloso, com manchas amarelas, com muitos blocos	piezômetro
P3T3	1,71m	Rocha alterada com estrutura conservada siltico-arenosa, compacta, castanha (cor ferrugem), seca.	piezômetro
P3T4	2,72m	Rocha alterada com estrutura conservada, siltico-arenosa, listras de cor ferrugem, muito manganês	piezômetro
P3T5	0,60m	Mat. 10YR argilo - arenoso	tensiômetro
	4,10m	Rocha alterada com estrutura conservada, siltico-arenosa, cor castanha(cor de ferrugem), seca.	piezômetro
P3T7	1,74m	rocha alterada com estrutura conservada com cor castanha.	tensiômetro
P4T5	2,28m	Mat. de rocha alterada, siltico-arenoso, com muito manganês e mica	piezômetro

P4T7	2,20m	Mat. de transição para rocha alterada, muito siltoso, 10YR 7/8, presença de bloco no fundo	piezômetro
P5T4	0,52m	Mat. 10YR areno-argiloso	tensiômetro
	1,30m	Mat. 7.5 YR, mais arenoso, 20cm acima de um bloco.	tensiômetro
P5T6	0,72m	Mat. 7.5 YR, areno-argiloso, com fragmentos	tensiômetro
P5T7	1,02m	Mat. 10YR areno - argiloso	tensiômetro
	2,36m	Mat. siltoso, acinzentado, transição para rocha alterada, acima de um bloco.	tensiômetro
P6T1	1,50m	Mat. 7.5YR 5/8, areno-argiloso,	tensiômetro
	2,00m	Mat. 7.5YR 5/8, siltico-argiloso, com mica e grãos de feldspato. Transição p/ a rocha alterada com estrutura conservada.	tensiômetro
P6T3	2,32m	Contato bruno com a rocha alterada com estrutura conservada, mat. siltico-arenoso	tensiômetro
E1	0,51m	Mat. argilo-arenoso, 10YR e mais amarelo	tensiômetro
	1,02m	Mat. argilo-arenoso, 7.5YR, com alguns fragmentos	tensiômetro
E2	0,84m	Mat. argilo-arenoso, 10 YR	tensiômetro
	1,97m	Rocha alterada com estrutura conservada, com hidromorfia	tensiômetro
E3	0,48m	Mat. argilo-arenoso, 10 YR	tensiômetro
	0,91m	Mat. 7,5YR argilo-arenoso, com algumas litorrelíquias	tensiômetro
E4	0,53m	Mat. areno-argiloso, 7.5YR, com grãos de feldspato	tensiômetro
	1,02m	Mat. com litorrelíquias, argilo-arenoso	tensiômetro
E5	1,49m	Mat. 5YR argilo-siltico-arenoso, com muitas litorrelíquias, transição para a rocha alterada	tensiômetro
E6	1,00m	Mat. 7.5YR 5/8 argilo-arenoso, grudento	tensiômetro
	1,96m	Rocha alterada com estrutura conservada, siltico-arenosa, vermelha	tensiômetro
E 7	2,00m	rocha alterada com estrutura conservada, siltico-arenoso, vermelha, compacta	tensiômetro
E 9	2,00m	Rocha alterada com estrutura conservada, areno-siltosa, com manganês, pequenos fragmentos, amarelada, úmida.	tensiômetro
E 10	2,00m	Mat. siltico-argilo-arenoso, com mica, 2.5YR 5/8, transição para rocha alterada	tensiômetro
E 11	2,00m	rocha alterada com estrutura conservada, areno-siltosa, com mica.	tensiômetro
E 12	2,00m	Rocha alterada com estrutura conservada, siltico-arenosa, com mica e manganês.	tensiômetro
E 13	2,00m	Mat. siltico-argilo-arenoso, com mica, 2.5YR 5/8, transição para a rocha alterada	tensiômetro

Quadro 6.1 - Identificação e localização dos instrumentos de medição dos potenciais de pressão de água no solo.

A instalação dos tensiômetros foi realizada com a ajuda de um trado modelo holandês, sendo que, quando se estava próximo da profundidade escolhida para o monitoramento, era então colocada no trado uma extensão cuja ponta possuía diâmetro menor do que a original. Esta ponta adaptada abria espaço suficiente apenas para que fosse

possível o encaixe da cápsula no furo. A extensão com ponta menor foi cedida pelo Laboratório de Geodinâmica Superficial do Depto. de Geociências – UFSC. A cápsula foi envolvida em uma pasta de água e caulim antes de seu encaixe no furo para que houvesse maior contato com o solo. Depois da colocação do aparelho no furo de sondagem, este era fechado com os materiais retirados durante a sua abertura.

Após a colocação do tubo com a cápsula porosa no ponto escolhido e o fechamento do furo, a mangueira, que já estava conectada ao tubo, era colocada no recipiente com mercúrio. Este recipiente era, então, fixado em uma tábua fincada no chão (Foto 6.1), tomando-se o cuidado de manter o nível do mercúrio na mesma altura da saída da mangueira do tubo a fim de facilitar os cálculos de transformação dos valores de altura da coluna de mercúrio em valores de pressão (FERNANDES,1990). As leituras eram feitas duas vezes ao dia: às 9:00 e às 15:00 horas.



Foto 6.1 – localização dos tensiômetros na encosta. Cada estaca branca representa um ponto com um ou dois tensiômetros (Foto Heloisa P. Pôssas, out./2000).

6.1.4 – APLICAÇÃO DO MÉTODO DE GEOFÍSICA DO POTENCIAL ESPONTÂNEO DO SOLO (*SELF POTENTIAL*)

Fluídos atravessando os poros do solo ou das rochas produzem potenciais elétricos que podem ser detectados. “A anomalia causada pelo fluxo pode ser medida na superfície acima do caminho do fluxo, esta é a base do método SP (*Self Potential* – potencial espontâneo) para detecção de *seepage* e mapeamento” (BUTLER, 1989 *in* CORWIN, 1989, p.01). As paredes dos poros possuem íons com carga negativa, enquanto a água carrega íons positivos, assim quanto maior a quantidade de água e/ou maior a velocidade do fluxo maior será a diferença de carga elétrica e maior será o potencial espontâneo gerado. O tipo de material (rocha e/ou solo) também podem interferir no potencial espontâneo, pois dependendo da sua composição podem estar presentes maiores ou menores quantidades de determinados íons, como é o caso do calcáreo, por exemplo.

Valores positivos de SP indicam água fluindo com altos gradientes, enquanto valores de SP negativos apontam água fluindo verticalmente (infiltração) e/ou com baixos gradientes (CORWIN, 1989 e 1990). Através dos estudos das anomalias positivas ou negativas pode-se ainda levantar hipótese acerca do tipo de material em profundidade e também sobre estruturas geológicas (BOGOSLOVSKY e OGILVY, 1977; CORWIN, 1990).

Não é possível descobrir a profundidade em que os fenômenos observados por este método estejam ocorrendo, a não ser com calibração através de sondagens diretas ou a partir do cruzamento com outros métodos de geofísica, como a sísmica ou métodos elétricos (sondagem elétrica vertical), como foi realizado por Esteves (2001).

6.1.4.1- Equipamentos utilizados e procedimentos de campo

A técnica utilizada para medir o potencial espontâneo da área com estudos de detalhe nesta tese foi a de base fixa com utilização de eletrodos não polarizáveis de cobre imersos em solução de sulfato de cobre. Outros equipamentos utilizados foram: uma bobina de 400 m de fio de cobre e um multímetro. Os equipamentos para aplicação deste método e a orientação dos procedimentos em campo foram fornecidos pelo Geólogo Marcelo Borges Esteves.

Em campo, um eletrodo foi fixado distante alguns metros fora da área a ser medida, mas conectado a bobina de fio de cobre, enquanto o outro eletrodo, também conectado a bobina, era deslocado ao longo da área. O eletrodo móvel era locado nos pontos onde estavam os tensiômetros e os piezômetros e enterrado um pouco mais profundo do que da zona de raízes. As leituras entre os dois eletrodos era, então, realizada através do

multímetro, com unidades em milivolts. O eletrodo fixo foi ligado ao terminal negativo do multímetro e o móvel ao terminal positivo de acordo com a recomendação de Esteves (2001) adotando a convenção de Corwin (1990).

As leituras do potencial espontâneo do solo foram efetuadas no dia 08 de dezembro de 2001, oito dias após o encerramento do monitoramento hidrológico. Infelizmente, uma possível calibração destas leituras com os dados dos tensiômetros e piezômetros foi inviabilizada por danos sofridos por alguns aparelhos e, também, pela falta de dados sobre as precipitações precedentes. Alguns aparelhos foram lidos nesta data, mas os resultados não são satisfatórios para fins de comparação. Assim sendo, os resultados obtidos a partir da leitura do potencial espontâneo foram mais adequados para tecer comparações com dados obtidos em outras datas do monitoramento hidrológico, apesar de se saber que as comparações são superficiais, pois não se conhece exatamente as profundidades onde estavam ocorrendo os fenômenos de anomalias do potencial espontâneo medidos na ocasião. Deve-se ressaltar também que as leituras efetuadas em um dia representam a situação do potencial espontâneo do solo naquele momento, pois a quantidade de água e os caminhos e as velocidades dos fluxos variam de acordo com as precipitações que alcançam o solo, contudo os resultados obtidos são muito interessantes, pois repetem um padrão já visualizado anteriormente no comportamento dos potenciais de pressão da água do solo em determinados momentos do período de monitoramento. A seguir serão apresentados os resultados das medidas efetuadas na encosta estudada em relação à sua dinâmica hidrológica.

6.2. - RESULTADOS

6.2.1 – *COMPORTAMENTO DAS PRECIPITAÇÕES DURANTE O PERÍODO DE MONITORAMENTO*

Para melhor caracterizar o comportamento das precipitações ao longo do período de monitoramento em relação as médias mensais e anuais da região, é feita uma análise a partir dos dados da estação meteorológica mais próxima da área de estudo, distante cerca de 6.5 km, no município de Antônio Carlos. Deve-se ressaltar que esta estação se localiza ao norte da área de monitoramento e que existe um maciço que as separa, a Serra de Santa Filomena.

O comportamento das precipitações a partir dos dados da estação meteorológica de Antônio Carlos foi analisado no período entre 1977 e 2001, totalizando 24 anos. Como já observado por Herrmann (1999) para a estação meteorológica de São José, as médias anuais de precipitação variam muito de ano para ano, com uma certa tendência para períodos com anos mais úmidos ou mais secos, provavelmente seguindo os anos de ocorrência dos fenômenos El Niño e La Niña. A Figura 6.1 a seguir apresenta as médias anuais do período analisado:

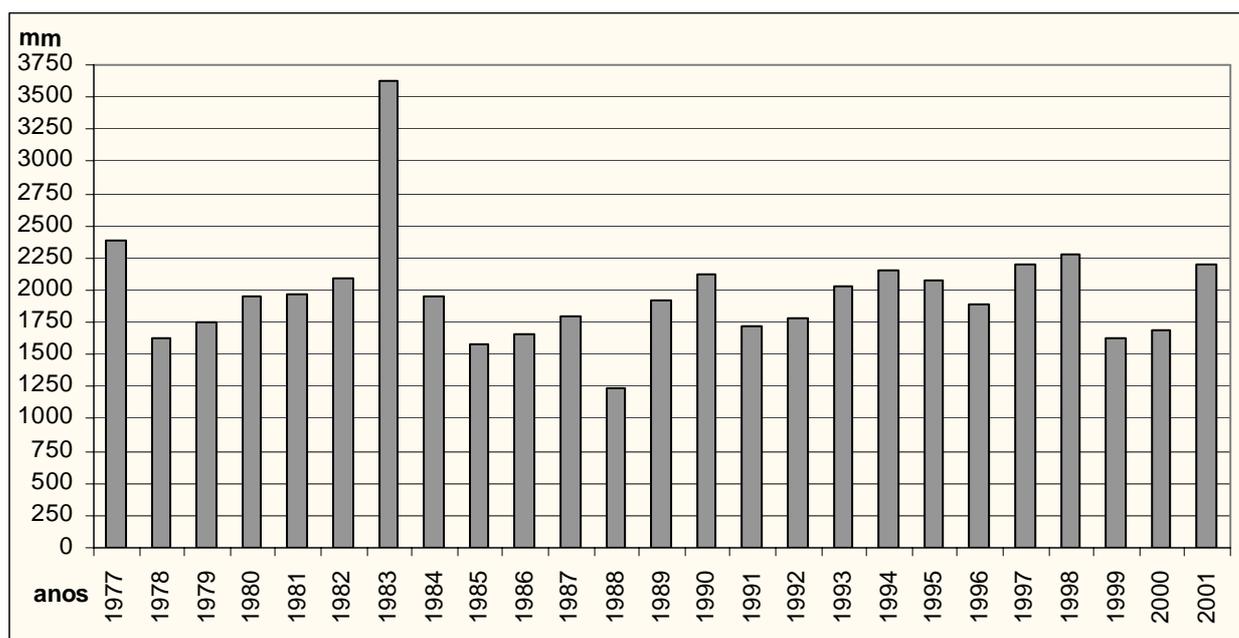


Figura 6.1 – Precipitação anual registrada na estação meteorológica de Antônio Carlos no período de 1977-2001.

Conforme pode ser observado na figura acima, o ano de 1983 apresentou uma média de precipitação excepcionalmente elevada em relação ao período analisado, 3.628 mm, valor este muito superior a aqueles mais altos encontrados, que não ultrapassaram os 2.393 mm. Este ano foi muito úmido em todo o Estado de Santa Catarina e configurou o ápice de ocorrência do fenômeno El Niño. O ano mais seco do período analisado foi o de 1988, com 1.250 mm de chuva. Segundo os dados apresentados nesta figura, o período em que foi efetuado o monitoramento dos potenciais da pressão da água no solo configura uma passagem de um ano mais seco, o ano de 2000, com um total de 1.686 mm para um ano mais úmido, o ano de 2001 com um total de 2.193 mm de chuva, sendo que o período do monitoramento permaneceu praticamente no ano mais úmido, pois ele começou já no final do ano de 2000, em novembro.

O cálculo da média anual dos dados apresentados para a estação de Antônio Carlos mostra um valor de 1.973,57 mm, com desvio padrão de 432,34 mm, porém, se for excluído o dado do ano de 1983, a média anual passa para 1.904,64 mm e o valor do desvio padrão fica em 266,64 mm. Estes cálculos mostram o quanto o ano de 1983 foi excepcional na série histórica analisada e como este dado referente ao ano de 1983 modifica os valores estatísticos. Por isso, é importante também que se tenha uma análise do comportamento das precipitações em termos de distribuição, e não somente através de valores médios.

As médias mensais apresentadas na figura 6.2 abaixo, mostram a mesma tendência de outras estações meteorológicas próximas à área de estudo (HERRMANN, 1999), onde se observa invernos mais secos e primaveras e verões mais úmidos. Janeiro é o mês mais chuvoso, seguido dos meses de fevereiro e dezembro.

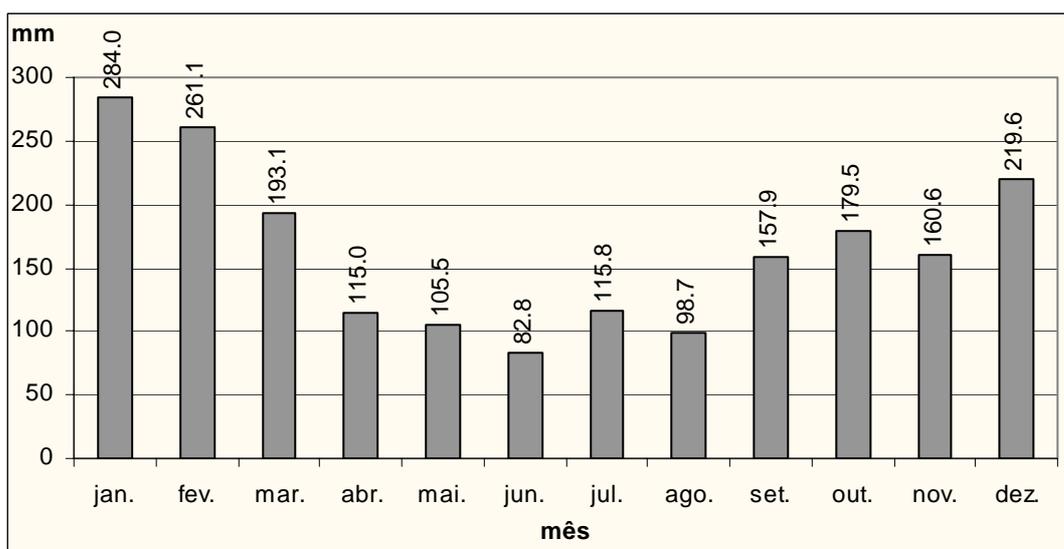


Figura 6.2 - Precipitação média mensal para a estação meteorológica de Antônio Carlos no período de 1977 – 2001.

Obs.: os números no alto das colunas representam os valores das médias mensais.

Os dados de precipitação obtidos no monitoramento em São Pedro de Alcântara confirmam esta tendência de maior precipitação no verão e na primavera e o inverno como sendo o período mais seco do ano, como pode ser observado na Figura 6.3 a seguir:

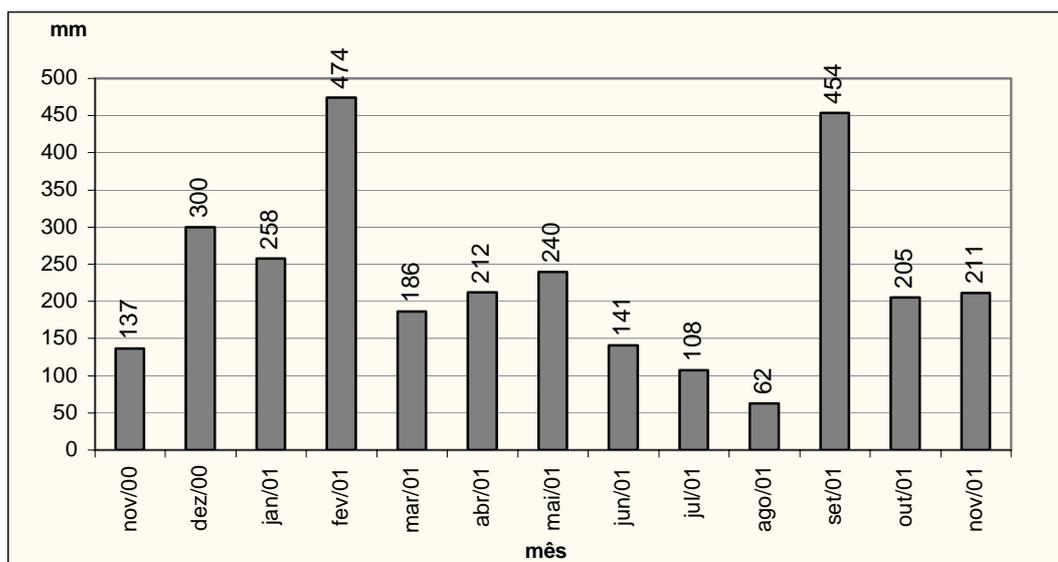


Figura 6.3 Precipitação mensal em São Pedro de Alcântara durante o período de monitoramento.

Obs.: os números no alto das colunas representam os valores mensais.

A tendência do mês mais chuvoso e do mês mais seco observada na Figura 6.2 das médias mensais não se confirmou durante o período de monitoramento em São Pedro. Fevereiro foi o mês mais chuvoso, com 474 mm de chuva, valor este muito maior do que a média apontada para o mês mais chuvoso, que é janeiro, com 284 mm. A Figura 6.2 apresenta junho como o mês mais seco, o que não ocorreu durante o período de monitoramento, tendo sido agosto o mês mais seco, com 62 mm de chuva, um valor pouco abaixo da média mensal mais baixa de precipitação do período de 1977–2001.

Deve-se ressaltar que a comparação entre os dados diários de precipitação no período de monitoramento obtidos nas leituras em São Pedro de Alcântara e aqueles coletados da estação meteorológica de Antônio Carlos, mostrou que em São Pedro choveu cerca de 20% a mais do que em Antônio Carlos. Tal fato talvez possa ser explicado pela localização dos dois pontos de medição. Como já foi colocado anteriormente, a maior parte dos sistemas atmosféricos que provocam as precipitações mais significativas na região provêm do quadrante sul e, como São Pedro de Alcântara se localiza mais ao sul em relação à Antônio Carlos e, ainda, existe uma Serra que separa os separa, as nuvens carregadas de umidade vindas do sul podem precipitar na vertente da serra voltada para São Pedro de Alcântara, e assim chegar a Antônio Carlos com menor teor de umidade.

A análise dos dados de precipitação expostos mostra que o período de monitoramento apresentou meses muito chuvosos (fevereiro e setembro), em relação as médias mensais calculadas para o período de 1977 – 2001, assim como também houve momentos mais secos, como julho e agosto. Estas condições foram muito interessantes para a observação do comportamento do nível do lençol freático e dos potenciais de pressão da água no interior da encosta em períodos mais úmidos e mais secos.

6.2.2 – *VARIAÇÃO DA ALTURA DO LENÇOL FREÁTICO DURANTE O PERÍODO MONITORADO*

O nível do lençol freático foi monitorado na base da encosta ao longo das toposseqüências 01, 02, 03 e 04. O período de monitoramento abrangeu um ano menos úmido e um ano mais úmido, como visto anteriormente. Este fato refletiu nos dados do nível do lençol freático, pois as leituras apontaram para níveis mais profundos do lençol no início do monitoramento, geralmente não sendo estes mais alcançados, mesmo na época mais seca do inverno do ano seguinte.

Os níveis do lençol oscilaram menos em resposta à entrada de precipitações nos piezômetros (poços de observação) instalados ao longo da toposseqüência 01 e naqueles mais baixos, ou seja, já próximos do talvegue. O lençol freático foi encontrado em profundidades maiores nos instrumentos instalados no lado sudoeste da encosta.

No intervalo de alguns dias, entre meados de setembro e o início de outubro de 2001, os níveis do lençol nos instrumentos apresentaram mudanças significativas tendo em vista a grande intensidade das chuvas ocorridas neste período em oposição ao inverno mais seco.

A variação anual do nível do lençol freático em cada ponto com poços de observação é apresentada no Apêndice B, bem como são elaborados alguns comentários sobre o seu comportamento. É importante chamar a atenção para o fato de que os gráficos da variação anual do nível do lençol freático podem se apresentar com diferentes intervalos de unidades, pois as suas variações foram muito amplas em alguns pontos e em outros pouco significativas.

6.2.2.1 – Variação da altura do lençol freático na encosta nas datas de 21, 23 e 26/09/2001

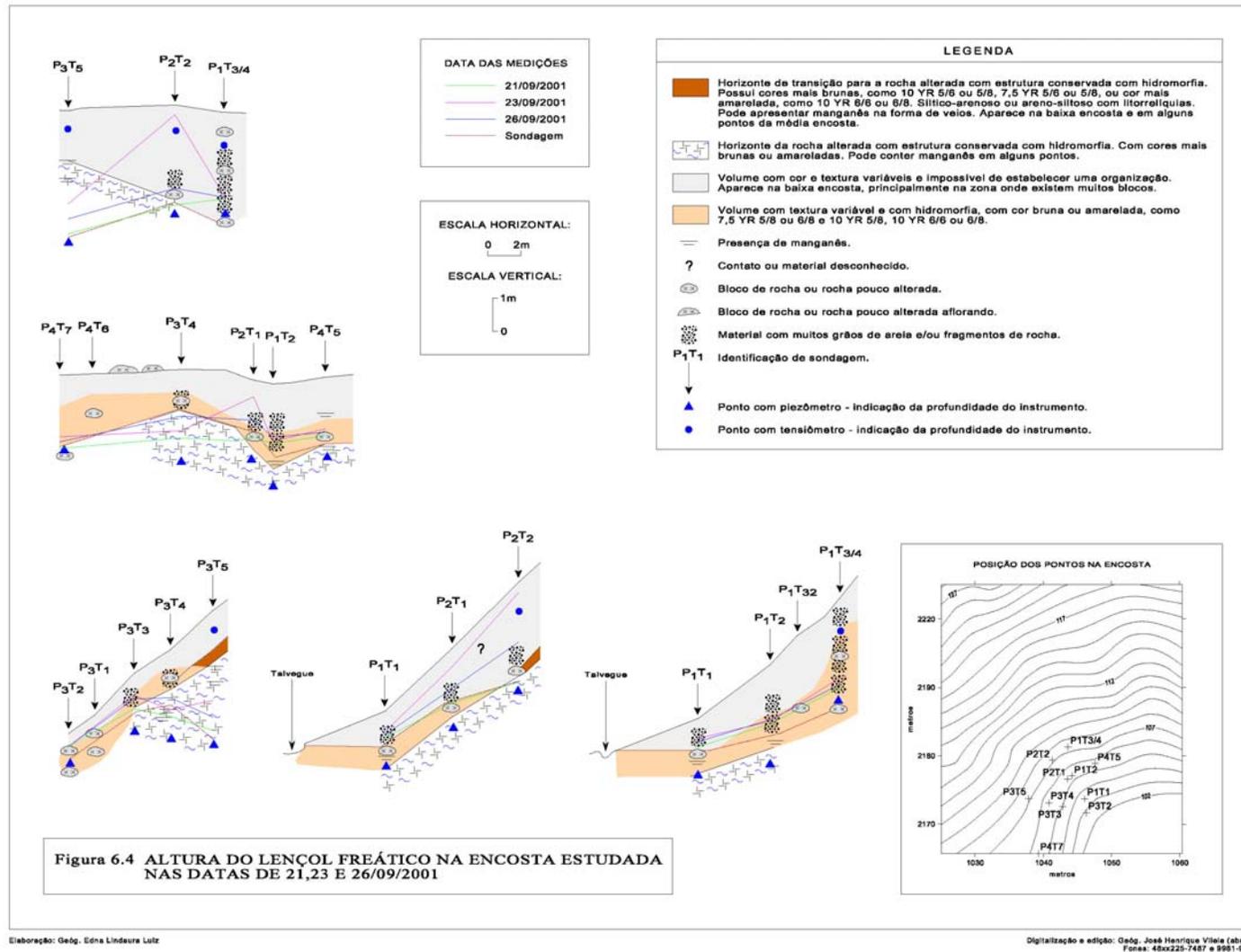
Os dias 21, 23 e 26 de setembro de 2001 foram escolhidos para mostrar a variação do nível do lençol de água ao longo da encosta em três momentos diferentes, mas

próximos: antes de um episódio de grande quantidade de precipitação (21/09), logo após este (23/09) e alguns dias depois dele (26/09). Estas datas foram escolhidas por englobarem um momento em que os níveis do lençol estavam mais baixos após um inverno seco e porque as precipitações foram muito elevadas em pouco tempo. Para melhor ilustrar a variação do lençol nestas datas, foi construída a Figura 6.4 apresentada adiante.

Esta figura mostra que os níveis do lençol estavam mais baixos em 21/09 em todos os piezômetros (poços de observação), pois fazia sete dias que não chovia. Já em 23/09, havia ocorrido um evento de precipitação de quase 100 mm distribuídos durante a madrugada e a manhã, sendo que no dia anterior já havia chovido 76 mm, o que provocou a elevação do nível do lençol em todos os piezômetros. Em 26/09, as chuvas já haviam cessado no dia 24/09 à tarde e o nível de quase todos piezômetros diminuído em relação ao dia 23/09, com exceção dos pontos P1T2 e P3T4. Tais pontos, como observado na análise da variação anual do lençol em anexo (Anexo 2), apresentam tempo de resposta às mudanças mais longo que os outros pontos da encosta. Este fato é muito interessante, pois os dois pontos estão praticamente na mesma altura em relação à encosta, inseridos no horizonte da rocha alterada com estrutura conservada, em profundidades não muito diferentes, um a 3.06 m e outro a 2.72 m, porém o instrumento instalado entre eles, P2T1, é extremamente sensível à entrada e à drenagem das precipitações no solo.

A observação dos perfis longitudinais à encosta mostra que naquele mais à leste (topossequência 01), o lençol quase não variou nas datas analisadas. Por outro lado, no perfil do centro (topossequência 02), a variação do lençol foi muito significativa, com o nível alcançando quase a superfície do terreno, principalmente, na parte mais alta do perfil. Já no perfil mais à sudoeste (topossequência 03), o lençol também variou, mas não de forma muito significativa, sendo interessante notar como o seu nível em todos os momentos era sempre mais profundo para montante, diferentemente dos outros perfis.

Os perfis transversais apresentam as variações laterais do nível do lençol na encosta, nas datas escolhidas. Nestes perfis, é muito interessante observar a existência de uma espécie de pulso de água que faz com que os pontos do perfil do centro (na topossequência 02) tenham o nível do lençol muito elevado, logo após as chuvas intensas e drenem rapidamente para níveis mais baixos nos dias seguintes, sem chuvas. Os pontos P1T2 e P3T4 apresentaram maiores alturas do lençol somente na data de 26/09, depois do fim das precipitações intensas. Tais pontos estão localizados nas laterais da área que mostrou um grande incremento na altura do lençol durante as chuvas.



Obs.: Esta figura está reduzida da sua escala original

Figura 6.4 – Altura do lençol freático na encosta estudada nas datas de 21, 23 e 26/9 de 2001.

É possível que estes pontos tenham recebido a água concentrada no centro, a qual drenaria lateralmente e de forma lenta; talvez por isso, os níveis destes teriam permanecido elevados após o fim das chuvas.

Uma explicação para o pulso de aumento rápido e elevado dos níveis do lençol no perfil do centro, e também sua drenagem rápida, seria a existência de uma linha de fluxo no interior do lençol nesta área monitorada da encosta, inclusive, em outras datas em que ocorreram precipitações elevadas também foi observado este fenômeno.

A localização da área onde o lençol é mais sensível à entrada e à drenagem das precipitações coincide com o limite lateral na encosta entre a zona de blocos e a zona onde começa a aparecer o horizonte da rocha alterada com estrutura conservada em profundidade.

Outro fato interessante sobre a posição do lençol na encosta estudada é a sua maior profundidade no lado sudoeste. Uma explicação para este fato poderia ser a presença de rocha sã, e, por isso, mais impermeável, em maiores profundidades no lado sudoeste da encosta em relação ao lado leste. Como já comentado anteriormente, o lado leste é onde aparece uma grande quantidade de blocos. Tais blocos talvez poderiam ser entendidos como configurando a transição para a rocha mais sã, a qual seria encontrada logo abaixo deles, o que manteria o nível do lençol mais alto neste lado da encosta. No outro lado, aparece ainda um horizonte de rocha alterada com estrutura conservada com certa espessura que recobriria o horizonte de blocos, estando a rocha sã situada em maiores profundidades, o que faria com que o lençol se aprofundasse neste setor, pois acompanharia este limite da rocha, menos permeável.

6.2.3 – COMPORTAMENTO DOS POTENCIAIS DE PRESSÃO E DOS POTENCIAIS TOTAIS DA ÁGUA NO SOLO NOS PONTOS COM TENSÍÔMETROS

A análise do comportamento dos potenciais de pressão e dos potenciais totais durante o período monitorado nos tensiômetros instalados na área de estudo, demonstra que os instrumentos eram sensíveis aos eventos chuvosos, mesmo aqueles instalados em maiores profundidades. Precipitações de 20 mm, em uma manhã, por exemplo, produziam aumento das poro-pressões, principalmente nos instrumentos mais superficiais (até 1.0 m), este fenômeno era mais acentuado caso já houvesse ocorrido chuvas anteriores. Eventos de maior intensidade, como chuvas de 80 a 100 mm, que ocorreram em uma manhã ou tarde, mesmo sem ter acontecido precipitações antecedentes, produziam significativos aumentos

de umidade nos materiais onde estavam instalados os instrumentos, até mesmo naqueles mais profundos.

O lado sudoeste do setor estudado da encosta se mostrou mais seco em relação ao centro e ao lado oposto, pois aí foram encontrados os maiores valores de poro-pressões negativas (sucções), principalmente nos instrumentos instalados em maiores profundidades e que estavam inseridos nos horizontes mais argilo - siltosos ou siltico - arenosos.

No Apêndice C é apresentada a variação anual dos potenciais de pressão e dos potenciais totais da água no solo em cada tensiômetro instalado. Através de gráficos, estes dados são relacionados com aqueles relativos à precipitação ocorrida ao longo do período de monitoramento. Para ajudar na compreensão do comportamento dos instrumentos é apresentada também uma figura que mostra a localização dos tensiômetros na encosta e o material onde eles foram instalados. É importante chamar a atenção para o fato de que os gráficos relativos a pontos diferentes podem estar com diferentes intervalos de unidade, pois é as variações dos potenciais de pressão e dos potenciais totais de um ponto para outro tenham foram muito diferentes.

Outra observação importante concerne aos episódios de chuva que foram monitorados, pois os dados foram obtidos em medidas pela manhã e à tarde, portanto não é possível se conhecer a sua intensidade. Desta forma, as chuvas medidas podem ter ocorrido concentradas em uma ou em mais horas ou, ainda, distribuídas durante todo o período entre uma leitura e outra. Por isso, alguns episódios com a mesma quantidade de chuvas faziam os instrumentos se comportar de forma diferente, pois provavelmente possuíam intensidades diferentes.

O instrumento instalado no ponto E10 não funcionou adequadamente durante grande parte do período de monitoramento e, por isso, não serão feitos comentários sobre os dados registrados por ele, contudo, alguns destes dados serão utilizados na análise da variação espacial dos potenciais de pressão em alguns episódios de chuvas.

6.2.3.1 - *Discussão dos resultados da variação anual da carga de pressão e da pressão total*

Em geral, quase todos os instrumentos acusaram menores quantidades de umidade nos materiais onde estavam instalados em dezembro de 2000 do que no período quase sem chuva de agosto de 2001. Possivelmente, isto se deve ao fato de o ano de 2000 ter sido menos úmido em relação à 2001, conforme apresentado anteriormente. Entretanto, alguns

instrumentos mais superficiais (instalados acima de 80 cm de profundidade) apresentaram maiores sucções em agosto de 2001.

As maiores poro-pressões positivas ocorreram em fevereiro de 2001 porque alguns episódios com grande quantidade de chuva foram precedidos por outros eventos que deixaram muita umidade no solo. Contudo, as chuvas abundantes de setembro de 2001 também produziram picos de máximas poro-pressões positivas, inclusive maiores do que aqueles de fevereiro. Sendo que, os episódios de setembro ainda foram precedidos por chuvas pouco significativas e por um mês muito seco, o mês de agosto. Talvez em tal caso, esteja implicada também a intensidade das chuvas.

Não se sabe se os episódios de chuva mais abundantes foram os mais intensos, mas, a partir da observação do comportamento dos tensiômetros, é possível afirmar que em 30/04, 25/06 e 29/08 de 2001, as chuvas foram intensas, pois os picos de recarga foram significativos, levando-se em consideração que a quantidade de precipitações nestas datas não foram tão altas como em outros momentos do monitoramento. Este foi o caso do evento do final de maio de 2001, em que foram registrados 60 mm de chuvas em uma manhã e os picos de subida de umidade observados nos instrumentos não foram tão significativos quanto aqueles dos eventos citados.

Os eventos com chuvas maiores do que 40 mm distribuídos em uma manhã ou tarde eram sentidos por quase todos os instrumentos, mesmo por aqueles mais profundos, especialmente do lado nordeste do setor estudado da encosta.

Alguns instrumentos eram mais sensíveis à chegada das chuvas e freqüentemente apresentavam poro-pressões positivas. Entre eles encontram-se aqueles mais profundos situados no centro e no lado nordeste do setor estudado da encosta, e ainda localizados no interior de materiais síltico-arenosos. Contudo, após vários dias sem chuva, eles demoravam um pouco a responder, mas, mesmo assim, depois sua drenagem era mais lenta.

A tendência esperada, de que os instrumentos da base da encosta, localizados mais próximos do lençol freático, apresentassem valores de poro-pressões com menor variação ao longo dos períodos mais secos foi percebida, pois eles possuíam a possibilidade de receber mais umidade. Porém, esta menor variação também foi verificada durante períodos com maior quantidade de precipitações.

Consideráveis variações da poro-pressão e maiores valores de poro-pressões negativas foram encontrados nos instrumentos instalados em profundidades rasas, com

menos de 80 cm, e, principalmente, em materiais com maior percentagem de areia, silte e/ou fragmentos de rocha.

É significativa a indicação, a partir da análise do comportamento das poro-pressões nos instrumentos (Anexo 2), de que o lado nordeste e o centro do setor estudado da encosta eram mais úmidos do que o lado sudoeste. Por exemplo, o instrumento instalado à 2.0 m de profundidade no ponto E9, no lado sudoeste da encosta, apresentou altos valores de sucção durante quase todo o período de monitoramento. O ponto E2 permaneceu mais úmido durante todo o monitoramento em comparação com o E12, que se encontrava mais à sudoeste, mas praticamente na mesma altura em relação à base da encosta. Os dois instrumentos instalados em E2 respondiam quase simultaneamente, apesar apresentarem uma diferença de profundidade de 1.0 m.

Os instrumentos mais profundos, localizados abaixo de 2.00 m e instalados nos pontos P2T1, P2T2, P2T7, P5T7, P1T9, P1T11, P1T12, E6 apresentaram fluxos laterais em alguns eventos com precipitações maiores e/ou mais intensas ao longo do período de monitoramento, inclusive, demonstrando uma recarga lateral e não só vinda da superfície (observar gráficos e análises destes pontos no Anexo 2). Estes pontos ou estão localizados no lado com blocos ou no eixo observado no mapa do contato solo ou colúvio com a rocha alterada ou blocos apresentado no capítulo anterior. Como foi comentado anteriormente, este eixo aponta para a erosão desenvolvida a partir da parede do caminho. Os pontos P2T1, P2T2, P2T7, P5T7 estão bem alinhados neste eixo, e apresentam profundidades maiores de aparecimento do contato solo ou colúvio com a rocha alterada ou blocos em relação aos pontos laterais a eles. A Figura 6.5 ilustra esta situação.

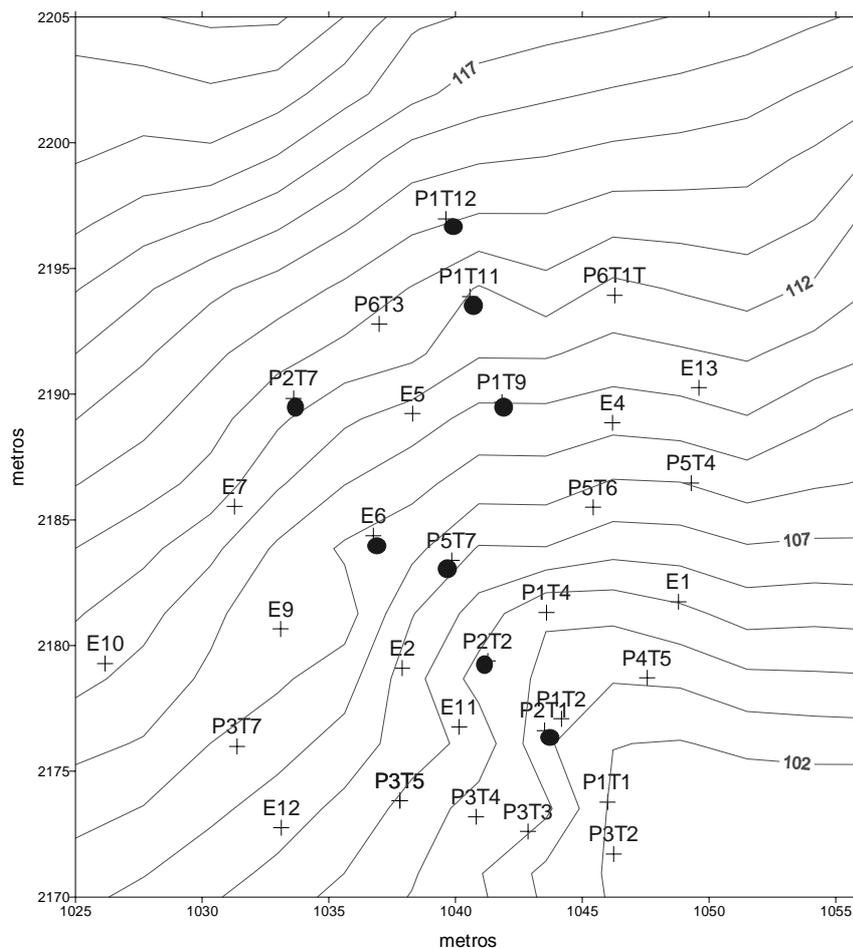


Figura 6.5 – Comparação entre a posição dos pontos com fluxos laterais e a topografia do contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos.

Obs.: Os círculos negros indicam os pontos com fluxos laterais à 2.0 de profundidade.

Nos materiais mais argilosos, a umidade se conserva por mais tempo. Os instrumentos situados nestes horizontes, entre 0.8 e 1.40 m de profundidade, apresentaram valores de poro-pressão geralmente entre -40 e $+40$ cmH₂O. Por outro lado, os instrumentos inseridos nos materiais mais arenosos ou siltsos mostraram recarga e drenagem mais rápidas e mais expressivas, dependendo da posição na encosta, mas, os instrumentos instalados nestes tipos de materiais situados no centro e no lado nordeste do setor estudado da encosta apresentavam drenagem rápida mas apenas até um certo valor de umidade, sendo que abaixo deste determinado valor, a drenagem era mais lenta.

Aparentemente, os instrumentos mais profundos sentiam menos a influência da intensidade da chuva e mais sua quantidade do que os instrumentos mais superficiais, instalados a menos de 1.0 m de profundidade.

De acordo com os comentários acima, fica claro que a quantidade e a intensidade das precipitações provocavam respostas específicas dos instrumentos, assim como também a ocorrência de eventos precedentes que já haviam deixado umidade no solo. É importante ressaltar que a natureza dos materiais também interferia na recarga e na drenagem da umidade que chegava ao solo através das precipitações. Outro fato importante é a posição dos instrumentos na encosta, que fazia com que determinados pontos com instrumentos instalados na mesma profundidade e em materiais de mesma natureza (por exemplo, no horizonte da rocha alterada com estrutura conservada) fossem mais ou menos úmidos ao longo do período de monitoramento e alcançassem maiores picos de poro-pressões positivas ou de sucções.

Para melhor demonstrar a importância da posição dos pontos na encosta durante as situações de recarga e drenagem da umidade, foram escolhidos dois períodos ao longo do monitoramento para conhecer a distribuição dos equipotenciais de pressão na encosta a 1.0 m e a 2.0 m de profundidade. O primeiro período corresponde ao final do inverno seco de 2001 e à entrada de um evento de chuva de 48 mm distribuído em um dia (29/08/2001), e o segundo foi escolhido a partir do episódio de chuvas abundantes (97.5 mm pela manhã) do dia 23/09/2001, sendo que o solo já estava úmido por causa de eventos de chuva precedentes.

6.2.3.2 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta nos períodos de 27 a 30/08 e de 23 a 28/09 de 2001

Os instrumentos escolhidos para a elaboração dos mapas de equipotenciais foram aqueles que se encontravam instalados a aproximadamente 1.0 m e 2.0 m de profundidade, variando em relação a estas profundidades determinadas no máximo de 20 a 30 centímetros para mais ou para menos. Alguns piezômetros também foram utilizados quando apresentavam a profundidade desejada.

Através dos mapas de equipotenciais (Figuras 6.6 a 6.11) elaborados para estes períodos específicos, é possível observar que a configuração dos equipotenciais são diferentes nas duas profundidades escolhidas, tanto nos momentos de recarga como

naqueles de drenagem. A seguir serão descritos em detalhe o comportamento das poro-pressões nas profundidades e períodos escolhidos.

6.2.3.2.1 – *Período entre 27 e 30/08 de 2001*

a) 1.0 m de profundidade (Figura 6.6)

No dia 27/08, as poro-pressões mais negativas (sucções), $-148 \text{ cmH}_2\text{O}$, ocorriam no ponto E3, localizado no lado sudoeste da encosta, e as maiores poro-pressões positivas estavam no ponto P3T2, que era um piezômetro instalado no lençol de baixada. O centro do setor instrumentado da encosta apresentava uma descontinuidade com maior quantidade de umidade, onde as poro-pressões permaneciam em torno de $-30 \text{ cmH}_2\text{O}$.

No dia 29/08, após as chuvas ocorridas durante a manhã e a tarde, a situação era de recarga de umidade, e a maior parte da área monitorada estava saturada ou apresentando poro pressões positivas, sendo que o ponto E3 ainda demonstrava sucções. O ponto P1T3/4 apresentava umidade apenas para a saturação, diferente dos pontos ao seu redor e daquele mais altos que já possuíam poro-pressões positivas. O lado nordeste, junto aos pontos P1T11 e P1T12, e o lado sudoeste do setor estudado da encosta apresentaram as maiores poro-pressões positivas.

A situação no dia 30/08 era de drenagem, e algumas partes da encosta já se encontravam com sucções. Entretanto, algumas áreas ainda se apresentavam com saturação ou com poro-pressões positivas, como no alto, junto aos pontos P2T7, P1T9, E4, P5T4. Parecia existir uma área com maior umidade, a qual atravessava o centro da área monitorada até alcançar o ponto P1T9, sendo margeada por áreas com drenagem mais acentuada, representadas pelos pontos P1T3/4 e E6.

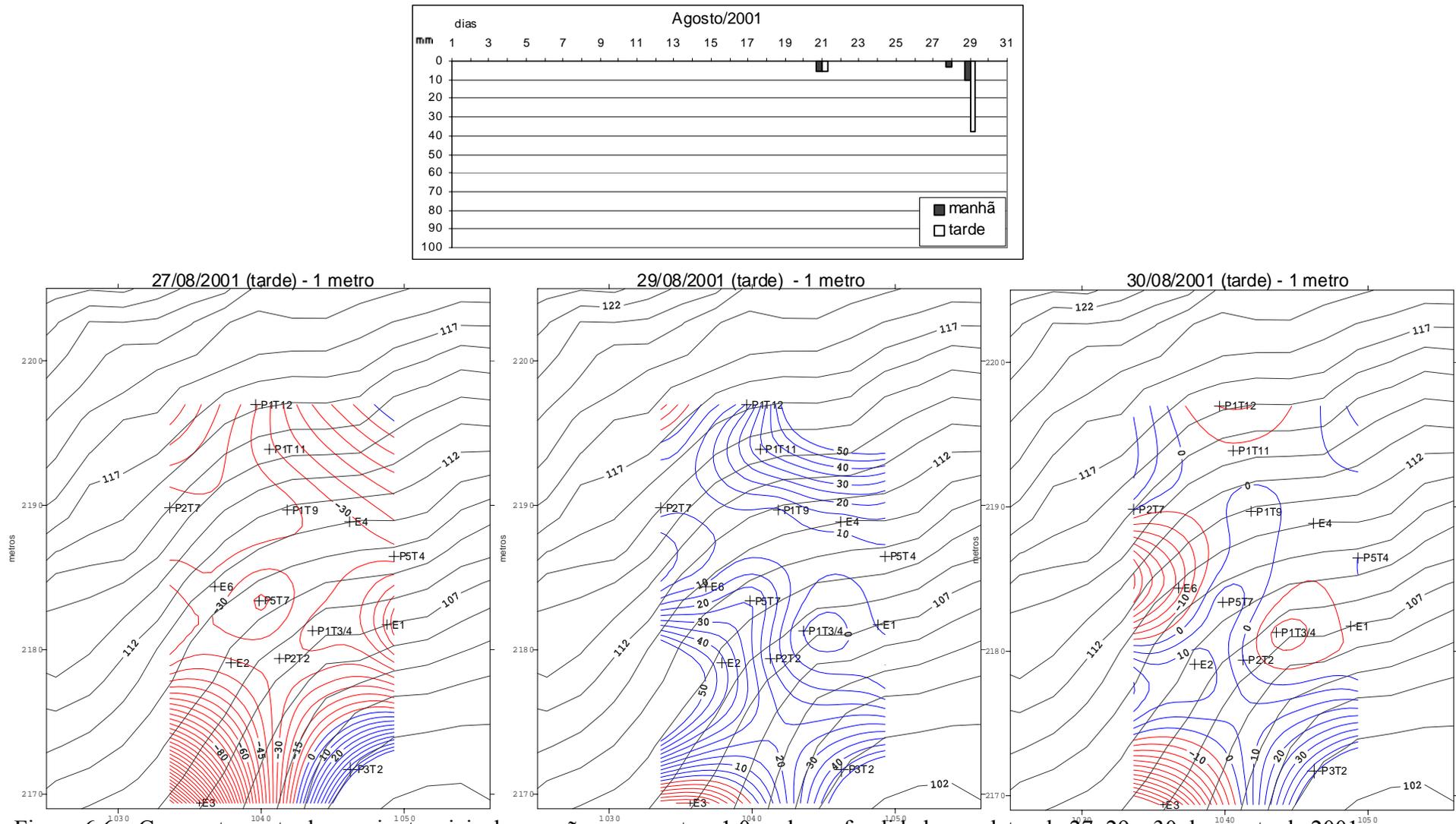


Figura 6.6 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 1.0 m de profundidade nas datas de 27, 29 e 30 de agosto de 2001.

Obs.: as linhas negras representam as curvas de nível com equidistância de 1.0 m, as linhas azuis representam os equipotenciais de pressão na saturação e positivas e as linhas vermelhas representam os equipotenciais de pressões negativas (sucções). Os equipotenciais de pressão apresentam equidistância de 5 cm de H₂O.

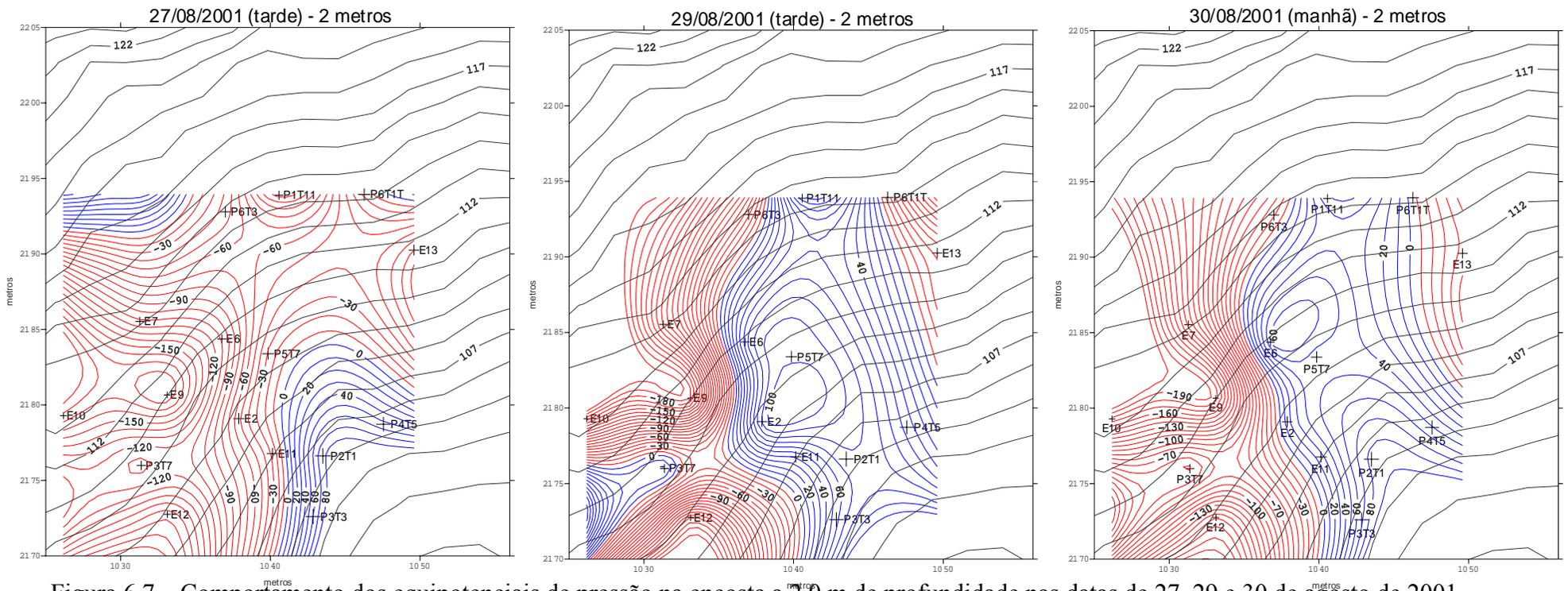
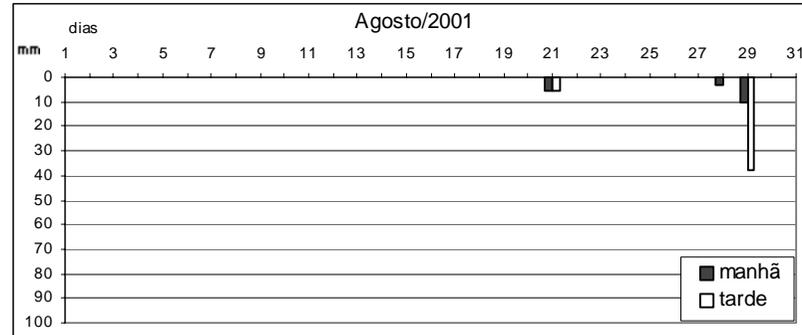


Figura 6.7 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 2.0 m de profundidade nas datas de 27, 29 e 30 de agosto de 2001.

Obs.: as linhas negras representam as curvas de nível com equidistância de 1.0 m, as linhas azuis representam os equipotenciais de pressão na saturação e positivas e as linhas vermelhas representam os equipotenciais de pressões negativas (sucções). Os equipotenciais de pressão apresentam equidistância de 5 cm de H_2O .

b) 2.0 m de profundidade (Figura 6.7)

A situação no dia 27/08, após vários dias transcorridos sem chuva, era de drenagem. As poro-pressões mais negativas (sucções) ocorriam no lado sudoeste da encosta, em torno dos pontos E9 e E10, com sucções maiores do que 180 cmH₂O, configurando, assim, um setor muito seco neste local. O ponto P3T7, situado pouco abaixo deste setor mais seco, apresentava sucções menores. Poro-pressões positivas eram encontradas nos pontos instalados no lençol de baixada (P2T1, P3T3, P4T5), mas, no centro e no lado nordeste da área monitorada, as poro-pressões negativas (sucções) eram menores, em torno de -30 e - 60 cmH₂O.

A recarga de umidade propiciada pelas chuvas do dia 29/08 produziu na área monitorada uma forma de eixo com maior umidade no centro e no lado nordeste, que abrangia desde os pontos instalados no lençol até o ponto P1T11, situado a cerca de 10 m de altura da base da encosta. No centro deste eixo, próximo do ponto P5T7, ocorreram as maiores poro-pressões positivas, cerca de 100 cmH₂O, configurando um acúmulo de umidade nesta parte da encosta.

O lado sudoeste da encosta permaneceu com sucções altas, porém um setor com maior umidade também era observado junto ao ponto P3T7. Vale destacar que este eixo de maior umidade em torno do ponto P3T7 era descontínuo em relação ao eixo de maior umidade do centro da área monitorada.

No dia 30/08, sem ter ocorrido mais nenhum episódio de chuvas desde o dia anterior, já estava acontecendo a drenagem; porém, o eixo com maior umidade permanecia na profundidade de 2.0 m, apenas estava mais estreito e com menores poro-pressões positivas. As maiores poro-pressões positivas estavam agora em torno de 90 cmH₂O no lençol de baixada e o setor de acúmulo de umidade migrou para montante do ponto P5T7 e apresentava poro-pressões positivas em torno de 60 cmH₂O. O ponto P5T7 permanecia como um divisor entre o acúmulo de umidade para montante e para jusante. O ponto P3T7 voltou a apresentar poro-pressões negativas, sendo que o restante dos pontos situados neste lado da encosta não sentiram a entrada de umidade, pois quase não mudaram seus valores de poro-pressões, aliás, alguns aumentaram seus valores de sucção.

6.2.3.2.2 – Período de 23 a 28/09 de 2001

a) 1.0 m de profundidade (Figuras 6.8 e 6.9)

As chuvas abundantes da manhã do dia 23/09, 97.5 mm, já precedidas por outros episódios, produziram uma recarga de umidade na encosta que deixou toda a área monitorada, a 1.0 m de profundidade, com saturação e poro-pressões positivas. Em torno do ponto P5T7 se formou um acúmulo de umidade que alcançou 100 cmH₂O de poro-pressões positivas, ou seja, a coluna de água alcançou a superfície do terreno neste momento. Já no ponto P1T9, o teor de umidade foi menor do que a sua volta, como se ali estivesse ocorrendo perda de umidade em profundidade. Junto ao ponto P1T3/4, havia menos umidade do que no lado sudoeste da área monitorada.

Na tarde do dia 24/09, a drenagem já estava ocorrendo, mesmo após as chuvas com 40 mm ocorridas durante a manhã deste dia e aquelas da tarde do dia anterior. O ponto P1T3/4 já apresentava sucção. No alto da encosta, próximo dos pontos P1T11 e P1T12, ainda eram encontradas poro-pressões positivas mais elevadas.

No dia 25/09, as áreas com sucção avançaram, o que levou a criação de ilhas com saturação e poro-pressões positivas em torno dos pontos P5T4 e P5T7 e nos pontos instalados no lençol de baixada.

A drenagem aumentou no dia 26/09, com quase toda a área apresentando poro-pressões negativas (sucções), mas permanecendo a ilha de maior umidade em torno do P5T7.

No dia 28/09, choveu 15.5 mm pela manhã, e a entrada desta umidade produziu saturação e poro-pressões positivas na parte alta da encosta e no lado sudoeste, enquanto no centro e no lado nordeste ainda existiam poro-pressões negativas. É difícil compreender esta configuração das poro-pressões. Talvez este fato esteja relacionado à quantidade ou à intensidade deste episódio de chuvas e, ainda, com a presença de horizontes mais argilosos, os quais ocorrem nesta profundidade no lado sudoeste e, também, no alto da área monitorada, o que permite a conservação da umidade.

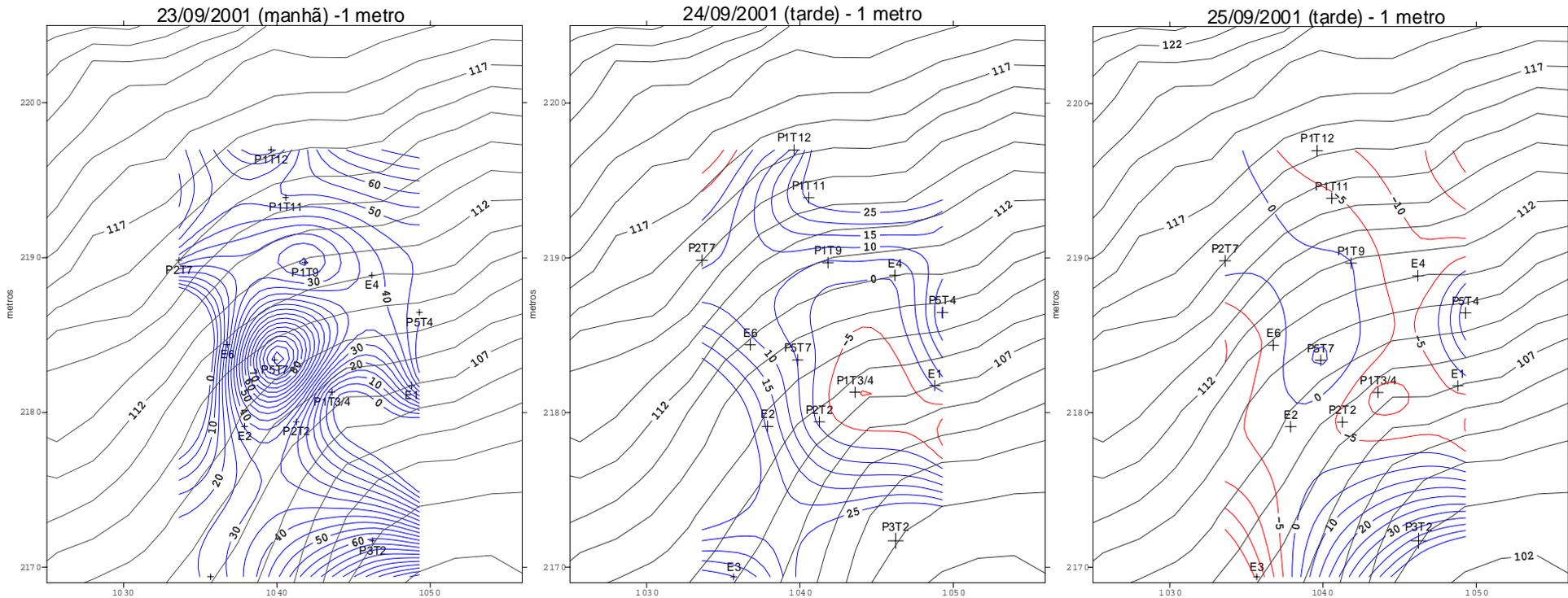
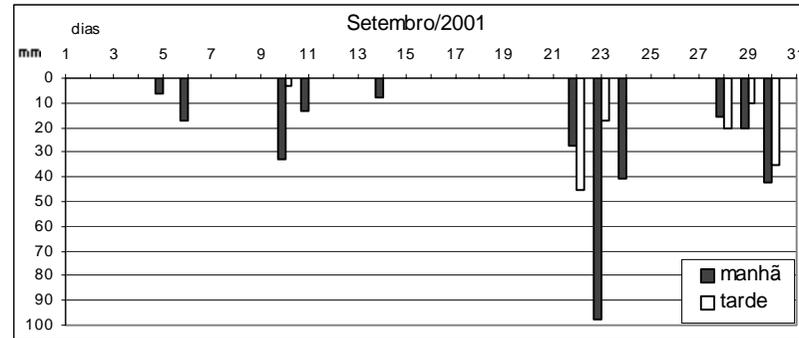


Figura 6.8 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 1.0 m de profundidade nas datas de 23, 24 e 25 de setembro de 2001. Obs.: as linhas negras representam as curvas de nível com equidistância de 1.0 m, as linhas azuis representam os equipotenciais de pressão na saturação e positivas e as linhas vermelhas representam os equipotenciais de pressões negativas (sucções). Os equipotenciais de pressão apresentam equidistância de 5 cm de H₂O.

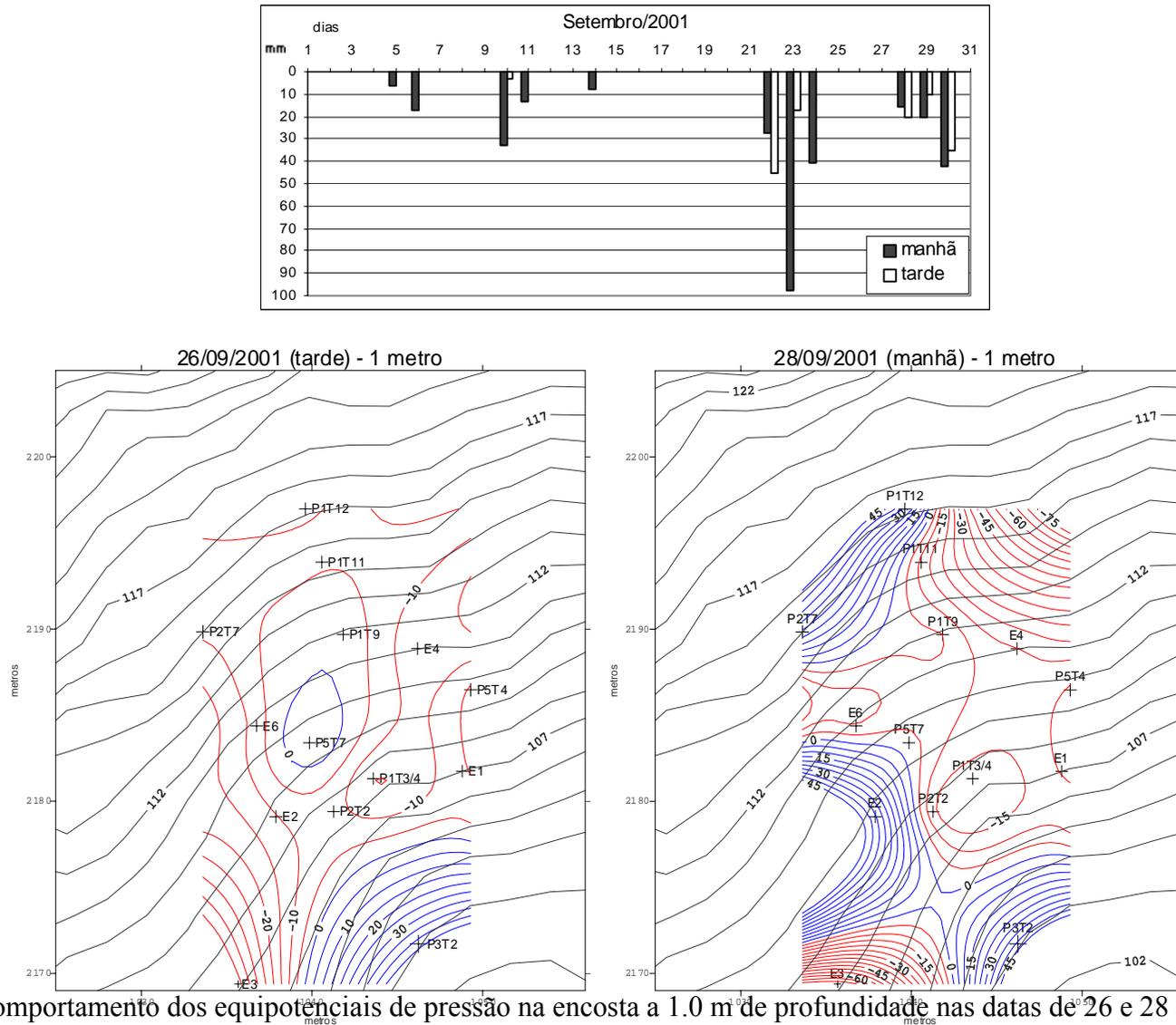


Figura 6.9 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 1.0 m de profundidade nas datas de 26 e 28 de setembro de 2001. Obs.: as linhas negras representam as curvas de nível com equidistância de 1.0 m, as linhas azuis representam os equipotenciais de pressão na saturação e positivas e as linhas vermelhas os equipotenciais de pressões negativas (sucções). Os equipotenciais de pressão apresentam equidistância de 5 cm de H₂O.

b) 2.0 m de profundidade (Figuras 6.10 e 6.11)

As chuvas abundantes da manhã do dia 23/09, precedidas por outros eventos, deixaram praticamente toda a área monitorada com saturação e poro-pressões positivas, com exceção do setor em torno do ponto E12, com - 100 cmH₂O de poro-pressões negativas, e do alto da encosta à sudoeste. Em torno do ponto P2T1 ocorreu um acúmulo de umidade que o fez atingir as maiores poro-pressões positivas da área, com quase 190 cmH₂O, ou seja, quase alcançando o nível da superfície do terreno. O ponto E9, apesar de ter estado um pouco acima da saturação, representava uma ilha com menor umidade do que os pontos a sua volta, parecendo estar ligado ao comportamento das poro-pressões do alto deste setor da encosta, o qual apresentava sucções conforme foi comentado anteriormente. Uma área com poro-pressões positivas em torno de 100 a 110 cmH₂O, foi observada no centro a montante do ponto P5T7. Tal área parecia se configurar como uma espécie de platô com umidade elevada.

Em 24/09, o tamanho da área saturada e com poro-pressões positivas diminuiu, bem como os valores de poro-pressões positivas, porém os valores de sucção na encosta também diminuíram. O lado sudoeste da área monitorada recebeu mais umidade e chegou a apresentar valores de sucções com - 20 cmH₂O, contudo, o ponto P3T7 sofreu drenagem e passou também a apresentar sucções. O ponto P2T1 ainda acumulava umidade em torno de si. Volta a ser observada neste momento, a configuração de um eixo com maior umidade no centro e no lado nordeste, o qual abrangia desde os pontos instalados no lençol até o ponto P1T11, da mesma forma que havia sido encontrada no período do final de agosto, em situação de drenagem.

No dia 25/09, a situação de drenagem continuava e o acúmulo de umidade em torno do ponto P2T1 desapareceu. Ainda existia um eixo com poro-pressões positivas no centro e no lado nordeste da área monitorada, porém, ele ficou mais estreito e os valores de poro-pressões positivas eram menores do que nos dias anteriores. Aumentaram as sucções em torno do ponto E9 e no lado sudoeste como um todo.

Nos dias 26 e 28/09, a situação de drenagem continuava e o eixo com maior umidade permaneceu com a mesma abrangência, porém, os valores de poro-pressões positivas diminuíram e sucções já eram encontradas no ponto P1T11. Os valores de poro-pressões negativas (sucções) no lado sudoeste da área monitorada aumentaram, principalmente em torno do ponto E9.

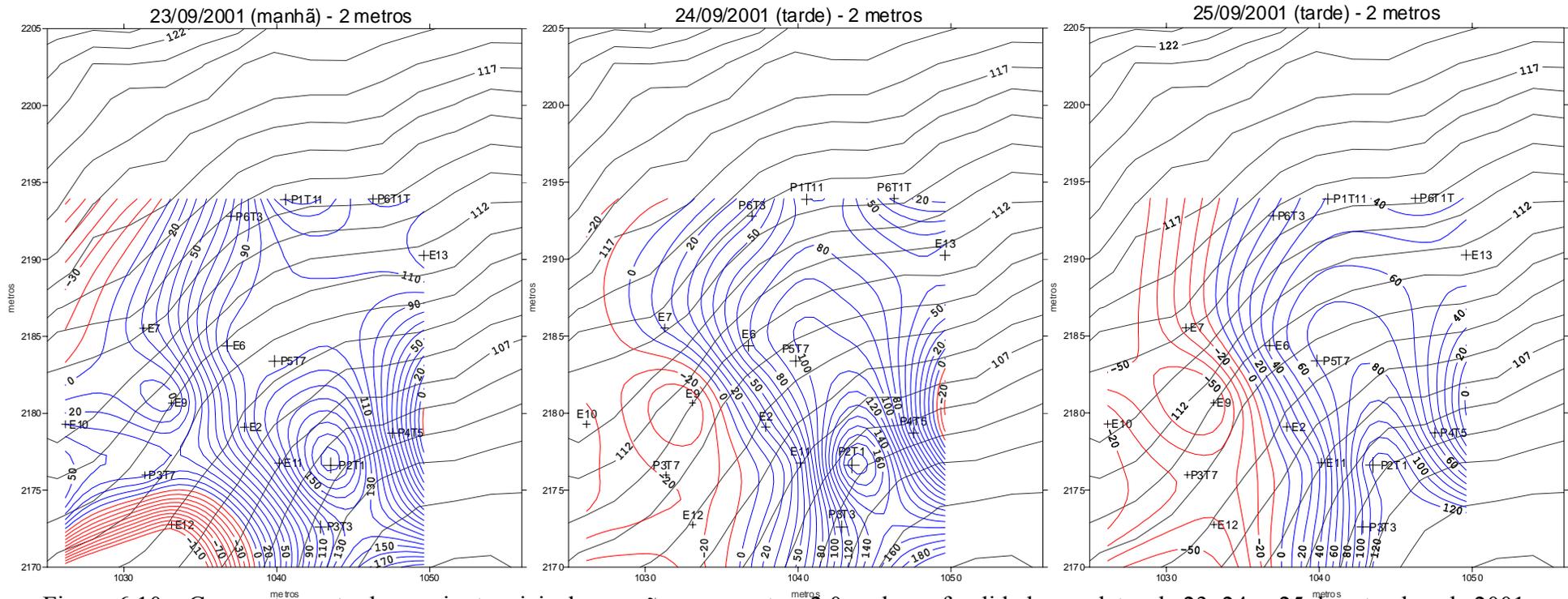
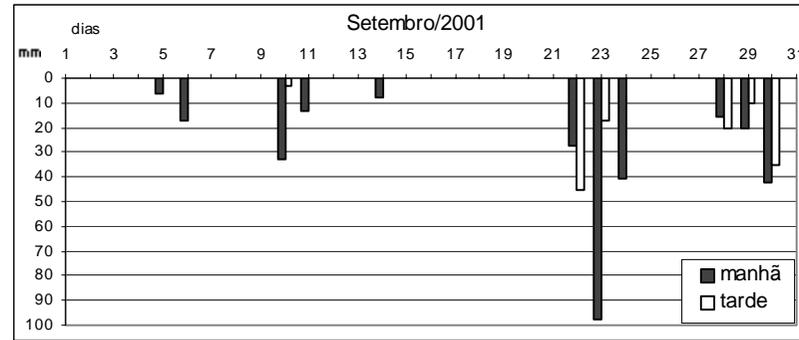


Figura 6.10 – Comportamento dos equipotenciais de pressão na encosta a 2.0 m de profundidade nas datas de 23, 24, e 25 de setembro de 2001. Obs.: as linhas negras representam as curvas de nível com equidistância de 1.0 m, as linhas azuis representam os equipotenciais de pressão na saturação e positivas e as linhas vermelhas representam os equipotenciais de pressões negativas (sucções). Os equipotenciais de pressão apresentam equidistância de 10 cm de H₂O.

6.2.3.2.3 – *Discussão do comportamento dos equipotenciais de pressão nos períodos analisados*

O comportamento hidrológico nas profundidades analisadas apresentou algumas semelhanças no que se refere a ocorrência de saturação e de poro-pressões positivas e negativas em situações de recarga, porém, a drenagem era mais rápida nos instrumentos mais superficiais, principalmente no instrumento P1T3/4. Por exemplo, alguns dias após o evento chuvoso, como aquele ocorrido no dia 26/09/2001, os instrumentos situados à 1.0 m de profundidade já possuíam sucções, enquanto aqueles situados em profundidades maiores ainda demonstravam saturação e poro-pressões positivas no centro e no lado nordeste do setor estudado da encosta. Os instrumentos mais superficiais instalados nos pontos P5T7 e P1T9 apresentaram um comportamento muito ligado ao que ocorria na profundidade de 2.0 m, em virtude do acúmulo de umidade ali verificado.

Os valores de poro-pressões positivas eram sempre maiores nos instrumentos mais profundos no centro e no lado nordeste da área monitorada em relação ao que ocorria mais superficialmente, evidenciando, assim, uma recarga que não era só de superfície, mas sim vinda também de profundidade.

A distribuição da umidade na área instrumentada parece ser pouco influenciada pela topografia da superfície do terreno, apesar do setor sudoeste estar localizado sobre um divisor mais amplo e, por isso, se apresentar sempre mais seco do que o restante da área e, também, do que o setor nordeste, o qual se encontra próximo de um dos talvegues incisos nesta encosta e por isso ser mais úmido. Entretanto, o eixo com maior acúmulo de umidade encontrado durante o monitoramento é muito semelhante aos eixos com maior profundidade do contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos, encontrados no mapa da topografia de subsuperfície apresentado anteriormente. A figura 6.12 a seguir permite uma melhor visualização desta influência. Esta figura mostra a topografia de subsuperfície e a situação dos equipotenciais de pressão, já em processo de drenagem, no dia 26/09/2001.

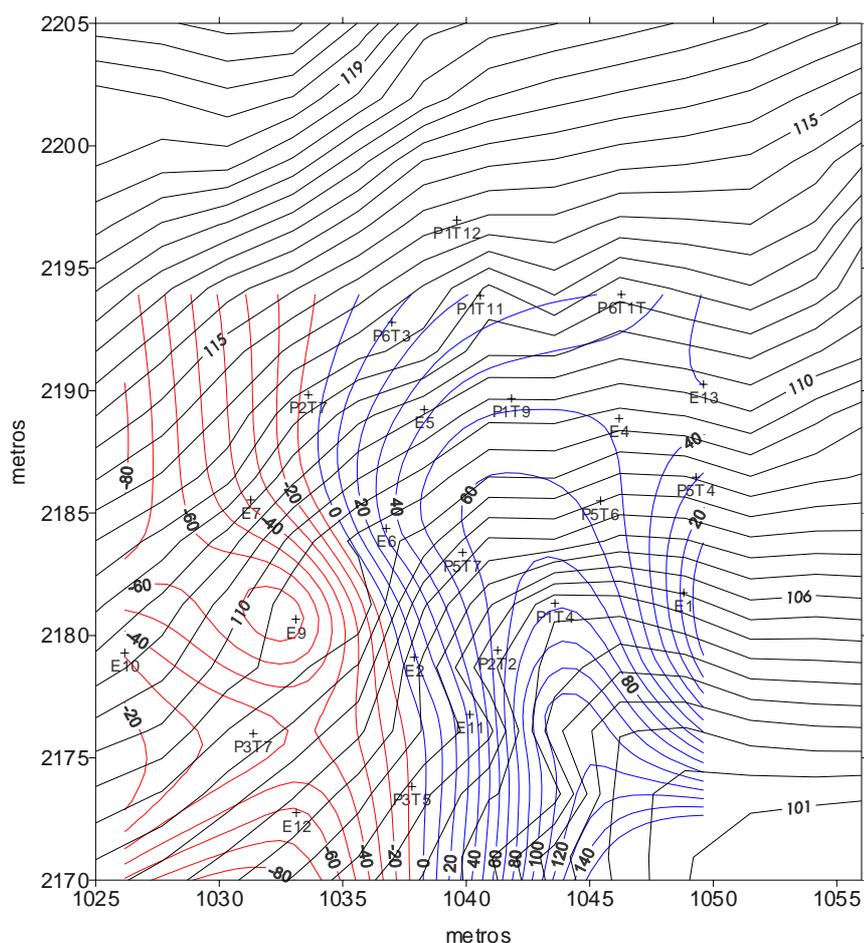


Figura 6.12 – Comparação da topografia de subsuperfície (contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos) com a situação dos equipotenciais de pressão a 2.0 m de profundidade em 26/09/2001.

Obs.: As linhas negras representam as profundidades do contato e possuem equidistância de 0.5 m; as linhas azuis representam os equipotenciais de pressão positiva e na saturação; as linhas vermelhas representam os equipotenciais de pressão negativa (sucções). Os equipotenciais de pressão estão com equidistância de 10 cmH₂O.

A área com maior acúmulo de umidade primeiramente se instala no eixo de maior profundidade da topografia de subsuperfície configurado pelos pontos P2T1, P2T2 e P5T7 e depois sofre uma inflexão e passa a acompanhar o eixo que segue os pontos P1T9, P1T11 e P1T12. De acordo com esta figura, a feição de erosão desenvolvida no alto da encosta está localizada exatamente no limite entre uma área muito úmida e outra mais seca.

O ponto P1T3/4 apresentou sempre menor recarga e maior intensidade do processo de drenagem e este fenômeno que pode ser associado também ao comportamento do nível do lençol neste ponto, o qual era muito pouco sensível à entrada de precipitações em

relação aos outros pontos situados à nordeste dele. É possível que alguma configuração em profundidade dos materiais aí produza a drenagem rápida que foi detectada neste ponto. Talvez isto esteja relacionado ao fato de que esta é uma área com muito blocos, o que permite supor uma maior permeabilidade no local. Por outro lado, é interessante colocar que este é um ponto que não acumula água em profundidade porque não está no eixo de maior umidade e de maior profundidade do contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos.

Os potenciais espontâneos do solo obtidos na área estudada em 12 de dezembro de 2001, em situação de drenagem, também apresentam uma configuração na forma de eixo para as áreas com fluxo, configuração esta muito semelhante àquela de maior acúmulo de umidade observada no monitoramento com tensiômetros para 2.0 m de profundidade.

6.2.4 – *COMPORTAMENTO DOS POTENCIAIS ESPONTÂNEOS DO SOLO EM 08/12/2001*

Em 08/12/2001 não ocorreram chuvas e os dados relativos aos episódios anteriores de precipitação só puderam ser obtidos através dos dados da estação meteorológica de Antônio Carlos, pois o monitoramento na encosta foi encerrado no dia 30 de novembro de 2001. De acordo com estes dados, as chuvas mais significativas ocorreram no dia 01/12, com 26.9 mm, e nos dias 05 e 06/12, com 14.2 e 15.4 mm respectivamente, mas, deve-se chamar a atenção ao fato de que em São Pedro chove pelo menos 20% a mais do que na estação de Antônio Carlos. É importante ressaltar também que nestes dias de dezembro de 2001, as temperaturas estavam já bastante elevadas, o que poderia ter provocado elevadas taxas de evapotranspiração.

A análise do comportamento dos tensiômetros mostrou que chuvas com menos de 20 mm distribuídos em uma manhã ou tarde não eram muito sentidas pelos instrumentos mais profundos, principalmente nos casos em que não houve eventos precedentes significativos. Assim, é possível afirmar que a área se encontrava em processo de drenagem no momento da medida do potencial espontâneo.

A Figura 6.13 a seguir apresenta a configuração espacial dos valores do potencial espontâneo (SP) na área monitorada da encosta para a data de 08/12/2001. Como já foi comentado anteriormente, valores positivos de SP significam água fluindo com alto gradiente e valores negativos de SP indicam água fluindo verticalmente (infiltração) ou com gradientes muito baixos, ou seja, a área pode até estar saturada, mas não demonstra movimentação significativa da água.

A partir da análise desta figura, pode-se dizer que existiam linhas de fluxo de água em lugares diferenciados da encosta: no lado nordeste, junto ao ponto E13; acima e abaixo do ponto E1, separados por uma área com drenagem vertical ou com água estagnada junto ao ponto P5T4; no lado sudoeste, nos limites dos pontos E12, P3T7 e E10; nos pontos P2T1, P2T2 e P5T7, com maiores diferenças de voltagem, como se aí o fluxo apresentassem maior gradiente.

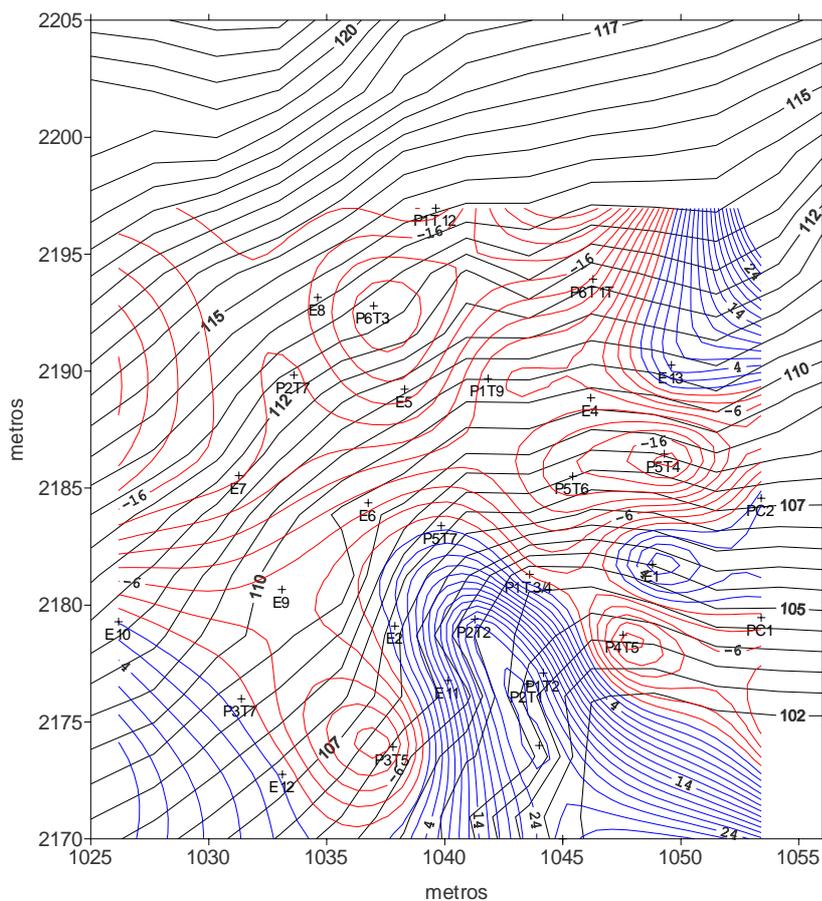


Figura 6.13 – Comparação da topografia de subsuperfície (contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos) com a situação dos potenciais espontâneos do solo em de 08/12/2001.

Obs.: as linhas negras representam as profundidades do contato e estão com equidistância de 0.5 m; as linhas azuis representam os potenciais positivos; as linhas vermelhas representam os potenciais negativos. Os potenciais espontâneos estão com equidistância de 2.0 mV (milivolts). Os pontos PC1 e PC2 encontrados no mapa são pontos escolhidos para fechar a rede de pontos.

A profundidade exata em que estes fenômenos estavam ocorrendo não é conhecida, porém, eles mostravam uma configuração muito semelhante ao que acontecia na situação

de drenagem dos tensiômetros instalados à 2.0 m de profundidade, inclusive, com a formação de um eixo de maior fluxo de água nos pontos P2T1, P2T2 e P5T7, na mesma área do acúmulo de umidade verificada através dos tensiômetros. No entanto, esta configuração dos potenciais espontâneos deveria representar fenômenos mais profundos, pois fazia alguns dias que não eram registradas chuvas significativas na área.

Nos pontos P2T1 e P2T2, o fluxo provavelmente estava ocorrendo no interior do lençol de baixada, respectivamente à 1.20 m e à 2.60 m de profundidade aproximadamente. O ponto P3T5 possuía valores negativos de SP na data da leitura, e este fenômeno colabora com a posição do lençol freático ali encontrada, a qual sempre foi mais profunda em relação aos pontos à nordeste, como se este fosse um lugar de maior drenagem vertical da água.

6.3 - INFLUÊNCIA DA DINÂMICA HIDROLÓGICA DA BACIA DO RIO MARUIM NA DEFLAGRAÇÃO DOS PROCESSOS EROSIVOS

O processos erosivos causados pela migração lateral do rio sobre as encostas e pelos fluxos subsuperficiais, como a deflagração de deslizamentos e/ou a formação de frentes de exfiltração, podem estar condicionados à dinâmica evolutiva da bacia hidrográfica como um todo. As mudanças no nível de base do rio são documentadas nos níveis de terraços presentes nas planícies alveolares e no depósito de sedimentos aluviais situado a quase vinte de altura em relação ao leito atual do rio, citado no capítulo 4. As oscilações no nível médio do mar durante o Holoceno devem ter afetado diretamente o rio Maruim, pois esta é uma bacia costeira.

Suguio *et al.* (1985) e Martin *et al* (1986) apresentam uma curva de variação do nível do mar durante o Holoceno no litoral de Santa Catarina que mostra, de forma geral, três fases transgressivas e três fases regressivas subsequentes, sendo que os níveis de mar mais altos ocorreram por volta de 5.100, 3.600 e 2.500 anos A.P., com cotas de 3.5 m, 2.5 m e 2.0 m, respectivamente acima do nível atual, possuindo margem de erro de 0.5 m. Enquanto, as fases de nível de mar provavelmente mais baixos do que o atual ocorreram entre 4.100 e 3.800, 2.900 e 2.700 anos A.P.

A atuação dos processos erosivos na bacia do rio Maruim, atualmente, podem representar um ajuste a estas mudanças do nível marinho, com reorganização de toda a

dinâmica hidrológica, tanto do rio principal e seus afluentes quanto dos níveis do lençol freático no interior das encostas e planícies. A resposta a estas mudanças do nível de base geral provavelmente são retardadas pelos níveis de base locais representados pelos lineamentos estruturais com rochas mais resistentes. Além disso, não deve ser esquecida a importância dos episódios de chuvas excepcionais, como se observa atualmente, nos períodos de morfogênese na Bacia. Todas estas considerações tornam uma correlação entre os processos erosivos atuais na bacia com as mudanças hidrostáticas muito complexa e de difícil solução.

6.4 - CONCLUSÕES

O uso de diferentes técnicas de monitoramento da dinâmica hidrológica na encosta se mostrou muito útil, pois os resultados de uma ajudaram a corroborar os da outra. Por exemplo, no ponto P2T2, o comportamento muito semelhante da variação anual do potencial de pressão obtido através de um tensiômetro instalado numa profundidade mais rasa e da variação anual do nível do lençol freático obtido através de um piezômetro (poço de observação) mais profundo, demonstraram que neste lugar específico o condicionante mais importante da dinâmica hidrológica é a posição na encosta e não a profundidade ou tipo de instrumento de medição ou, ainda, o tipo de material em que estavam instalados tais instrumentos. Os dados obtidos através da medição do potencial espontâneo e aqueles coletados através dos tensiômetros mais profundos também são muito semelhantes para situações de drenagem.

Os sinais de hidromorfia encontrados nos materiais da encosta coincidem com as áreas de maior acúmulo de umidade observadas durante o monitoramento, inclusive nos pontos mais altos em relação à base da encosta, como o P1T11, P1T12 e P2T7. No lado sudoeste do setor da encosta estudado em detalhe, os materiais eram mais secos, mais difíceis de penetrar com o trado manual e possuíam cores avermelhadas. Na trincheira aberta próximo ao ponto E10, os materiais eram avermelhados e havia veios de acúmulo de manganês, o qual não era completamente exportado do solo porque não havia umidade suficiente, além de que em profundidade, o material era menos permeável, pois era o horizonte em que a textura passava para mais siltico-argilosa, sem a presença de estruturação do solo.

A feição de erosão desenvolvida a partir da parede do caminho na encosta está localizada exatamente no limite lateral entre uma área mais úmida e outra mais seca, as quais foram observadas durante o monitoramento hidrológico.

Os lados leste das toposseqüências 4 e 5, nos limites dos pontos P4T5 e P5T6, podem de fato estar localizados sobre um grande bloco de rocha *in situ* (laje), como havia sido comentado anteriormente, por causa da sua contiguidade lateral e do comportamento dos potenciais espontâneos nestes lugares não demonstrar fluxos de água, pois mesmo que exista uma zona saturada aí ela não se movimenta com gradientes expressivos, diferente do que ocorre à sua volta.

Através da análise dos gráficos de pressão total, é possível afirmar que existe a formação de fluxo lateral na encosta durante os momentos de maior precipitação pontos P2T2, P2T7, E6, P1T9, P1T11, P1T12, entre as profundidades de 1.0 e 2.0 m, pois os valores de pressão total se igualaram nestes momentos e o gradiente vertical, então, tornava-se nulo, fazendo com que a água se deslocasse lateralmente. A recarga nos instrumentos mais profundos instalados nestes pontos também era mais significativa do que aquela dos instrumentos mais superficiais, indicando o incremento de umidade em profundidade por fluxos laterais e não só por infiltração. Johnson e Sitar (1990) e Montgomery *et al.* (1997) também verificaram este fenômeno em seus estudos de monitoramento hidrológico em encostas e o associaram a fluxos laterais que circulavam através das fraturas mais superficiais das rochas, retornando para o material do solo ou colúvio quando as fraturas diminuíam e a rocha passava a ser impermeável.

Estes pontos se encontram exatamente no eixo de maior acúmulo de umidade observado no monitoramento com os piezômetros e tensiômetros e, também, de presença de fluxo observado no levantamento do potencial espontâneo. Este eixo se desenvolve nas áreas mais profundas do contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos, as quais estão no alinhamento formado pelos pontos P2T1, P2T2, P5T7. Outro fato interessante é que tal eixo parece seguir também o limite lateral entre a presença de blocos e de materiais com textura mais fina e semelhantes aos horizontes de transição e da rocha alterada com estrutura conservada, como ocorre no alinhamento formado pelos pontos P1T9, P1T11 e P1T12.

A configuração destes eixos na topografia de subsuperfície e a diferenciação dos materiais entre blocos e materiais mais alterados pode estar ligada à existência de algum lineamento herdado da estrutura geológica, bem como de partes da massa rochosa com

composições mineralógicas diferenciadas, como por exemplo a presença de mais quartzo e feldspato. Os blocos poderiam ser resultado de partes com mais quartzo e/ou menos fraturadas da rocha matriz. O Mapa 4.3 (lineamentos) permite observar a existência de lineamentos com duas direções diferentes se encontrando na parte baixa da elevação onde foi realizado o monitoramento hidrológico, o que corrobora com a hipótese de esforços tectônicos mudando a constituição das rochas do local e condicionando a circulação da água. Esteves (2000) através do emprego de métodos de geofísica, também encontrou a influência de lineamentos da rocha na localização de fluxos rasos preferenciais de água em áreas com migmatito na localidade de Sorocaba do Sul - SC.

Desta forma, pode-se dizer que as características geológicas ainda condicionam as zonas de saturação e os fluxos rasos no interior da encosta. Tais zona de saturação e fluxos não poderiam portanto ser estimados apenas através de observações a partir da superfície topográfica dos terrenos.

A partir do monitoramento hidrológico, é possível observar que em vários momentos houve aumento das poro-pressões na encosta e a presença de fluxos de água, ainda que não se saiba ao certo seu gradiente. Tais fenômenos são passíveis de diminuir a tensão efetiva dos materiais onde eles estão ocorrendo. Algumas áreas no eixo de maior acúmulo de umidade na encosta foram submetidas a pressão equivalente de uma coluna de água de mais de um metro de altura e não romperam, assim como não romperam com a percolação dos fluxos. Entretanto, estas áreas ainda podem ser consideradas susceptíveis a sofrer rupturas pois, talvez, os episódios de precipitação encontrados durante o período de monitoramento não tenham gerado as condições necessárias para que fossem ultrapassados os limiares de resistência dos materiais nestes locais. Conforme foi abordado anteriormente, tais limiares podem também diminuir ao longo do tempo pela retirada de partículas cimentantes durante as consecutivas passagens de fluxos, como descrito por Harp *et al.* (1990) e Dunne (1990), ou porque os episódios de aumento de poro-pressões vão diminuindo gradativamente a coesão efetiva em virtude da quebra das ligações, como foi argumentado por Lacerda (1989 e 1997).

A presença das zonas saturadas e de linhas de fluxos podem gerar um outro tipo de susceptibilidade a rupturas, a qual é o desenvolvimento de frentes de exfiltração, caso a base da encosta seja cortada pelo rio ou por ação humana. A partir de frentes de exfiltração, novas feições de erosão são desencadeadas, como já foi colocado anteriormente neste trabalho.

Em função da quantidade e da distribuição da umidade presente na encosta durante o monitoramento, muitas áreas declivosas e com horizontes pouco coesivos (horizonte areno-siltoso da rocha alterada com estrutura conservada) foram submetidos à condições muito úmidas e não sofreram rupturas pelo mecanismo de perda de coesão aparente.

A partir da análise dos dados hidrológicos pode-se constatar a ocorrência de um outro fenômeno nesta encosta estudada: o fluxo superficial saturado (DUNNE e BLACK, 1970; DUNNE, 1978, 1990), pois o nível do lençol freático esteve muito próximo da superfície no ponto P2T2 durante os episódios de chuva de setembro de 2001, e, ainda, as poro-pressões positivas que ocorreram no ponto P5T7, também nesta época, demonstraram que a zona de saturação alcançava a superfície. Assim, é possível que o escoamento superficial saturado ocorra no eixo que concentra maior umidade na encosta nos episódios de chuva de maior magnitude e com eventos precedentes. Escoamento superficial foi observado nos eixos topográficos mais incisivos (observar Mapa 5.1 - topografia de detalhe), porém, seu poder de erosão era restrito pela cobertura de gramíneas e pelo solo mais argiloso e coesivo.

O monitoramento hidrológico ajudou a verificar algumas hipóteses iniciais deste trabalho, como a presença de zonas saturadas e de linhas de fluxo no interior das encostas e o desenvolvimento de elevadas poro-pressões positivas em determinados lugares, bem como confirmar alguns dados observados no levantamento da natureza e organização das formações superficiais, como as áreas com hidromorfia e aquelas mais secas. Outro aspecto interessante observado através do conhecimento da hidrologia da encosta foi o condicionamento da localização das zonas saturadas e linhas de fluxo aos eixos de maior profundidade do contato solo e/ou colúvio com a rocha alterada e/ou blocos e à diferença dos materiais de alteração (rocha alterada com estrutura conservada ou blocos) descritos no capítulo sobre as formações superficiais.

7 – CONCLUSÕES FINAIS

Nas localidades do distrito sede e de Santa Teresa no município de São Pedro de Alcântara - SC, são encontradas muitas feições de erosão nas encostas. Estas feições são formas resultantes da atuação de diversos mecanismos de erosão que ocorrem em diferentes escalas de grandeza e de tempo. Dentre estes mecanismos, as rupturas de massas de solo com diferentes escalas de tamanho são os mais comuns e os mais efetivos em iniciar ou ampliar estas feições de erosão na área.

Alguns fatores ambientais predisõem esta área a ser tão susceptível ao desenvolvimento de feições de erosão, como o clima do local, a geologia, as formas e processos geomorfológicos, os tipos de solo e as especificidades de seus horizontes, o uso do solo.

O clima do local é úmido, com totais anuais de precipitação em torno de 1900 mm. O verão é a estação mais chuvosa, mas precipitações excepcionais podem ocorrer em qualquer outra época do ano. Os sistemas atmosféricos que propiciam a geração das precipitações são principalmente as frentes frias, frente quente de retorno, frente fria oclusa e vórtices ciclônicos. Em geral, os sistemas que chegam à região através do quadrante sul (frente fria, por exemplo) são os mais comuns na área, e isso faz com que as nuvens encontrem uma barreira orográfica representada pela Serra do Tabuleiro localizada próximo a São Pedro de Alcântara, provocando episódios de precipitações abundantes e intensas. Durante o período de monitoramento na área de estudo, foram verificados episódios de precipitação com 100 mm distribuídos em uma manhã ou tarde e, ainda, episódios consecutivos de 40 ou 60 mm distribuídos em uma manhã ou tarde.

O tipo de rocha encontrado no local, granitóides calcialcalinos, e a existência de muitos fraturamentos e falhamentos de diferentes direções, condicionam a geração de áreas com mantos de alteração espessos e muito siltosos e a presença de alterações diferenciais. Onde o relevo é mais íngreme no compartimento de morros, podem ser encontrados mantos de alteração mais rasos e com descontinuidades hidráulicas acentuadas, do tipo solo - rocha pouco alterada, que se constituem em superfícies de rupturas potenciais, provocando deslizamentos translacionais.

O cruzamento de lineamentos de diferentes direções foi o condicionante de abertura da maioria das planícies alveolares do município de São Pedro de Alcântara e tais planícies são os lugares aproveitados para a urbanização. Entretanto, a dinâmica atual do Rio

Maruim, faz com que ele e seus afluentes migrem sobre as elevações laterais à planície e provoquem erosão na base das encostas em momentos de maior vazão.

As encostas dos compartimentos dos morros e colinas geralmente são íngremes, mas formas de anfiteatro são nelas encontradas. Os anfiteatros acabam constituindo bacias de primeira ordem, quando possuem nascentes no seu interior, ou bacias de zero ordem (TSUKAMOTO *et al*, 1982) quando só apresentam escoamento superficial efêmero. Os anfiteatros concentram água em superfície e em subsuperfície e, algumas vezes, são exatamente as porções da encosta onde estão localizadas as feições de erosão.

As características dos horizontes do solo são importantes condicionantes dos mecanismos de ruptura na área. O horizonte A é resistente à erosão laminar, pois costuma ter coesão por causa da contribuição de argila na sua composição textural. O horizonte B apresenta estruturação em blocos subangulares, o que lhe confere boa permeabilidade apesar da textura quase sempre argilo-siltosa, entretanto, sua textura faz com ele seja muito coesivo e plástico quando recebe umidade, sendo um material propício para o gado, através de seu pisoteio, moldar terracetes nas encostas mais íngremes. À medida que se aprofunda no perfil do solo, a textura se torna mais siltosa, a estruturação passa a maciça e a permeabilidade diminui: é o início do horizonte C. Neste horizonte, é possível encontrar estruturas herdadas da rocha – mãe, inclusive, com mudanças texturais abruptas, característica esta que pode condicionar a formação de zonas saturadas ou fluxos subsuperficiais e superfícies de ruptura potenciais.

Os mecanismos de ruptura observados na área que iniciam as feições de erosão ou as fazem evoluir são:

- Rupturas associadas aos terracetes. Os horizontes A e B do solo, com muita argila e silte, são plásticos e o caminhar do gado nas encostas molda terracetes. Em épocas muito úmidas, os terracetes podem ser rompidos pelo próprio pisoteio do gado nos segmentos mais íngremes das encostas, pois o solo torna-se uma espécie de massa plástica, fazendo o gado escorregar.

- Rupturas associadas à frentes de exfiltração. Próximo da base das encostas, muitas feições de erosão apresentam exfiltração de fluxos. Tais feições são originadas pela saída de fluxos que instabilizam as paredes dos pontos de saída e as áreas periféricas próximas, em função da maior força de percolação aí desenvolvida. Esta força de percolação é gerada em função da existência de uma face livre que produz maior gradiente de fluxo. Locais de saída de fluxos podem ter surgido por intemperismo ao longo do tempo, por cortes na base

das encostas em função da migração lateral dos rios ou por ação humana. Os mecanismos de ruptura presentes neste local de exfiltração de fluxos podem ser a diminuição efetiva dos materiais por causa da passagem do fluido ou a retirada de partículas cimentantes que produz, com o tempo, um colapso coesivo dos materiais.

- Rupturas em movimentos de massa rotacionais e translacionais. Os deslizamentos rotacionais geralmente ocorrem na base das encostas com mantos de alteração espessos. Tais deslizamentos são causados pela diminuição da tensão efetiva dos materiais na superfície de ruptura por causa da subida do lençol freático em momentos de precipitações excepcionais ou, ainda, pelo aumento do ângulo de inclinação da encosta (aumento da força de cisalhamento) quando a sua base é cortada pela incisão fluvial em momentos de maior vazão. As cicatrizes de erosão com superfície de ruptura plana, deixadas pelos deslizamentos translacionais, aparecem nos segmentos mais altos e íngremes das encostas e com solos rasos. Estes deslizamentos são condicionados pela formação de zonas de saturação e fluxos subsuperficiais que diminuem a tensão efetiva dos materiais na superfície de ruptura. A localização destas zonas de saturação e de formação de fluxos é condicionada por diferenças de condutividade hidráulica dos materiais da encosta e estes, por sua vez, podem refletir as características geológicas, pois a alteração ainda não é muito significativa nestas áreas mais altas e íngremes da paisagem.

- Rupturas associadas ao solapamento da base das encostas pela incisão fluvial. Muitas encostas próximas ao Rio Maruim apresentam feições de erosão provocadas pela incisão fluvial. Em algumas encostas, este processo vem ocorrendo atualmente e são encontradas feições de erosão ativas que estão se ampliando por descalçamentos sucessivos em direção a montante.

- Rupturas associadas à estruturação do solo. As feições de erosão em que o horizonte B do solo fica exposto se ampliam lateralmente e para montante por causa da queda de agregados gerados a partir da estruturação deste horizonte. As forças responsáveis pela individualização de agregados no interior do solo são aumentadas quando esse material fica exposto na parede de uma feição erosiva e, assim, mais e maiores agregados se formam e rompem por falta de suporte lateral. É possível também que, quando chove, se desenvolvam poro-pressões positivas no interior das fendas, entre os agregados das paredes e estes sofram rupturas por diminuição da tensão efetiva.

- Rupturas associadas à criação e a expansão de alcovas de regressão. A formação e a expansão de alcovas de regressão no horizonte C mais siltoso, exposto nas paredes de feições

erosivas ou de cortes na encosta produzidos por ação humana, podem produzir o rompimento dos horizontes superiores que formam o seu teto por causa da falta de suporte basal.

Os estudos de detalhe realizados em uma encosta da área confirmaram as características dos materiais que os tornam susceptíveis à certos mecanismos de ruptura descritos acima. Os horizontes A e B do solo são muito plásticos e, portanto, capazes de sofrer deformação e rupturas nas áreas mais íngremes por causa do pisoteio do gado em momentos de maior umidade no ambiente. Estes horizontes englobam os horizontes superficiais areno-argiloso com matéria orgânica e os argilosos com cor 7.5 YR e 10YR 5/6 ou 5/8 citados na descrição das toposseqüências. O Horizonte C é realmente muito siltoso logo abaixo do horizonte B e se torna mais arenoso à medida que se aprofunda no perfil, sendo formado pelos horizontes siltico-argiloso 5YR YR 5/6 ou 5/8, siltico-arenoso 2.5 YR 5/6 ou 5/8, pelo de transição para a rocha alterada e por aquele da rocha alterada com estrutura conservada. A quantidade de areia fina nestes horizontes que constituem a transição do horizonte B até a rocha alterada também é muito significativa. Destes horizontes, aqueles com significativa parcela de silte e areia fina foram os que apresentaram os mais baixos valores de coesão e de ângulo de atrito interno no estado natural e inundado, o que faz com que estes materiais sejam muito susceptíveis a sofrer rupturas por aumento de poro-pressão e/ ou por percolação de fluxos, além de serem muito frágeis em relação à atuação do escoamento superficial. Esta fragilidade diante do escoamento superficial explica a grande quantidade de alcovas de regressão que se desenvolvem nos cortes recentes realizados nas encostas das áreas mais urbanizadas de São Pedro, pois eles permitem que os horizontes mais siltosos e com maior quantidade de areia fina fiquem expostos à ação direta do escoamento superficial em superfícies inclinadas.

A presença de zonas saturadas e linhas de fluxo no interior das encostas foram constatadas através de monitoramento hidrológico de detalhe. Tais áreas de saturação e linhas de fluxo se expandem em momentos de maior precipitação, mas ocorrem em determinadas áreas da encosta somente, seguindo muito mais a configuração da organização dos materiais no seu interior do que a topografia da superfície do terreno. Esta configuração parece estar ligada à algum tipo de alteração diferencial e à influência de antigos lineamentos herdados da rocha. Estas áreas, onde ocorrem a expansão de zonas saturadas e linhas de fluxo, podem sofrer rupturas em momentos de precipitações bastante significativas para vencer os limiares de resistência dos materiais. Ou, ainda, caso a encosta

sofra um corte por ação humana ou pela incisão fluvial, podem ser formadas frentes de exfiltração e instabilizações a partir dela, formando, assim, novas feições de erosão.

Desta forma, é importante chamar a atenção para o fato de que o condicionamento da localização de zonas saturadas e linhas de fluxo nas encostas às características de natureza das litologias (alteração diferencial) e à presença de lineamentos leva à possibilidade de que as feições de erosão que ocorrem na superfície dos terrenos também sejam condicionadas por estes fenômenos de natureza geológica. Assim, as feições de erosão ocorrem em função dos tipos de materiais presentes nas encostas e da sua organização tridimensional e, também, da dinâmica hidrológica no seu interior, mas, tudo isto, por sua vez, é consequência das características geológicas da área.

É interessante observar que os processos erosivos que a bacia está submetida atualmente podem representar também um ajuste hidrodinâmico às mudanças ambientais, como as oscilações do nível marinho durante o Holoceno. Entretanto, ainda assim, a natureza e a organização das formações superficiais e o controle estrutural destes terrenos são condicionantes muito significativos dos casos de erosão.

8 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMARAL, C. P. **Escorregamentos em encostas no Rio de Janeiro**: inventário, condicionantes geológicos e programa para redução dos acidentes associados. 1996, 230 p. Tese (Doutoramento em Engenharia Civil) - PUC – RJ, Rio de Janeiro.

ANDERSON, M. G.; RICHARDS, K. S. Modelling slope stability: the complimentary nature of geotechnical and geomorphological approaches. In: ANDERSON, M. G.; RICHARDS, K. S. (Eds.), **Slope Stability**: geotechnical engineering and geomorphology. Chichester: John Wiley & Sons, 1987. p. 01 – 09.

_____. BURT, T. P. The role of topography in controlling throughflow generation. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol. 3, p. 331 - 344, 1978.

ANDERSON, S.P.; DIETRICH, W.E.; MONTGOMERY, D.R.; TORRES, R.; MARK, E. C.; LOAGUE, K. Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. **Water Resources Research**, vol. 33, n^o. 12, p. 2637 - 2653, 1997.

ATKINSON, T. C. Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. In: M. J. KIRKBY (Ed.) **Hillslope Hidrology**, New York: John Wiley & Sons, 1978. p. 73 – 120.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Fraturas e desenvolvimento de unidades geomorfológicas côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul, SP. **Rev. Bras. de Geociências**, São Paulo, v. 22, n^o.2, p. 222 – 227, 1994.

_____; COELHO NETTO, A. L. Fluxos subsuperficiais associados à origem das formas côncavas do relevo. In: 1^a. CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS – (1^a. COBRAE), 1992, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS, v. 2, p. 709 – 719.

BACCARO, C. A. D. Processos erosivos no domínio do cerrado. In: GUERRA, A. J. T.; BOTELHO, R. G. .M. (Eds.) **Erosão dos Solos**: conceitos, temas e aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 195-227.

BARRY, R. G. The world hydrological cycle. In: CHORLEY, R. (Ed.) **Introduction to Physical Hydrology**. Bungay Suffolk: Methuen & Co Ltd., 1969. p. 08 – 26.

BELTRAME, A. da V.; BOULET, R.; CASTRO, S. S. *et al.* Dépressions fermées et sols développés sur migmatites du Plateau Atlantique sud-brésilien (état de Santa Catarina). In: TABLE RONDE “ORGANISATION ET DYNAMIQUE INTERNE DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE ET SON IMPORTANCE POUR LA COMPRÉHENSION DE LA MORPHOGENÉSE”, 1991, Caen-France. **Résumés**, Caen, 1991.

BOGOSLOVSKY, V. A.; OGILVY, A. A. Geophysical methods for the investigation of landslides. **Geophysics**. v.42, n. 3, p. 562 – 571. 1977.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DA CIÊNCIA DO SOLO, 1988, Campinas. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira da Ciência do Solo, 1988a. p. 79 - 90.

_____. Análise estrutural da cobertura pedológica e a experimentação agrônômica. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DA CIÊNCIA DO SOLO. **Anais...**, Campinas: Sociedade Brasileira da Ciência do Solo, 1988b. p. 431 - 446.

_____; CURMI, P.; PELLERIN, J., QUEIROZ NETO, J. P. A contribution to the understanding of landscape development through three – dimensional morphological analysis of a pedological cover (Paulínia, State of São Paulo, Brazil). **Geomorphologie: Relief, processus, environnement**. n° 1, p. 49 - 59, 1995.

_____; CASTRO, S. S.; CURMI, P. *et al.* Depressões de topo em migmatitos de Sorocaba do Sul (SC): primeiros resultados. In: 7^o. SEMINÁRIO DE ANÁLISE ESTRUTURAL, 1991. Não publicado.

BOWLESS, J. E. **Physical and geotechnical properties of soils**. Tóquio: MacGraw-Hill, 1979, 478 p.

BRESSANI, L. A.; BICA, A. Y. D.; PINHEIRO, R. J. B. *et al.* Mecanismos de instabilidade de um talude coluvionar em Teutônia – Rio Grande do Sul. In: 2^o SIMPÓSIO PAN-AMERICANO DE ESCORREGAMENTOS DE TERRA e 2^a CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS (II PSL – COBRAE), 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS/ISSMGE, 1997a. v. 1, p. 261 – 267.

_____; HORN, M. R. BICA, A. Y. D.; *et al.* Field suction measurements in a residual soil slope. In: 2^o SIMPÓSIO PAN-AMERICANO DE ESCORREGAMENTOS DE TERRA e 2^a CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS (II PSL – COBRAE), 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS/ISSMGE, 1997b. v. 1, p. 363 – 369.

BROOKS, S. M.; RICHARDS, K. S. The significance of rainstorm variations to shallow translational hillslope failure. **Earth Surface Processes and Landforms**. v. 19, p. 85 – 94, 1994.

_____; RICHARDS, K. S. Establishing the role of pedogenesis in changing soil hydraulic properties. **Earth Surface Processes and Landforms**. v.18, p. 573 – 578, 1993.

CAMPOS, T. M. P.; VARGAS JR, E. A.; EISENSTEIN, Z. Considerações sobre processos de instabilização de encostas em solos não saturados na cidade do Rio de Janeiro. In: 1^a CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS – (1^a COBRAE), 1992, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS, 1992. v. 2, p. 741 – 757.

CARREGA, D. L.; BALZAN, G. Aspectos do comportamento de encostas argilosas no “Creep”. In: 2^o SIMPÓSIO PAN-AMERICANO DE ESCORREGAMENTOS DE TERRA e 2^a CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS (II PSL – COBRAE), 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS/ISSMGE, 1997. v. 1, p. 233 – 241.

CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process**. London: Cambridge Press, 1972, 475 p.

CASCINI, L & VERSACE, P. Relationship between rainfall and landslide in a gneissic cover. In: BONNARD, C. (Ed.). **Landslides**. Rotterdam: A. A. Balkema, 1988. p. 433 – 437. (Proc. of the Fifth Int. Symp. On Landslides).

CASTRO, S. S. **Sistemas de transformação pedológica em Marília, SP: B latossólicos e B texturais**. 1989, 274 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo. São Paulo.

CASTRO, C. M. de. **Mapeamento e classificação de feições erosivas canalizadas e movimentos de massa em cabeceiras de drenagem em anfiteatro, Barra Mansa (RJ): critérios para a avaliação de riscos geomorfológicos urbanos**. 2002. 54 p. Monografia de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro.

CHAN, Y. C. Draft contribution to the Brasil workshop on landslip classification. In: Mini-Curso sobre “Caracterização Geotécnica de Movimento de Talude no Contexto Brasileiro”, 25-26 de Junho de 1998, Rio de Janeiro. **Caderno de Textos**. Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 1998.

COATES, D. R. The Relation of subsurface water to downslope movement and failure. In: HIGGINS, C. G.; COATES, D. R. (Eds.). **Groundwater Geomorphology**; the role of subsurface processes and landforms. Boulder (Colorado - EUA): Geological Society of America, 1990. p. 51 - 76. (Special Paper, n.º. 252).

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Eds.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. p. 93-148.

_____; FENANDES, N. F. Hillslope erosion, sedimentation, and relief inversion in SE Brazil: Bananal, SP. In: ZIEMER, R. R.; O’LOUGHLIN, C. L.; HAMILTON, L. S. (Eds.) **Research needs and applications to reduce erosion and sedimentation in tropical steeplands**. Wallingford: IAHS, Publication n.º. 192, 1990. p. 174-182.

_____; FENANDES, N. F.; DEUS, C. E. Gullying in the southeastern Brazilian Plateau, SP. In: **Sediment budgets**. Wallingford: IAHS, Publication n.º. 174, 1988. p. 35-42.

COLÂNGELO, A. C. **Movimentos de Massa e Evolução Geomorfológica de Vertentes Marginais no Lago de Paraibuna-SP**. 1990. 92 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo. São Paulo.

CORWIN, R. F. **The Self Potential (SP) Method for environmental and engineering applications**. In: WARD, S. H. (Ed.). **Geotechnical and environmental geophysics. Society of Exploration Geophysicists, 1990. p. 127 – 145. (Investigations in Geophysics, n.º. 5)**.

_____. Geotechnical applications of the Self Potential (SP) Method. In: **Development of Self – Potential interpretation techniques for seepage detection**. (Prefácio de BUTLER, D. K). US Army Corps Engineers 1989. 158 p. (Technical Report 3).

COUTINHO, R. Q.; COSTA, F. Q.; SOUZA NETO, J. B. Geotechnical characterization and slope stability evaluation of a slope in residual soil from Pernambuco, Brazil. In: 2º SIMPÓSIO PAN-AMERICANO DE ESCORREGAMENTOS DE TERRA e 2ª CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS (II PSL – COBRAE), 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS/ISSMGE, 1997. v. 1, p. 287 – 298.

CRAIG, R. F. **Soil mechanics**. Berkshire (Inglaterra): Van Nostrand Reinhold Co. Ltd., 1987, 435 p.

CROZIER, M. J. **Landslide: causes, consequences & environment**. London: Crom Helm Ltd., 1986. 252 p.

DAVISON DIAS, R. **Metodologia de estudo do comportamento geotécnico dos solos do Rio Grande do Sul visando cartografia**. In: **II COLÓQUIO DE SOLOS TROPICAIS E**

SUBTROPICAIS E SUAS APLICAÇÕES EM ENGENHARIA CIVIL, Porto Alegre, 1989.
Anais... **Porto Alegre: Curso de Pós - Graduação em Eng Civil - UFRGS, 1989. P. 228 –247.**

DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The channel head. In: BEVEN, K.; KIRKBY, M. J. (Eds.). **Channel Network Hydrology**. New York: John Wiley & Sons, 1993. p. 175 – 219.

_____; WILSON, C. J.; RENEAU, S. L. Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes. In: A. D. ABRAHAMS (Ed.). **Hillslope Processes**. Boston: Allen & Unwin, 1986. P. 361 – 388.

DUARTE, G. M.; VALDATI, J.; OTSUSCHI, C. PEREIRA, M. A.; SANTOS, E. R. O. dos. Depósitos fluviais antigos na bacia do rio Maruim – Grande Florianópolis. **Revista Geosul**, Florianópolis, v. 14, n.º. 27, p. 447 – 451, 1998.

DUNNE, T. Hydrology, Mechanics, and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: HIGGINS, C. G.; COATES, D. R. (Eds.). **Groundwater Geomorphology**; the role of subsurface processes and landforms. Boulder (Colorado - EUA): Geological Society of America, 1990. p.01 - 28. (Special Paper, n.º. 252).

_____. Field studies of hillslope flow processes. In: M. J. KIRKBY (Ed.) **Hillslope Hidrology**. New York: John Wiley & Sons, 1978. p. 227 – 294.

_____; LEOPOLD, L. B. **Water in environmental planning**. San Francisco: W. H. Freeman and Com., 1978. 818 p.

_____; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. **Water Resources Research**, v. 6, p. 478 – 490, 1970.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solo. **Manual de métodos de análises de solo**. 2^a ed. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solo, 1997. 212 p.

ESTEVES, M. B. **Aplicação de métodos geofísicos ao estudo das coberturas superficiais: caso de Sorocaba do Sul – Biguaçu/SC**. 2001, 102 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis.

FAN, C. H.; ALLISON, R. J.; JONES, M. **Weathering effects on the geotechnical propertie of argillaceous sediments in tropical environments and their geomorphological implications**. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 21, p. 49 – 66, 1996.

FERNANDES, N. F. **Hidrologia subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos complexos de rampa, Bananal (SP)**. 1990. 151 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

_____; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T. *et al.* Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação do modelo de previsão de áreas susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 02, n.º. 02, p. 51 – 71, 2001.

_____; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Eds.) **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p. 123 – 194.

_____; COELHO NETTO, A. C.; LACERDA, W. A. Subsurface hydrology of layered colluvium mantles in unchanneled valleys – South-Eastern, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**. v.19, p. 609 – 626, 1994.

_____ ; COELHO NETTO, A. L.; DEUS, C. E. de. **Monitoramento dos fluxos d'água no solo: instrumentação alternativa.** In: **III Simpósio de Geografia Física Aplicada, 1989, Nova Friburgo.** Anais... Nova Friburgo, 1989, v. 1, p. 71 – 97.

FERREIRA, R. C. DA S. **Bacia do rio Maruim: transformações e impactos ambientais.** 1994, 167 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal de Santa Catarina., Florianópolis.

FILIZOLA, H. F. O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da Bacia de Taubaté – SP. **1993. 2 vol. 176 p.** Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo. São Paulo.

FINLAYSON, B.; STATHAM, I. **Hillslope analyses.** London: Butterworths, 1980. 230p .

FREDLUNG, D. G. Slope stability analysis incorporating the effect of soil suction. In: ANDERSON, M. G.; RICHARDS, K. S. (Eds.), **Slope Stability: geotechnical engineering and geomorphology.** Chichester: John Wiley & Sons, 1987. p. 113 – 144.

_____ ; RAHARDJO, H. **Soil mechanics for unsaturated soils.** New York: John Wiley & Sons, 1993. 517 p.

_____ ; MORGENSTERN, N. R.; WIDGER, R. A. The shear strength of unsaturated soils. **Canadian Geotechnical Journal.** v. 15, n°. 3, p. 313 – 321, 1978.

FREEZE, R. A. Streamflow generation. **Reviews of Geophysics and Space Physics,** v.12, p. 627 - 647, 1974.

_____. Role of subsurface flow in generating surface runoff: 2 - upstream source areas. **Water Resources Research,** vol. 8, n°. 5, p. 1272 - 1283, 1972.

FURIAN, S. **Morphogenese/pedogenese en milieu tropical humide de la Serra do Mar, Bresil: contribution de l'alteration et de la pedogenese a une dynamique actuelle de glissement.** 1994. 178 p. Tese (Doutorado em Geografia) - Université de Caen-Sciences de la Terre/Universidade de São Paulo-Depto. de Geografia, Caen (França).

_____ ; BARBIERO, L.; BOULET, R. Organization of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. **Catena,** n°. 38, p. 65 – 83, 1999.

GARLAND, G. G.; OLIVIER, M. J. Predicting landslides from rainfall in humid, sub-tropical region. **Geomorphology,** n°. 8, p. 165 – 173, 1993.

GRANDO, P. J. **Caracterização e funcionalidade da pequena produção familiar em Sorocaba do Sul (Biguaçu/SC).** In: Projeto “Avaliação da degradação dos recursos naturais a partir das atividades agro-silvo-pastoris no âmbito sócio-econômico e pedológico” 1ª parte. Florianópolis: Depto. de Geociências – UFSC/FAPEU – FNMA., 1995. p. 1 – 56. (Relatório final de atividades). (não publicado).

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de taludes naturais e de escavação.** 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher/EDUSP, 1984, 170 p.

_____ ; IWASA, O. Y. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamento em meio tropical úmido.** São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, 1976. 48 p. (Publicação IPT 1080).

GUIMARÃES, R. F.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, A. M. *et al.* Aplicação do modelo Shalstab para a determinação de áreas de riscos a escorregamentos rasos em regiões tropicais. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, São Pedro (SP), **Anais Eletrônicos...**São Pedro: ABGE, 1999. 1 CD.

HARP, E.; WELLS, W. G.; SARMIENTO, J. G. Pore pressure response during failure in soils. **Geological Society of America Bulletin**, v. 102, p. 428 – 438, 1990.

HERRMANN, M. L. de. **Problemas geoambientais na faixa central do litoral catarinense**. 1999. 307 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo. São Paulo.

_____; ROSA, R. de O. **Mapeamento Temático do Município de Florianópolis: geomorfologia**. Florianópolis: Prefeitura Municipal - Instituto de Planejamento Urbano de Florianópolis/Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - Diretoria de Geociências de Santa Catarina, 1991. 26 p.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Moisture and energy considerations within a sloping soil mass during drainage. **Journ. of Geogr. Res.**, v. 64, p. 1081 - 1087, 1963.

HIGGINS, C. G. Gully development, with a case study by HILL, B. R. e LEHRE, A. K. In: HIGGINS, C. G.; COATES, D. R. (Eds.). **Groundwater Geomorphology**; the role of subsurface processes and landforms. Boulder (Colorado - EUA): Geological Society of America, 1990. p.77 - 110. (Special Paper, n°. 252).

HILLEL, D. **Fundamentals of soil physics**. London: Academic Press, 1980. 413 p.

IVERSON, R.; REID, M. E.; LAHUSEN, R. G. Debris-flow mobilization from landslides. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci**, n°. 25, p. 85 – 138, 1997.

_____; MAJOR, J. J. Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilisation. **Water Resources Research**, vol. 22, p. 1543 – 1548, 1986.

JOHNSON, K. A.; SITAR, N. Hydrologic conditions leading to debris-flow initiation. **Canadian Geotechnical Journal**, v. 27, p. 789 – 801, 1990.

KLEIN, R. M. **Mapa fitogeográfico do estado de Santa Catarina**. Com memorial descritivo. Itajaí: ed. por Pe. Raulino Reitz, 1978. 164 p.

KNAPP, B. J. Infiltration and storage of soil water. In: KIRKBY, M. J. (Ed.). **Hillslope Hidrology**. New York: John Wiley & Sons, 1978. p. 43 - 68

LACERDA, W. A. Stability of natural slopes along the tropical coast of Brasil. In: ALMEIDA, M. **Recent Developments in Soil and Pavement Mechanics**. Brookfield: A. A. Balkema, 1997. p. 17–39.

_____. Fatigue of residual soils due to cyclic pore pressure variation. In: 12th INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOIL MECHANICS AND FOUNDATION ENGINEERING, 1989, Rio de Janeiro. **Proceedings**. Rio de Janeiro, 1989. p. 30-85 – 3087.

_____; SANTOS Jr, O. F.; EHRLICH, M. Efeitos das variações de poro-pressões sobre a estabilidade de encostas em solos residuais. In: 2º SIMPÓSIO PAN-AMERICANO DE ESCORREGAMENTOS DE TERRA e 2ª CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE

ESTABILIDADE DE ENCOSTAS (II PSL – COBRAE), 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS/ISSMGE, 1997. v. 1, p. 381 – 388.

_____; SANDRONI, S. S. Movimento de massas coluviais. In: MESA REDONDA “ASPECTOS GEOTÉCNICOS DE ENCOSTAS”, theme III, 1985, Rio de Janeiro. **Proceedings**. Rio de Janeiro: Clube de Engenharia, 1985, p. 1 – 19.

LAMBE, T. W.; WHITMAN, R. V. **Soil mechanics**, SI Version. New York: John Wiley & Sons, 1979. 553 p.

LEÃO, O. M. R.; BALESSENT, F. C.; CRUZ, E. S.; COELHO NETTO, A. L. Reativação erosiva em cicatriz de movimento de massa, Maciço da Tijuca, RJ. **Revista Sociedade e Natureza**, Uberlândia, v. 8, nº15, p. 259 - 263, 1996. (Anais do I Simpósio Nacional de Geomorfologia, Uberlândia, 1996)

LUIZ, E. L. **Estudo dos movimentos de massa na bacia do rio Inferninho e sua influência na evolução das vertentes - Sorocaba de Dentro (Biguaçu-SC)**. 1996, 125p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis.

_____; FERNANDES, N. F.; PELLERIN: J. O papel da rocha de origem na organização e natureza da cobertura pedológica das bacias dos rios Inferninho e Maruim. In: III SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, set/2000. Campinas. **Anais...**, Campinas, 2000, p. 55.

_____; BELTRAME, A. da V. A cobertura pedológica das colinas policonvexas da bacia do rio Inferninho – SC e seu papel nos processos morfogenéticos locais. **Revista Geosul**, Florianópolis, v. 14, nº. 27, p. 423 – 429, 1998.

MARTIN, L., SUGUIO, K., FLEXOR, J. M. Relative sea-level reconstruction during the last 7,000 years along the states of Paraná and Santa Catarina coastal plains: Additional information derived from shell-middens . **Quaternary Of South America And Antarctic Peninsula**. A.A. Balkema, Rotterdam: , v.4, p.219 - 236, 1986

McFADDEM, L. D.; KNUEPFER, P. L. K. Soil geomorphology: the linkage of pedology and surficial process. **Geomorphology**, nº. 3, p. 197-205, 1990.

MEIS, M. R. M; COELHO NETTO, A. L.; MOURA, J. R. S. As discontinuidades nas formações coluviais como condicionantes dos processos hidrológicos e de erosão acelerada. In: 3º SIMPÓSIO NACIONAL DE CONTROLE DE EROSAO, 1985, Maringá. **Anais...** Maringá: ABGE, 1985. p.179 – 189.

MEIS, M. R. M.; MOURA, J. R. S. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern Brazilian Plateau. **Am. Jour. Sci.**, nº. 284, p. 241 – 254, 1984.

MILLAR, A. A. Estudos e pesquisas de drenagem. In: _____. **Drenagem de terras agrícolas: bases agrônomicas**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1978. p. 71 – 89.

MOEYERSONS, J. A possible causal relationship between creep and sliding on Rwaza Hill, Southern Rwanda. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol. 14, p. 597 - 614, 1989.

_____. Slumping and sliding on hill-slopes in Rwanda. **Earth Surface Processes and Landforms**, vol. 6, p. 265-274, 1981.

MONIZ, A. C. Evolução de conceitos no estudo da gênese de solos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Campinas, nº. 20, p. 349 – 362, 1996.

MONTEIRO, M. A. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Revista Geosul**, Florianópolis, v. 16, n.º. 31, p. 69 – 78, 2001.

_____; FURTADO, S. M. A. O clima do trecho Florianópolis - Porto Alegre: uma abordagem dinâmica. **Revista Geosul**, Florianópolis, n.º. 19/20, p. 117 – 133, 1995.

MONTGOMERY, D. R. Piezometric response and stability of a steep unchanneled valley. In: **channel initiation and landscape evolution**. p. 301 -355, 1991a. Unpublished Ph. D. dissertation, University of California, Berkeley.

_____. Hydrological and erosional processes at an abrupt channel head. In: **Channel initiation and landscape evolution**. p. 209 –300, 1991b. Unpublished Ph. D. dissertation, University of California, Berkeley.

_____; DIETRICH, W. E.; TORRES, R.; ANDERSON, S. P.; HEFFNER, J. T.; LOAGUE, K. Hydrologic response of a steep, unchanneled valley to natural and applied rainfall. **Water Resources Research**, vol. 33, n.º. 1, p. 91 - 109, 1997.

_____; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. **Water Resources Research**, vol. 30, p. 1153 - 1171, 1994.

OKIMURA T. Quantitative analysis of the relation between groundwater movement and slope failure. **Natural Disaster Science**, vol 4, n.º. 1, p. 51 – 68, 1982.

OKUNISHI, K.; OKIMURA T. Groundwater models for mountain slopes. In: ANDERSON, M. G.; RICHARDS, K. S. (Eds.). **Slope Stability: geotechnical engineering and geomorphology**. Chichester: John Wiley & Sons, 1987. p. 265 – 285.

OLIVEIRA, M. A. T. Towards the integration of subsurface flow and overland flow in gully head extension: issues from a conceptual model for gully erosion evolution. **South African Geographical Journal**. (Special Edition), p. 120-128, 1997.

_____; SBRUZZI, G. J.; PAULINO, L. A. Taxas de erosão por voçorocas no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: VI SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 1995, Goiânia, **Anais...** Goiânia: Universidade Federal de Goiás, p. 647 – 651, 1995.

ONDA, Y. Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheatre valley heads: a case study at Obara, Japan. **Water Resources Research**, vol. 19, p. 627 - 640, 1994.

PAISANI, J. C. **Descontinuidades hidrológicas, escoamento superficial e desenvolvimento de incisões erosivas em áreas de cabeceiras de drenagem: estudo de caso na Colônia Quero – Quero, Palmeira (PR)**. 1998, 184p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis.

PEIXOTO, M. N. O.; MOURA, J. R. S.; SILVA, T. M. Morfometria de cabeceiras de drenagem em anfiteatro e a retomada erosiva por voçorocamento – Bananal (SP). In.: III SIMPÓSIO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA, 1989, Nova Friburgo. **Anais...**, Nova Friburgo, 1989, v. 2, p. 149 – 174.

PELLERIN, J.; DUARTE, G. M.; SCHEIBE, L. F.; MENDONÇA, M.; BUSS, M. D.; MONTEIRO, M. A. Timbé do Sul – Jacinto Machado: avaliação preliminar da extensão da catástrofe de 23 – 24/12/95. **Revista Geosul**, Florianópolis, v. 12, n.º. 23, p. 71 – 83, 1997a.

_____ ; VIEIRA, A. F. G.; LIMA, M. S.; ESTEVES, M. B. Análise tridimensional da cobertura pedológica de uma pequena depressão fechada. In: VI ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DA AMÉRICA LATINA, 1997, Buenos Aires (Argentina). **Anais Eletrônicos...** Sessão Temas Libres 1/n.579. Buenos Aires, 1997b. 1 CD.

_____ ; GAMA, A. M. C.; NASCIMENTO, E. E. D..J. *et. al.* Zoneamento e efeitos morfodinâmicos da enxurrada do dia 23/12/1995 nas bacias dos rios Figueira e Pinheirinho - SC. **Revista Sociedade e Natureza**, Uberlândia, v. 8, n°15, p. 196 - 200, 1996. (Anais do I Simpósio Nacional de Geomorfologia, Uberlândia, 1996).

_____ ; QUEIROZ-NETO, J. P. Morfogênese e pedogênese no córrego da Invernada (Marília, SP). In: III CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 1993, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: ABEQUA, 1993. p.111-122.

_____ ; QUEIROZ NETO, J. P. Relations entre la distribution des sols, les formes et l'évolution géomorphologique du relief dans la haute vallée du Rio do Peixe (Etat de São Paulo, Brésil). **Science du Sol**, vol. 30, n° 3, p. 133 – 147, 1992.

PRADO, H. do. **Solos do Brasil**: gênese, morfologia, classificação e levantamento. 2ª ed. rev. e ampl. Piracicaba: Sociedade Brasileira da Ciência do Solo, 2001. 220p.

REICHARDT, K. **A água na produção agrícola**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1978. 115 p.

RODRIGUES, J. E. Estudo geotécnico de fenômenos erosivos acelerados (boçorocas). In: IV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1984, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: ABGE, 1984. p.169 – 182.

_____ ; VILAR, O. M. Estudo da erosão interna em boçorocas através da teoria do carreamento In: IV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 1984, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: ABGE, 1984. p. 163 – 168.

RUELLAN, A. Contribuição das pesquisas em zona tropical ao desenvolvimento da ciência do solo. In: XXI CONGRESSO BRASILEIRO DA CIÊNCIA DO SOLO, 1988. **Anais...**, Campinas: Sociedade Brasileira da Ciência do Solo, 1988. p. 405 – 414.

_____ . Les sols dans le paysage. **Cahiers ORSTOM**, sér. Pédol., V. 21, n° 2/3, p. 198 – 207, 1984.

_____ ; DOSSO, M.; FRITSCH, E. L'analyse structurale de la couverture pédologique. **Science du Sol**, vol. 27, n° 4, p. 319 – 334, 1989.

RUHE, R. V. **Geomorfology**: geomorphic process and surficial geology. Boston: Houghton Mifflin Company, 1975. 219 p.

SALOMÃO, F. X. de T. Controle e prevenção dos processos erosivos. In: A. J. T. GUERRA; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G.M. (orgs.) **Erosão e Conservação dos Solos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999. p. 229 – 267.

_____ . **Processos erosivos lineares em Bauru (SP)**: regionalização cartográfica aplicada ao controle preventivo urbano e rural. 1994, 200 p. Tese (Doutorado em Geografia) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas - Universidade de São Paulo. São Paulo.

SANTA CATARINA. GABINETE DE PLANEJAMENTO E COORDENAÇÃO GERAL. SUBCHEFIA DE ESTATÍSTICA, GEOGRAFIA E INFORMÁTICA. **Atlas de Santa Catarina**. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro do Sul, 1986. 173 p.

SELBY, M. J. **Hillslope materials & processes**. New York: Oxford University Press, 1993. 451 p.

SIDLE, R. C.; PEARCE, A. J.; O'LOUGHLIN: **Hillslope stability and land use**. Washington – DC: American Geophysical Union, 1985. 140 p.

SIMON, A.; LARSEN, M. C.; HUPP, C. R. The role of soil processes in determining mechanisms of slope failure and hillslope development in a humid-tropical forest, Earsten Puerto Rico. **Geomorphology**, n.º. 3, p. 263 – 286, 1990.

SIQUEIRA, J. M. de; COSTA, N. C. da; COSTA, V. C. da. Considerações geomorfológicas e geotécnicas sobre os processos erosivos ocorridos na bacia hidrográfica do Rio Grande (RJ). **Revista Sociedade e Natureza**, Uberlândia, v. 8, n.º15, p. 132 - 136, 1996. (Anais do I Simpósio Nacional de Geomorfologia, Uberlândia, 1996)

SKEMPTON, A. W.; DeLORY, F. A. Stability of natural slopes in London clay. In: 4th International Conference on Soil Mechanics and Foundations Engineering, **Proceedings**, v. 2, p. 378 – 381, 1957.

SOARES, J. E. S.; POLITANO, C. F. Deslizamento de massa de solo de grandes dimensões, encosta Piraquara. In: 2º SIMPÓSIO PAN-AMERICANO DE ESCORREGAMENTOS DE TERRA e 2ª CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS (II PSL – COBRAE), 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS/ISSMGE, 1997. v. 1, p. 475 – 484.

SOSTISSO, I. (Org.). **Análise da situação de São Pedro de Alcântara para o planejamento do desenvolvimento sustentado municipal**. Relatório da Disciplina Planejamento urbano e Regional – Pós-Graduação em Geografia/Universidade Federal de Santa Catarina, 1999. 131 p. Não publicado.

STEPHENS, D. B. **Vadose zone hydrology**. Lewis Publishers, 1996. 347 p.

STOCKING, M. A. Examination of the factors controlling gully growth on cohesive fine sands in Rodhesia. **Discussion Paper**: University of East Anglia, n.º. 39, 1983. 6 p.

SUGUIO, K., MARTIN, L., BITTENCOURT, A. C. S. P., DOMINGUEZ, J. M. L., FLEXOR, J. M., AZEVEDO, A. E. G. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**. São Paulo, SP: , v.15, p.273 - 286, 1985

TAYLOR, D. W. **Fundamentals of Soil Mechanics**. New York: John Wiley & Sons, 1948. 700p.

TER-STEPANIAN, G. Creep of a clay during shear and its rheological model. **Geotechnique**, v. 25, n.º 2, p. 299 – 320, 1975.

TERZAGHI, K. **Mecanismo dos escorregamentos de terra**. Trad. de E. Pichler. São Paulo: Escola Politécnica/USP, 1952. 43 p.

_____ ; PECK, R. B. **Mecanica de suelos en la ingenieria practica**. Trad. de O. Moretto. 2ª ed. Buenos Aires: El Ateneo, 1973. 722 p.

THOMAS, M. F. **Geomorphology in the tropics**. A study of weathering and denudation in low latitudes. West Sussex: John Wiley & sons Ltd., 1994. 460 p.

TRAININI, D. R. (Org.). **Projeto Vidal Ramos-Biguaçu**. Brasília: CPRM– COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - Superintendência de Porto Alegre – Mapa escala 1:50.000 e memorial descritivo, v.1, 1978. 120 p.

TRIMBLE, S. W.; MENDEL, A. The cow as a geomorphic agent – a critical review. **Geomorphology**, n.º. 13, p. 233 – 253, 1995.

TSUKAMOTO, Y.; OHTA, T.; NOGUCHI, H. Hydrological and geomorphological studies of debris slides on forested hillslopes in Japan. **I.H.S.Publ.** n.º. 137, p. 61 – 70, 1982.

VARGAS JR, E. ; OLIVEIRA, A. R. B.; COSTA FILHO, L. M. *et al.* A study of the relationship between the stability of slopes in residual soil and rain intensity. In: INT. SYMP. ON ENVIRONMENTAL GEOTECHNOLOGY. **Proceedings**. p. 491 – 500, 1986.

VIEIRA, B. C.; VIEIRA, A. C. F.; FERNANDES, N. F. *et al.* Estudo comparativo dos movimentos de massa ocorridos em fevereiro de 1996 nas bacias do Quitite e do Papagaio (RJ): uma abordagem geomorfológica. In: 2º SIMPÓSIO PAN-AMERICANO DE ESCORREGAMENTOS DE TERRA e 2ª CONFERÊNCIA BRASILEIRA SOBRE ESTABILIDADE DE ENCOSTAS (II PSL – COBRAE), 1997, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: ABGE/ABMS/ISSMGE, 1997. v. 1, p. 165 – 174.

WESTERBERG, L – O. **Mass movements in East African highlands**: processes, effects and scar recovery. 1999, 147 p. Doctoral dissertation, Department of Physical Geography - Stockholm University. Estocolmo (Suécia).

WHIPKEY, R. Z.; KIRKBY, M. J. Flow within the soil. In: KIRKBY, M. J. (Ed.) **Hillslope Hidrology**. New York: John Wiley & Sons, 1978. p. 121 – 144.

WOLLE, C. M. Landslides in Serra do Mar, Southeastern Brazil. In: Mini-Curso sobre “Caracterização Geotécnica de Movimento de Talude no Contexto Brasileiro”, 25-26 de Junho de 1998, Rio de Janeiro. **Caderno de Textos**. Rio de Janeiro: COPPE-UFRJ, 1998.

_____; CARVALHO, C. S. Deslizamentos em encostas na Serra do Mar - Brasil. **Solos e Rochas**, v. 12, n.º único, p. 27-36, 1989.

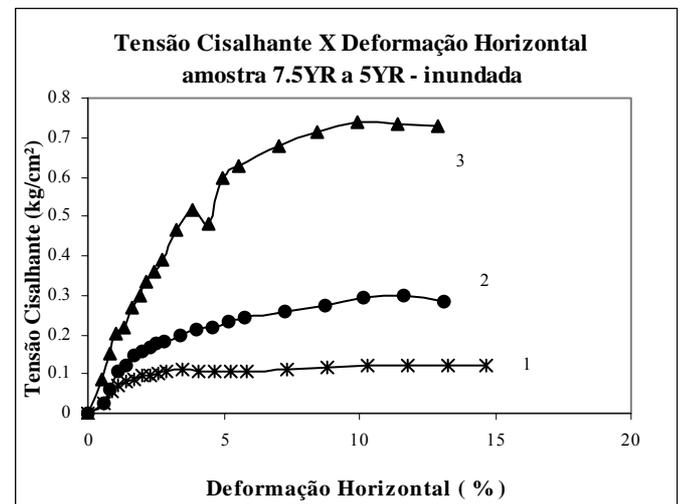
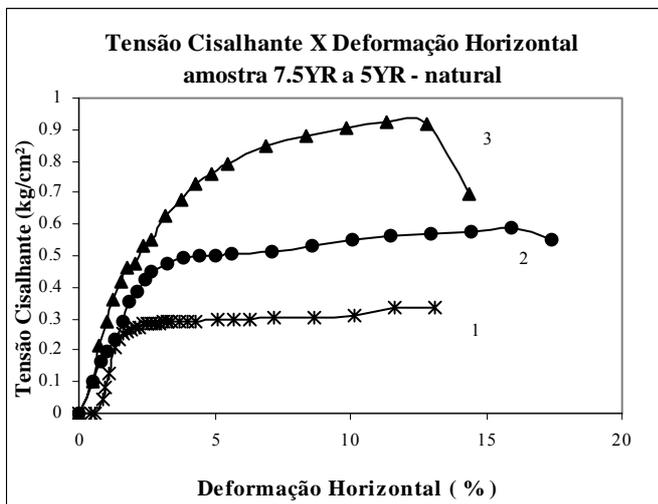
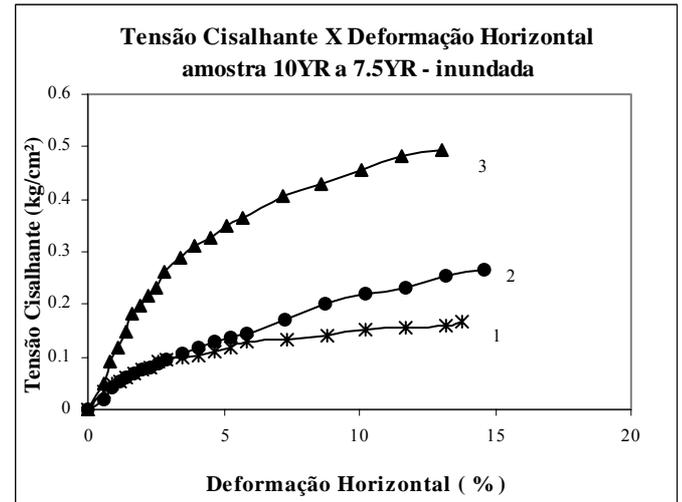
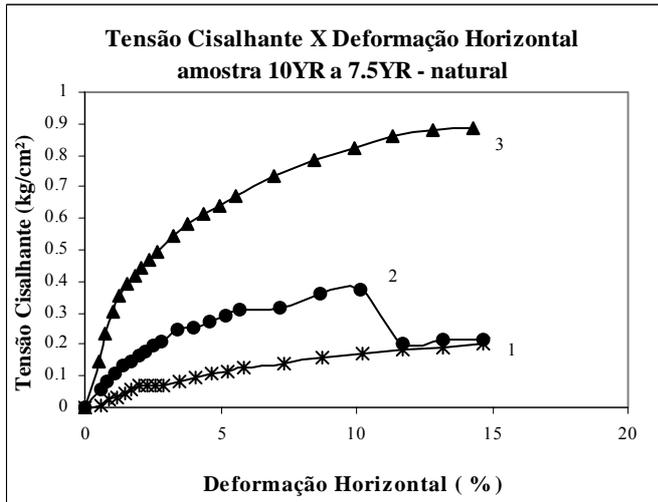
WU, W; SIDLE, R. C. A distributed slope stability model for steep forested basins. **Water Resources Research**, v. 31, n.º. 8, p. 2097 - 2110, 1995.

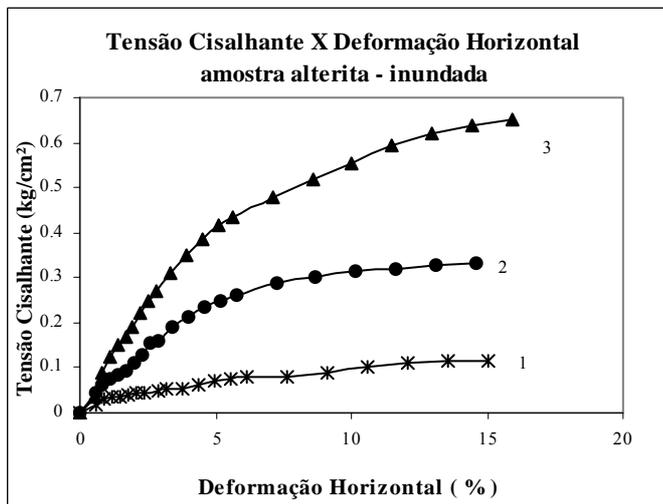
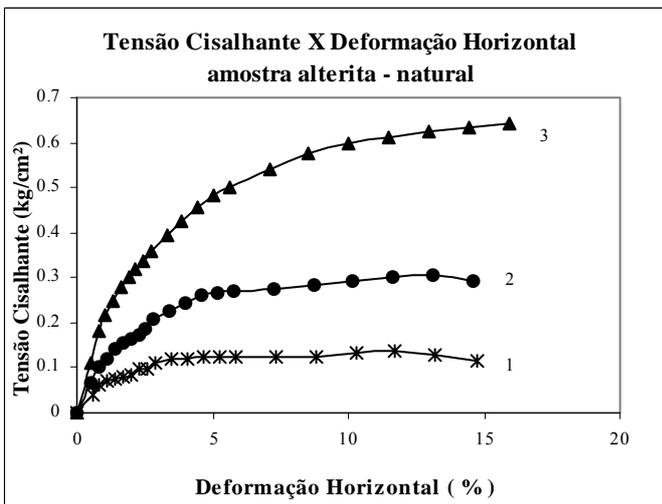
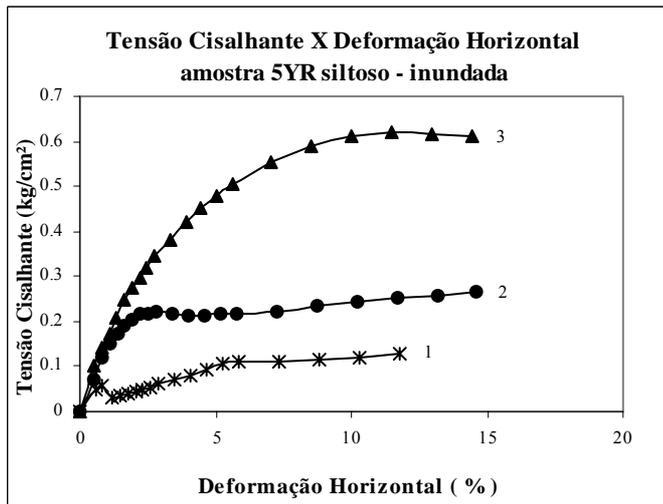
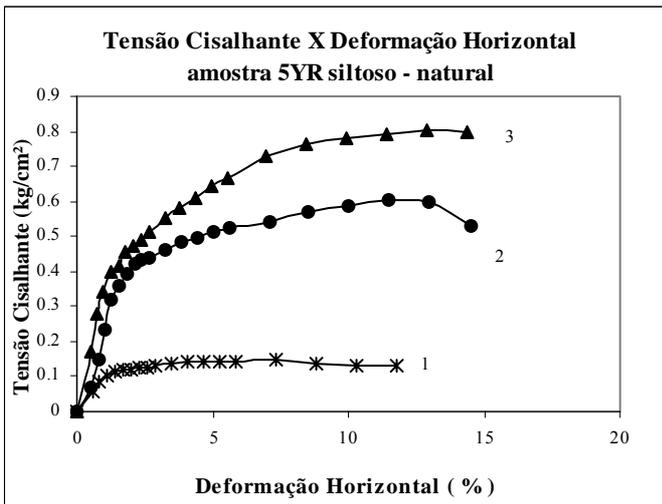
ZABOT, C. **A Enchente no município de São Pedro de Alcântara**: uma análise do episódio pluvial intenso do dia 11 de dezembro de 1998. 1999, 80 p. Monografia de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis.

ZANINI, L. F. (Org.) **Programa de levantamentos básicos do Brasil**. Folhas Florianópolis (SG.22-Z-D-V) e Lagoa (SG.22-Z-D-VI), Estado de Santa Catarina. Brasília: CPRM– COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - Superintendência de Porto Alegre – Mapa escala 1:100.000 e memorial descritivo, 1997. 252 p.

APÊNDICE A

RELAÇÃO ENTRE A TENSÃO CISALHANTE E A DEFORMAÇÃO DAS AMOSTRAS ENSAIADAS





APÊNDICE B

VARIAÇÃO ANUAL DO NÍVEL DO LENÇOL NOS POÇOS DE OBSERVAÇÃO

Toposseqüência 01:

Ponto P1T1 – localizado junto ao talvegue da base da encosta (Mapa 5.1). O instrumento estava instalado à 1.60 m de profundidade, no limite superior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada e abaixo de um bloco. O nível do lençol permaneceu em torno de 80 cm de profundidade ao longo do tempo de monitoramento. Em novembro de 2000, os eventos de precipitação não foram significativos e os níveis do lençol nesta posição ficaram abaixo de 80 cm de profundidade, sendo que foram raros os eventos neste mês que fizeram o nível alcançar profundidades menores do que 80 cm. Com a entrada de chuvas mais significativas a partir de dezembro de 2000, o nível do lençol subiu, porém, os maiores eventos de precipitação foram sentidos de forma pouco expressiva, com exceção daqueles ocorridos nos dias 20 e 21 de fevereiro de 2001, os quais geraram uma pequena e rápida subida do nível do lençol nesta posição. Com a diminuição das precipitações a partir de junho de 2001, o nível do lençol desce um pouco abaixo de 80 cm, voltando a subir a partir de setembro de 2001, quando começaram a ocorrer mais dias chuvosos e eventos de precipitação mais significativos. Nos eventos com precipitações maiores, registrados em setembro, o nível do lençol mostrou picos de elevação, tornando-se mais raso do que 60 cm de profundidade.

Ponto P1T2 – situado a montante de P1T1 (Mapa 5.1). O instrumento estava instalado a uma profundidade de 3.06 m, no interior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. O nível do lençol nesta posição estava abaixo de 1.80 m de profundidade quando começou o período de monitoramento. Apenas a partir de janeiro de 2001, o nível efetivamente subiu e ficou próximo de 1.60 m de profundidade. Durante o período seco do inverno, o nível do lençol se aprofundou gradativamente até chegar a 1.80 m. Este nível mais profundo foi observado em setembro de 2001, apesar de toda a precipitação que ocorreu neste mês. Na verdade, pode-se dizer que o tempo de resposta do nível do lençol nesta posição às precipitações era longo. Somente as fortes chuvas de final de setembro e início de outubro de 2001 ocasionaram a subida do nível d'água nesta posição. Um evento de precipitação de quase 100 mm que ocorreu na manhã do dia 23 de setembro de 2001, elevou o nível do lençol, mas, somente as chuvas acumuladas até o final deste mês e início de outubro fizeram o nível do lençol subir até 1.30 m de profundidade.

Ponto P1T3/4 – localizado a montante de P1T2 (Mapa 5.1). Instalado a uma profundidade de 3.20m, logo acima de um bloco. O nível do lençol neste instrumento permaneceu em torno dos 2.60 e 2.70 m de profundidade. Nesta posição, o lençol freático respondia de forma rápida à entrada de chuvas, porém não ocorreram oscilações significativas, tendo o nível do lençol nunca ultrapassado 2.40 m de profundidade e, raras vezes, chegando a 2.70 m. Seus níveis mais profundos ocorreram no início do período de monitoramento e, mesmo no inverno, mais seco, os níveis não foram tão baixos. O nível do lençol somente sofreu influência das chuvas do verão de 2001, principalmente a partir de março, quando alcançou os 2.60 m de profundidade. O mesmo não ocorreu após o período seco do inverno de 2001, pois, depois da significativa precipitação de 23 de setembro de 2001, o nível do lençol logo ascendeu e permaneceu acima dos 2.60m o restante do tempo de monitoramento.

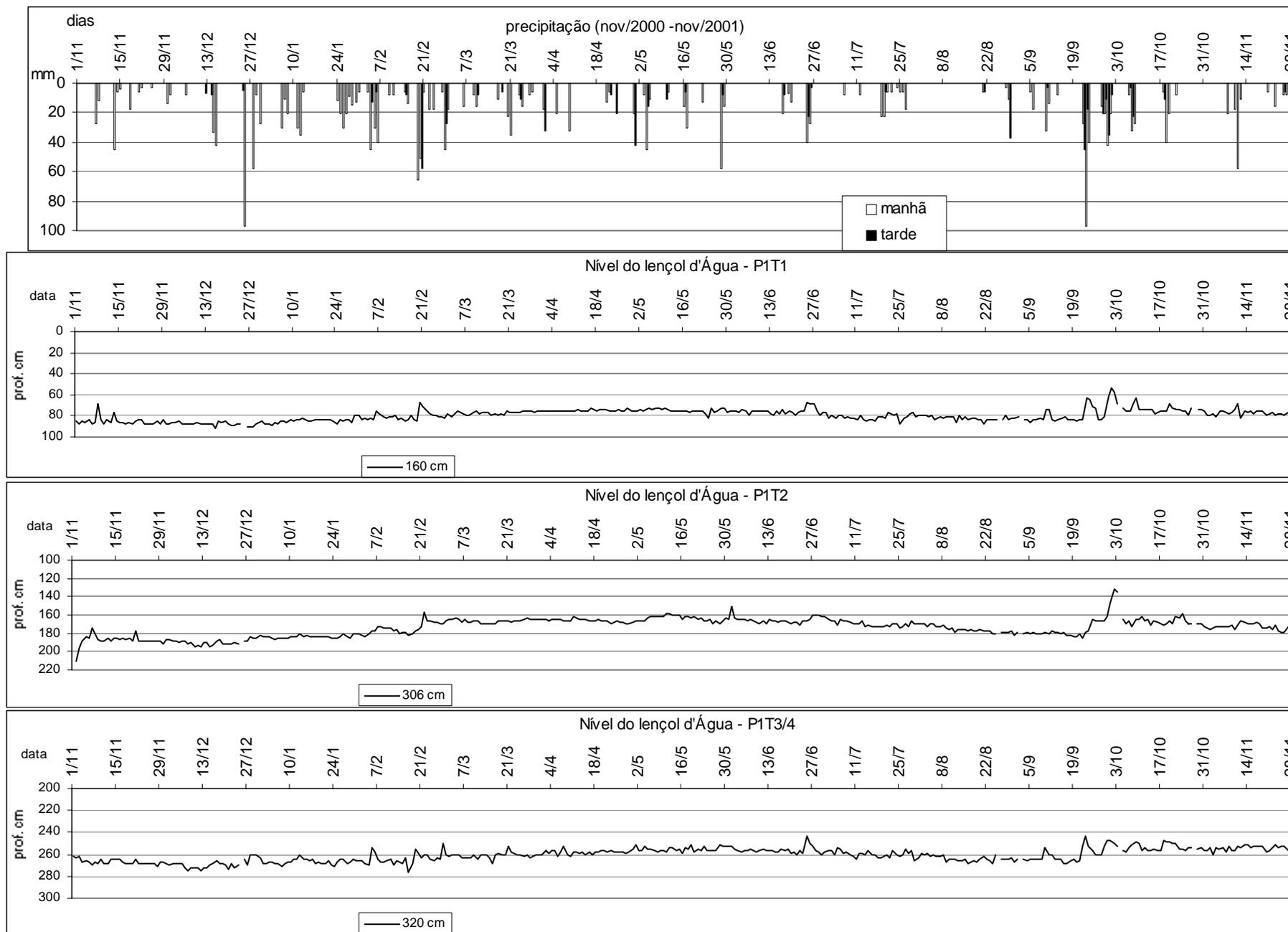


Figura B.1 - Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P1T1, P1T2, P1T3/4

Toposseqüência 02:

Ponto P2T1 – situado na base da encosta (Mapa 5.1). O instrumento estava instalado à 2.38 m de profundidade, no interior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. Neste ponto, o nível do lençol permaneceu a maior parte do tempo de monitoramento em torno dos 150 cm ou menos de profundidade. O nível do lençol era muito sensível à entrada das precipitações mais significativas, tanto em termos de episódios únicos de maior intensidade quanto de períodos com episódios de chuva acumulados em dias consecutivos. No início do período de monitoramento, o nível do lençol estava em torno dos 1.80 m, apesar de apresentar picos de subida até quase 1.50 m, nos episódios de precipitação acumulada em novembro e início de dezembro de 2000. A partir da metade deste último mês, as precipitações se tornaram mais significativas e o nível do lençol se estabilizou em torno de 1.50 m de profundidade, com picos de subida que chegaram a alcançar 0.75 m de profundidade, como ocorreu em junho de 2001. Com a passagem do inverno mais seco, o nível se estabilizou à 1.50 m de profundidade. O aumento da quantidade e intensidade das chuvas em setembro de 2001 fez o nível do lençol subir para um nível médio de 1.20 m de profundidade e apresentar picos que alcançaram menos de 60 cm de profundidade, como quando choveu quase 100mm em uma manhã (dia 23/09/2001).

Ponto P2T2 – localizado a montante de P2T1 (Mapa 5.1). O instrumento estava instalado à 3.30 m de profundidade, no interior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada e abaixo de um bloco. O nível do lençol aqui era mais sensível à entrada das precipitações do que o ponto P2T1 descrito anteriormente, pois foi verificado um maior número de casos de picos de subida e estes eram mais amplos, porém os picos observados nos gráficos de variação do nível do lençol destes dois pontos são coincidentes. O nível do lençol neste ponto se apresentou no início do monitoramento em torno de 3.20 m de profundidade, mas com alguns pequenos picos de subida. A partir do final de dezembro de 2000, o nível médio do lençol aumentou e os picos de subida, durante os momentos de maior precipitação ou de episódios de precipitação consecutivos, foram mais amplos. O nível médio ficou em torno de 2.60 m a partir de fevereiro de 2001, mas caiu para 3.00 m durante o inverno, voltando a apresentar 2.60 m de profundidade a partir do final de setembro de 2001. Os picos de subida atingiam de modo geral 1.80 m de profundidade, com exceção dos episódios de chuvas intensas de setembro de 2001, quando a altura do lençol alcançou quase a superfície do terreno por duas vezes. Em cada um destes episódios, o nível do lençol já havia baixado vinte e quatro horas mais tarde, no momento em que se fazia as novas leituras.

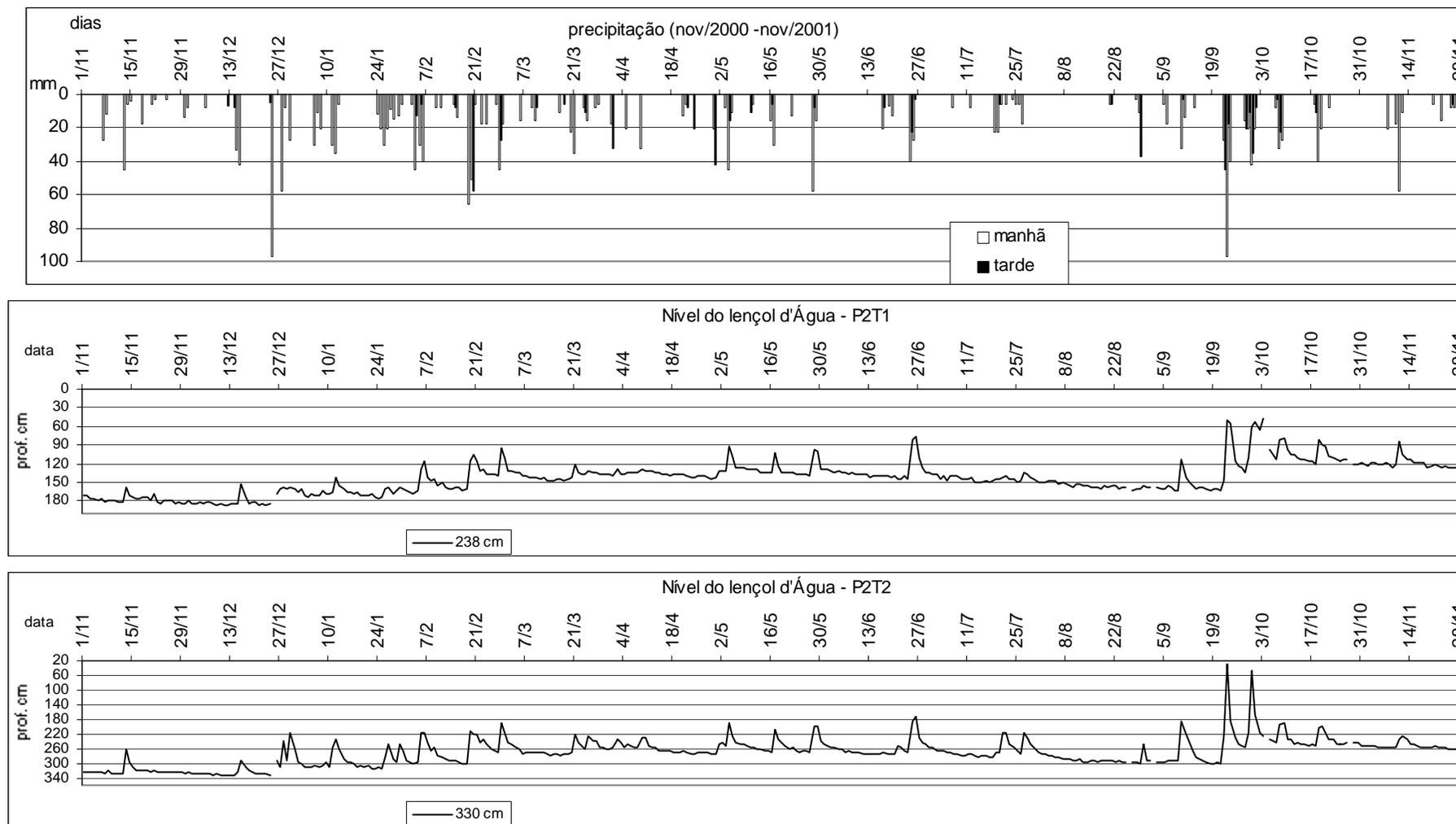


Figura B.2 - Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P2T1, P2T2

Toposseqüência 03:

Ponto P3T2 – situado muito próximo do talvegue (Mapa 5.1), no meio de blocos. O instrumento estava instalado à 1.07 m de profundidade, mas o nível do lençol permaneceu, com poucas alterações, em torno de 60 cm de profundidade. Picos de subida mais significativos do lençol freático foram observados poucas vezes, tendo ocorrido um dos casos em junho de 2001 e outros dois nas chuvas intensas de setembro, entretanto, em nenhum destes casos, o lençol chegou a alcançar os 40 cm de profundidade.

Ponto P3T3 – localizado a montante de P3T2 (Mapa 5.1), no interior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. O instrumento estava instalado à 1.71 m de profundidade. Neste ponto, o lençol respondia rápido à entrada de precipitações. O nível do lençol, quando do início do período de monitoramento, estava em torno de 1.30 m de profundidade, porém, já a partir das chuvas mais intensas de dezembro de 2000, o nível subiu para 1.20 m em média. E, de fevereiro de 2001 até o inverno, subiu ainda mais, alcançando os 90 cm de profundidade. No inverno, o nível do lençol foi baixando gradativamente até chegar na profundidade máxima de aproximadamente 1.20 m. Os picos de subida que acompanharam as chuvas mais intensas e/ou abundantes alcançaram cerca de 60 cm de profundidade. As chuvas abundantes de setembro de 2001 geraram picos de subida neste ponto, os quais alcançaram quase a superfície do terreno. O nível do lençol foi encontrado nestes momentos em torno de 20 cm de profundidade. Até o final do monitoramento, em novembro de 2001, o nível médio do lençol oscilou em torno de 80 cm de profundidade.

Ponto P3T4 – localizado a montante de P3T3 (Mapa 5.1), no interior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. O instrumento estava instalado à 2.72 m de profundidade. O lençol não era muito sensível às chuvas neste ponto. Poucos foram os episódios de chuva que produziram picos de subida, na verdade, tais picos foram consequência de episódios de precipitação consecutivos, com exceção das chuvas intensas de setembro de 2001. O nível médio do lençol, no início do período de monitoramento, estava entre 2.10 e 2.40 m de profundidade, subindo após as chuvas intensas do final de dezembro de 2000 e, mais ainda, no final de fevereiro de 2001, ficando em torno de 1.80 m de profundidade. Durante o inverno, o nível médio baixou até alcançar novamente 2.10 m. Após as chuvas de setembro de 2001, o nível médio do lençol subiu para 1.50 m de profundidade. Os maiores picos de subida, que ocorreram após a elevação do nível médio, foram consequência de episódios de precipitação consecutivos. Contudo, as chuvas de setembro provocaram picos de subida neste ponto diretamente a partir dos níveis mais baixos do lençol alcançados no inverno mais seco. Os picos de subida apresentaram três níveis de intensidade; um menor, que alcançou os 1.50 m de profundidade; um intermediário, que atingiu os 90 cm de profundidade; e aquele produzido pela chuva abundante de 23 de setembro de 2001, que chegou aos 60 cm de profundidade.

Ponto P3T5 – situado a montante de P3T4 (Mapa 5.1), no interior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. O instrumento estava instalado à 4.10 m, pois aqui o lençol foi encontrado em profundidade maior no interior da encosta se comparado aos outros pontos com instrumentos situados à leste, na mesma altura. A variação do lençol ao longo do período de monitoramento neste ponto é muito semelhante a ocorrida no ponto P3T4 a jusante, com apenas alguns picos de subida a mais que o ponto descrito anteriormente. O nível médio do lençol no início do monitoramento estava situado a cerca de 3.90 m

de profundidade, subindo para 3.60 m após dezembro de 2000 e, mais ainda, a partir de fevereiro de 2001, quando se estabilizou em torno de 3.30 m de profundidade. No inverno, o nível médio baixou gradativamente até 3.75 m e voltou a subir em setembro de 2001 para 3.00 m de profundidade. Os maiores picos de subida foram observados em setembro, sendo que o mais elevado chega a 2.10 m de profundidade. Este último foi registrado apenas entre uma leitura e outra, ou seja, em um intervalo máximo de vinte e quatro horas. No espaço de alguns dias, entre meados de setembro e o início de outubro de 2001, o nível do lençol passou de 2.75 m para 2.10 m em virtude da grande quantidade de chuvas deste período.

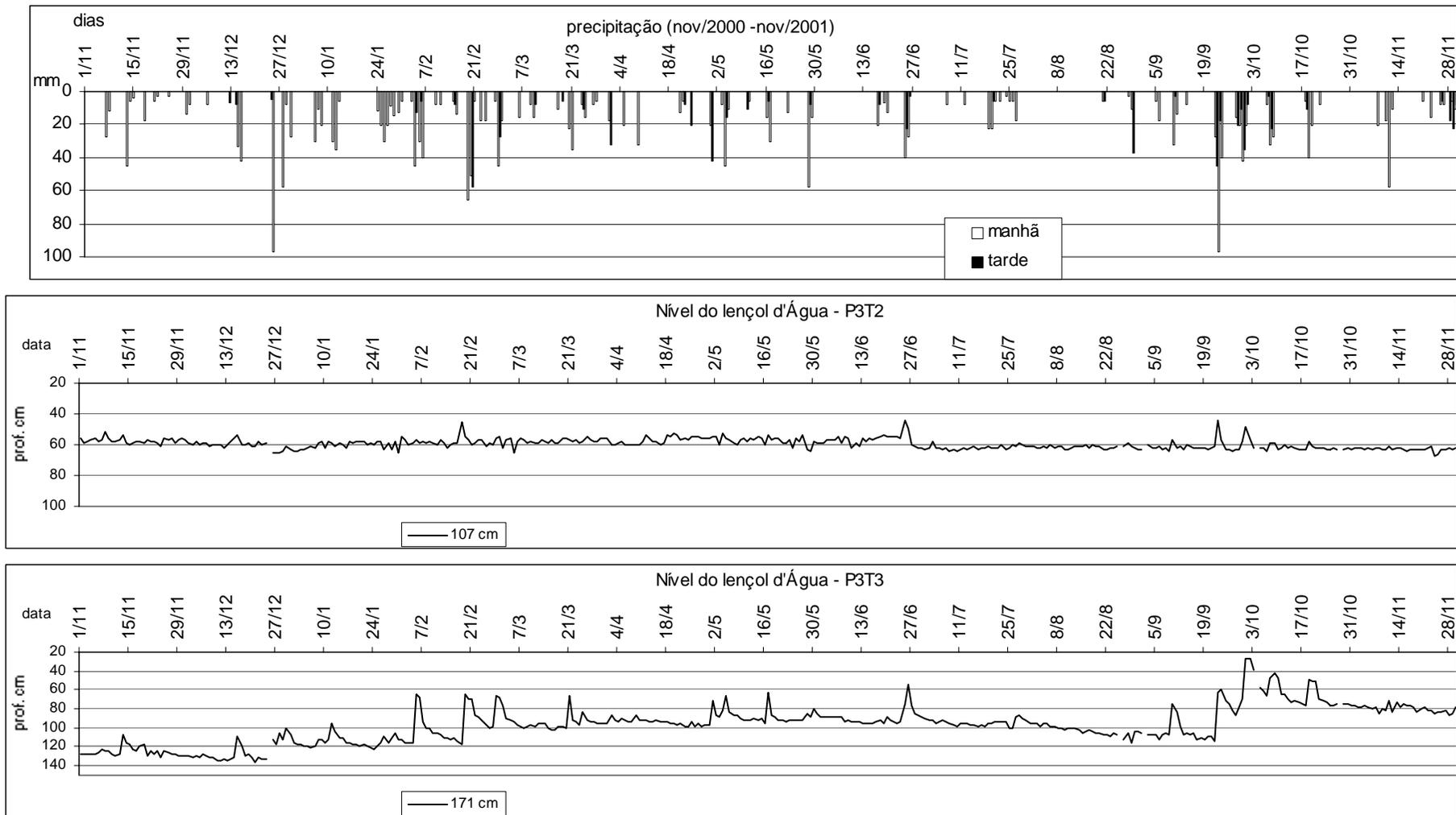


Figura B.3 - Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P3T2, P3T3

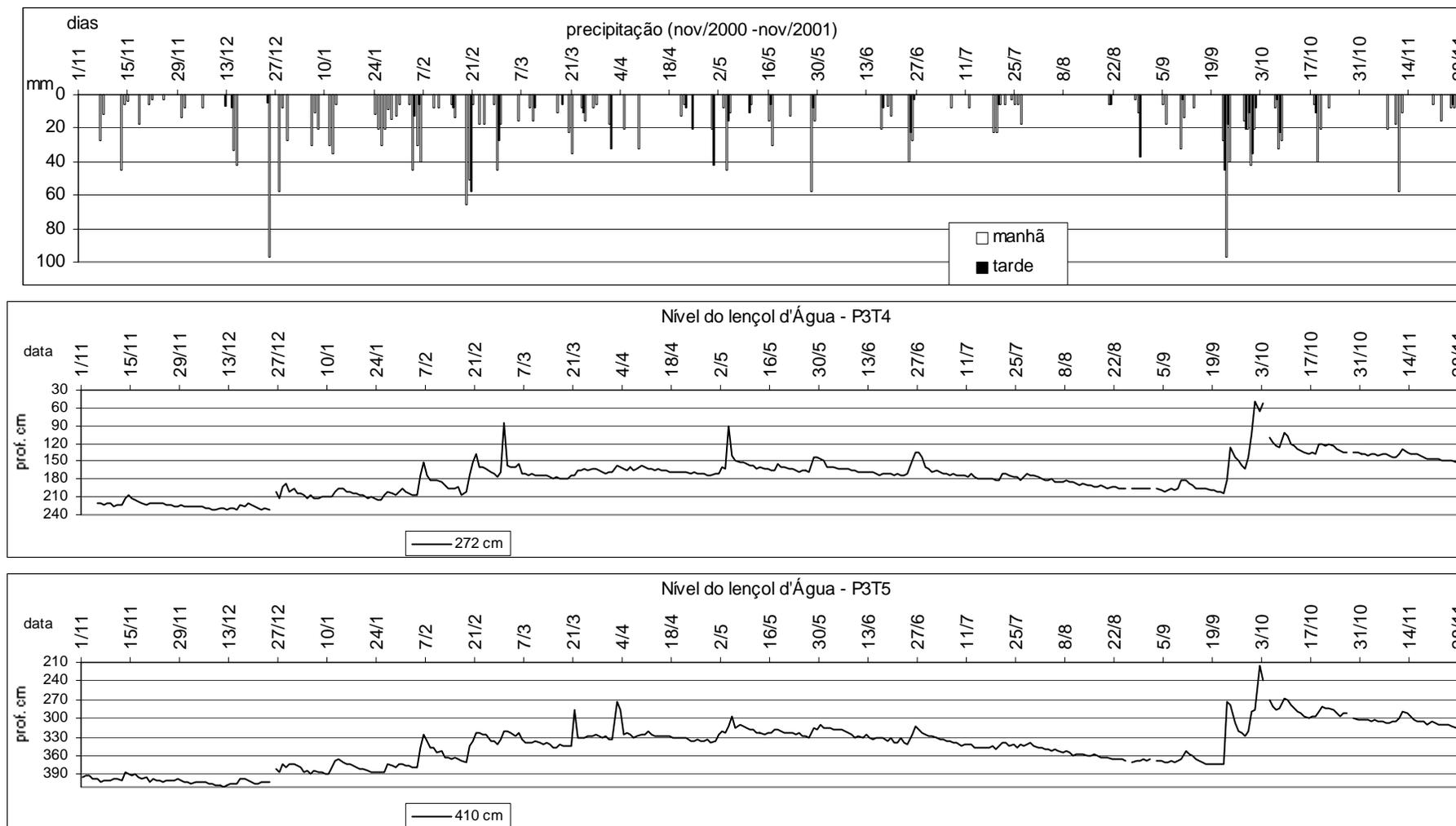


Figura B.4 - Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P3T4, P3T 5

Toposseqüência 04:

Ponto P4T5 – localizado na base da encosta, no lado sudoeste (Mapa 5.1), no interior do horizonte da rocha alterada com estrutura conservada e abaixo de uma área com blocos. O instrumento estava instalado à 2.28 m de profundidade, sendo que o nível do lençol permaneceu constante ao longo do período de monitoramento, ficando entre 1.70 e 1.80 m de profundidade. Após fevereiro de 2001, o nível médio do lençol subiu um pouco, cerca de 10 cm, baixando no inverno e novamente subindo um pouco após setembro de 2001. O pico de subida mais significativo encontrado neste ponto, durante o monitoramento, foi na chuva mais intensa de setembro de 2001, quando o lençol subiu até 1.60 m de profundidade.

Ponto P4T7 – situado na base da encosta, lado leste (Mapa 5.1), acima de um bloco, em uma profundidade de 2.20 m. O nível médio do lençol neste ponto ficou em torno de 2.00 m, porém, permaneceu abaixo de 2.20 m durante o inverno de 2001, pois muitas vezes ele se apresentou seco. A partir das chuvas intensas ocorridas em setembro de 2001, o nível médio subiu e apresentou a tendência de se estabelecer, novamente, em torno de 2.00 m. Picos de subida pouco expressivos ocorreram no verão, mas apenas no final de abril e início de maio de 2001, o nível do lençol alcançou 1.40 m de profundidade, tendo em vista a ocorrência de um período de chuvas consecutivas e abundantes. Talvez estes picos de subida tenham se tornado mais expressivos somente neste período de maio de 2001 em virtude deste ponto necessitar de muita água antes de começar a apresentar variações positivas, uma vez que durante o verão muita água chegou ao solo. Outros picos menos intensos ocorreram em maio e junho de 2001. Em setembro, um pico de subida, que acompanhou a chuva intensa do dia 23, alcançou 1.00 m de profundidade.

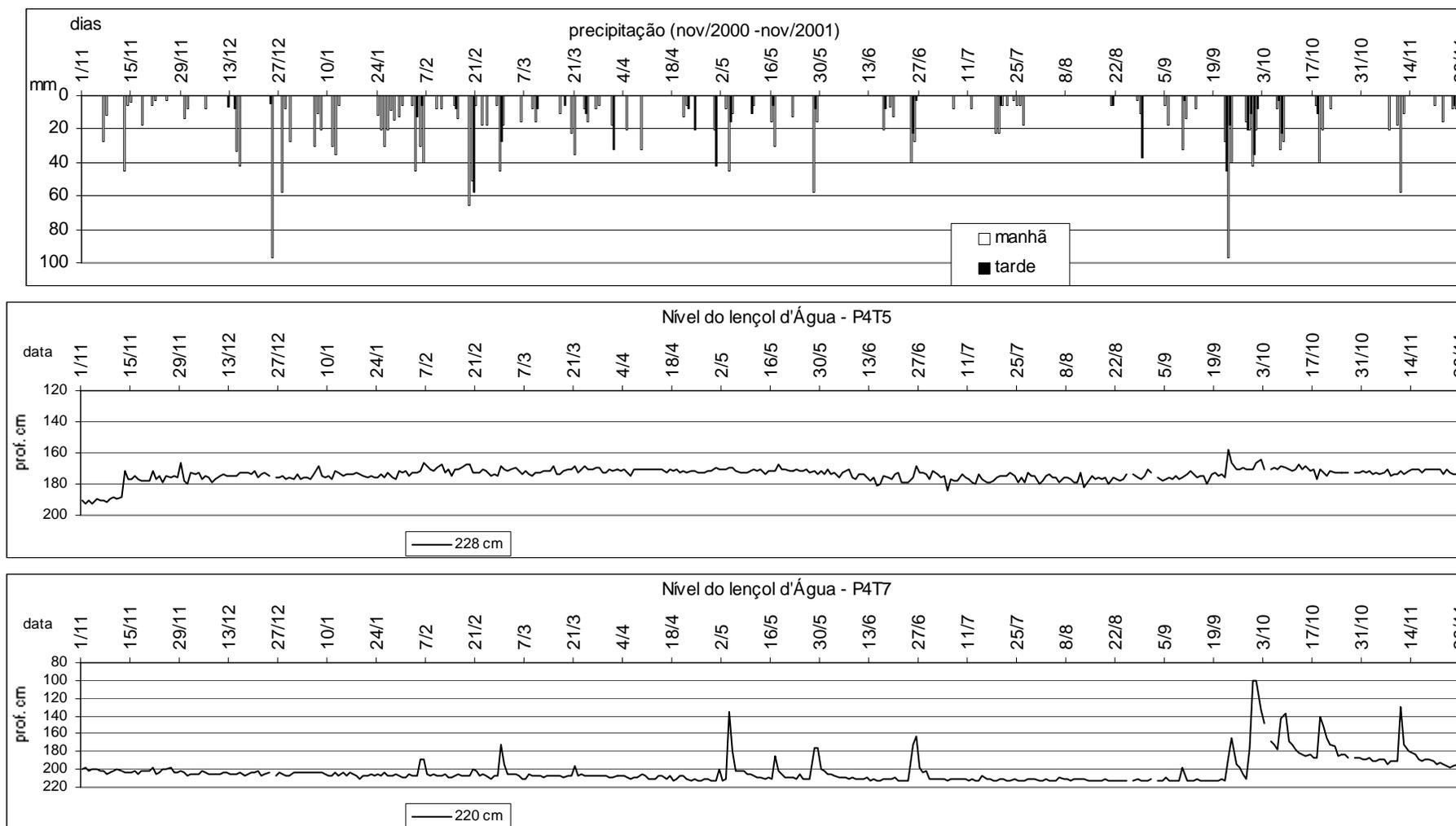


Figura B.5 - Variação anual do nível do lençol d'água nos pontos P4T5, P4T7

APÊNDICE C

VARIAÇÃO ANUAL DO POTENCIAL DE PRESSÃO E DO POTENCIAL TOTAL NOS TENSÍOMETROS

TOPOSEQUÊNCIA 01:

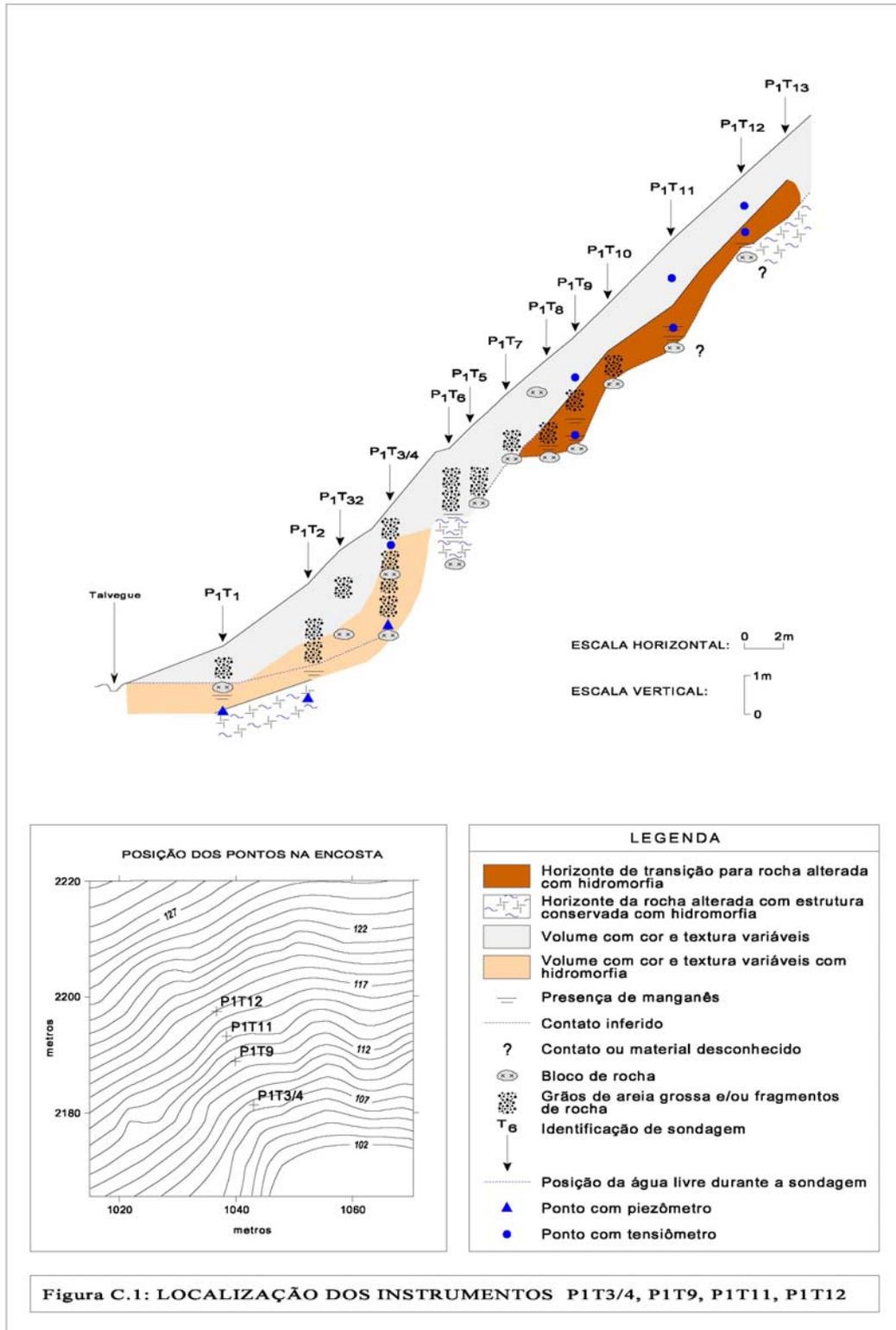
Ponto P1T3/4 - localizado no lado nordeste do setor estudado da encosta.

T1 – O instrumento estava instalado à 1.05 m de profundidade, em material areno-argiloso com fragmentos de rocha e presença de hidromorfia (Figura C.1). Apresentou poro-pressões que variaram de – 50 a + 10 cmH₂O (Figura C.2). As maiores sucções foram verificadas em dois momentos distintos: na primeira quinzena de dezembro de 2000, quando as precipitações foram pouco significativas e a foi provavelmente intensa, pois já era quase verão; e no final de agosto de 2001 após um período praticamente sem chuvas. Os eventos de precipitação ocorridos logo após alguns dias sem chuva eram imediatamente sentidos por este instrumento, caso possuíssem mais de 40 mm distribuídos em uma manhã ou tarde. Chuvas em dias consecutivos promoviam picos de aumento da poro-pressão, porém, alguns dias sem chuva já causavam a diminuição dos valores de poro-pressão. As maiores poro-pressões ocorreram em setembro de 2001, ao invés de fevereiro de 2001, quando havia chovido mais dias consecutivos, apesar de serem episódios com menor intensidade do que aqueles de setembro.

O gráfico de pressão total (Figura C.3) mostra que o nível do lençol nunca alcançou este instrumento. Portanto, os episódios de saturação e de poro-pressões positivas observados no gráfico de potencial de pressão foram ocasionados provavelmente por infiltração ou por algum fluxo lateral pouco profundo, sendo este último difícil de identificar a partir dos dados disponíveis. Contudo, a presença de hidromorfia e as pequenas sucções encontradas no monitoramento denunciam significativos conteúdos de umidade ao longo do ano.

Ponto P1T9 - localizado a montante de P1T3/4.

T1 – O instrumento estava situado à 0.98 m de profundidade, em material argilo-arenoso (Figura C.1). Apresentou poro-pressões que variaram de – 50 a + 60 cmH₂O. As maiores sucções ocorreram na primeira quinzena de dezembro de 2000 e no final de agosto de 2001. Ele respondia rápido aos eventos de precipitação maiores do que 20 mm em um período de doze horas, mesmo sem eventos precedentes, com exceção dos dias mais quentes e sem precipitação da primeira quinzena de dezembro de 2000. Para que este material ultrapassasse valores de poro-pressões positivas de + 40 cm de H₂O era necessário que ocorressem episódios de chuva consecutivos de mais de 60 mm ou, ainda, episódios com menores índices pluviométricos seguidos por um outro com maior quantidade chuva. Em geral, este material se encontrava próximo da saturação e demorava para drenar nos episódios de precipitação mais significativos.



Elaboração: Geóg. Edna Lindaura Luiz

Digitalização e edição: Geóg. José Henrique Vilela (abr/03)
Fones: 48xx225-7487 e 9981-9512

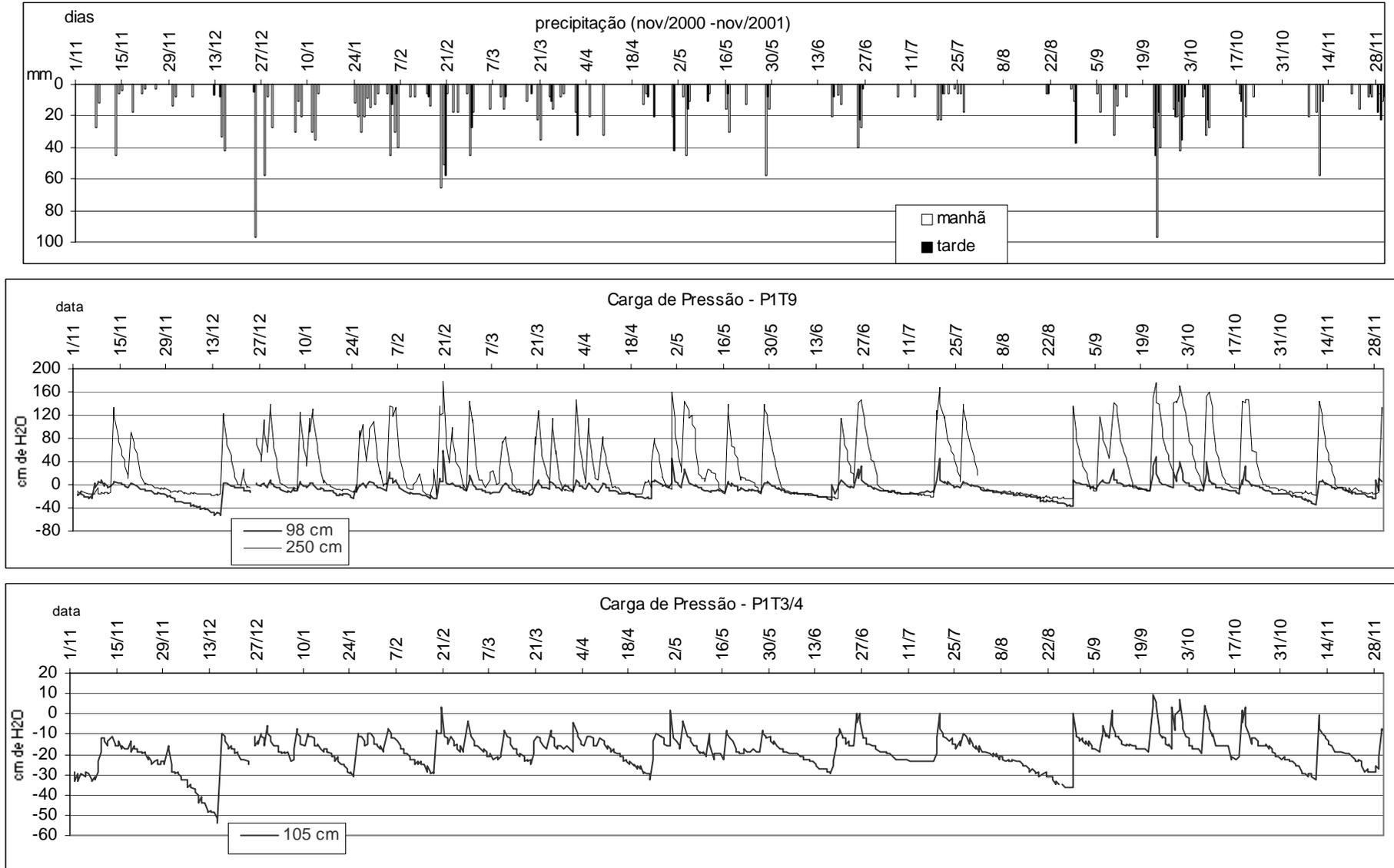


Figura C.2 - Variação anual da carga de pressão nos pontos P1T3/4 e P1T9

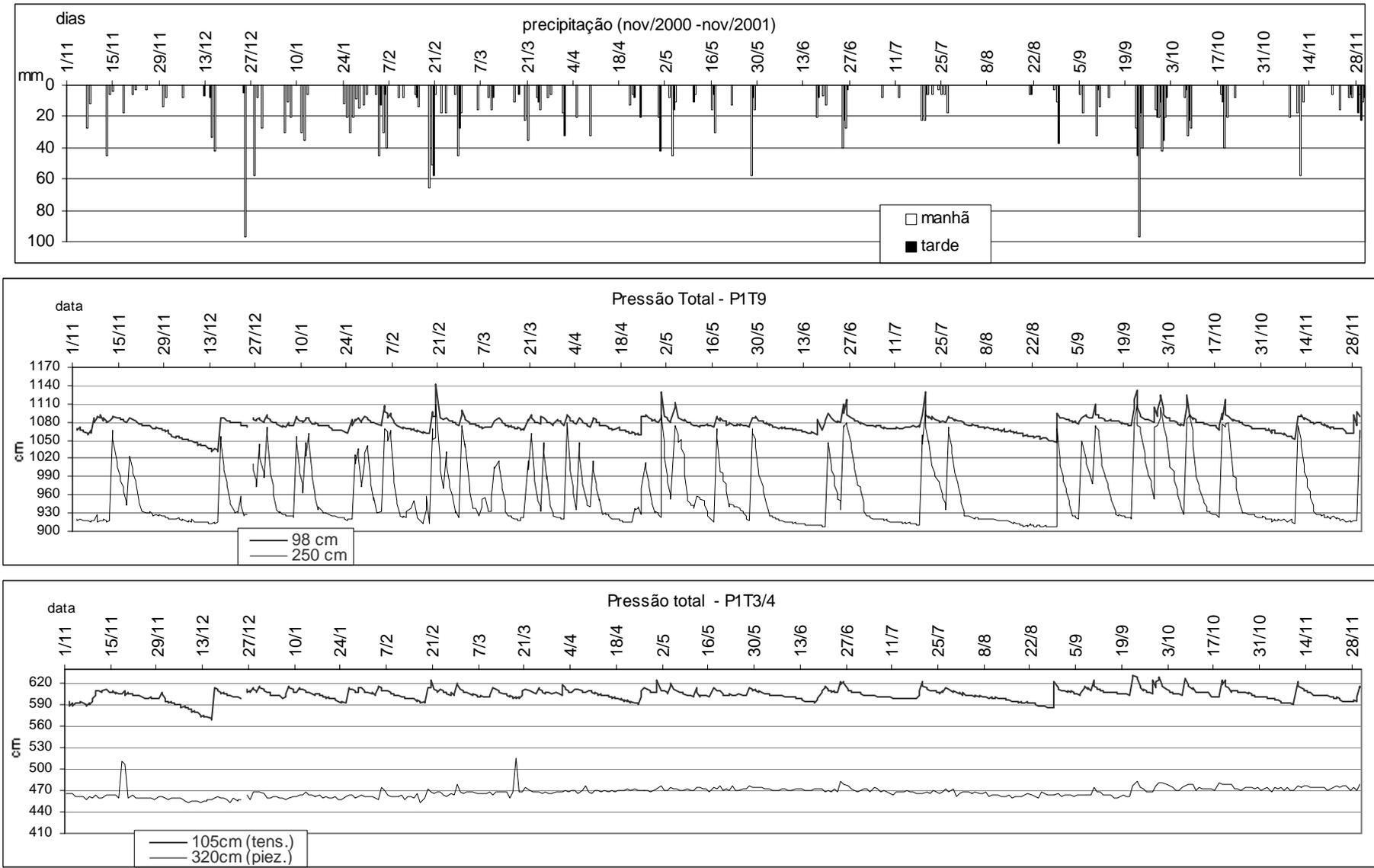


Figura C.3 - Variação anual da pressão total nos pontos P1T3/4 e P1T9

T2 – O instrumento estava instalado à 2.50 m de profundidade, em material siltico-arenoso, com mica e manganês, logo acima de um bloco (Figura C.1). As poro-pressões variaram muito neste instrumento, de – 24 a + 141 cm de H₂O (Figura C.2). As poro-pressões subiram muito em episódios consecutivos de chuva com mais de 20 mm distribuídos em uma manhã ou tarde, diminuindo em seguida. Se um novo evento de precipitação tão logo ocorresse, rapidamente as poro-pressões subiam novamente, formando picos acentuados, demonstrando um aumento rápido da poro-pressão com a entrada de chuvas e uma diminuição também rápida após o seu término. Episódios de chuva com mais de 20 mm e não seguidos por eventos precedentes também eram sentidos por este material, provocando aumento das poro-pressões. Este instrumento respondeu primeiro as chuvas de 15/12/00 com 33 mm em doze horas quando comparado com o instrumento mais raso. Algumas vezes, chuvas consecutivas de 20 mm ou menos, distribuídas em doze horas, eram sentidas mais fortemente por ele do que pelo instrumento superior, porém cerca de vinte quatro horas após a ocorrência do episódio de chuva. Na maior parte do período analisado, os valores de poro-pressão ficaram em torno da saturação ou acima, isto é, com valores de poro-pressão positivos, inclusive ele permaneceu sob saturação ou com poro-pressões positivas muito mais vezes do que o instrumento mais raso. Ele respondia a entrada de precipitações ao mesmo tempo que o instrumento mais superficial e, ainda, drenava mais lentamente.

O gráfico de pressão total (Figura C.3) mostra que os picos de aumento das pressões totais são semelhantes nos dois instrumentos instalados neste ponto. Entretanto, tais picos são maiores no tensiômetro mais profundo, inclusive, em algumas datas em que ocorreram eventos mais significativos de chuva, estes picos de subida alcançam aqueles registrados pelo instrumento mais superficial. Este comportamento das pressões totais nos instrumentos demonstra a ocorrência de fluxo lateral neste ponto nos momentos em que os dois instrumentos apresentam o mesmo valor de poro-pressão total, pois, desta forma, ocorrem pressões hidrostáticas, ou seja, não há gradiente de fluxo nos sentidos descendente ou ascendente. Outra questão interessante que deve ser ressaltada deste gráfico diz respeito ao fato de que a umidade que faz aumentar tão significativamente a poro-pressão do instrumento instalado a 2.50 m de profundidade não ter origem apenas na infiltração, pois o instrumento mais raso não recebe o mesmo conteúdo de umidade e, além disso, os valores de poro-pressão do tensiômetro mais profundo aumentaram tão rápido quanto o instrumento instalado a 0.98 m de profundidade. A única explicação, neste caso, é a chegada de umidade no tensiômetro mais profundo através de fluxos laterais, o que leva a crer que este é um lugar de passagem de fluxos.

Ponto P1T11 - localizado a montante de P1T9

T1 – este instrumento estava situado à 1.0 m de profundidade, em material argilo-arenoso. Apresentou poro-pressões que variaram de – 36 a + 50 cmH₂O, porém, os valores de poro-pressão permaneceram pouco abaixo do valor da saturação ao longo da maior parte do período monitorado (Figura C.4). Como nos outros instrumentos descritos acima, as maiores sucções ocorreram na primeira quinzena de dezembro de 2000 e no final de agosto de 2001. O instrumento foi sensível também à entrada das precipitações, principalmente aquelas com mais de 30 mm em uma manhã ou tarde. Porém, não apresentou grandes picos de elevação das poro-pressões nos episódios mais significativos de chuvas, nem mesmo naqueles precedidos por dias também chuvosos, com exceção de alguns episódios em fevereiro e setembro de 2001.

T2 – O instrumento estava situado à 2.26 m de profundidade, em material siltico-arenoso, com manganês, logo acima de um bloco (Figura C.1). As poro-pressões variaram de – 116 a 175 cmH₂O, uma variação muito grande se comparada aos registros apresentados pelos outros instrumentos discutidos anteriormente. As sucções de 116 cmH₂O foram atingidas na primeira quinzena de dezembro de 2000 e no final de agosto de 2001. Episódios consecutivos de chuva com mais de 20 mm distribuídos em uma manhã ou tarde aumentavam as poro-pressões e criavam rápidos picos de subida e descida em cada um dos eventos, apesar de o processo de drenagem nele ser mais lento do que no instrumento mais superficial. O episódio de chuva excepcional, com 100 mm, que ocorreu em meados de setembro de 2001, produziu um pico de subida semelhante àquele ocasionado pelas chuvas consecutivas de mais de 20 mm que se deram alguns dias após este evento extremo. Isto parece indicar que o material deste local é mais sensível a responder aos episódios de chuva consecutivos. Nos dias sem chuva, o instrumento logo alcançava sucções da ordem de 40 cmH₂O ou maiores. Após períodos secos, este instrumento demorava mais para responder a um evento chuvoso do que o instrumento mais superficial. Por outro lado, quando havia certa umidade no solo, ele respondia quase simultaneamente. Este instrumento sentiu primeiro as chuvas de 30/04/01, com 20.5 mm em uma manhã, do que o instrumento mais raso.

O gráfico de pressão total (Figura C.5) apresenta os picos de aumento de poro-pressões coincidentes nos dois instrumentos instalados neste ponto e os maiores picos de subida e descida estão no tensiômetro mais profundo, semelhante ao que ocorria no ponto P1T9, discutido anteriormente. São poucos os momentos em que os valores de poro-pressão total se igualam neste ponto (pressões hidrostáticas), demonstrando a presença de fluxo lateral por causa da falta de gradiente hidráulico nos sentidos ascendente ou descendente. Este fenômeno provavelmente ocorreu em 20/02/01 à tarde e em 30/04/01, também à tarde. Na manhã de 30/04, o valor de poro-pressão registrado pelo instrumento mais raso era – 9.7 cmH₂O, enquanto no instrumento mais profundo era + 30.9 cmH₂O, ou seja, o instrumento mais superficial estava ainda submetido à condição de sucção. Este fato reforça a hipótese levantada anteriormente, a qual sugere que a ocorrência de fluxo lateral alimenta os instrumentos mais profundos neste ponto e no ponto P1T9.

Ponto P1T12 - localizado a montante de P1T11

T1 – o instrumento estava situado à 0.82 m de profundidade, em material argilo-arenoso. As poro-pressões variaram de – 48 a + 35 cmH₂O durante o período de monitoramento, porém, os valores permaneceram em torno dos –20 cmH₂O na maior parte do tempo (Figura C.4). As maiores sucções ocorreram somente na primeira quinzena de dezembro de 2000. Foi sensível à entrada das precipitações principalmente a partir de fevereiro de 2001. Por exemplo, este instrumento respondeu rapidamente as chuvas de 29/08/01, alcançando a saturação e poro-pressões positivas após um período de estiagem, o que não aconteceu quando das chuvas de novembro e dezembro de 2000. Isto talvez se deva ao fato de que o ano de 2000 foi menos úmido do que 2001, e que a evapotranspiração era maior nos meses finais da primavera, pois o instrumento estava instalado a 80 cm de profundidade e por isso era mais susceptível a este fenômeno. A partir de fevereiro de 2001, episódios de chuva com mais de 20 mm em uma manhã ou tarde associados a eventos de chuva anteriores produziram picos de subida e elevaram o valor da poro-pressão para além da saturação.

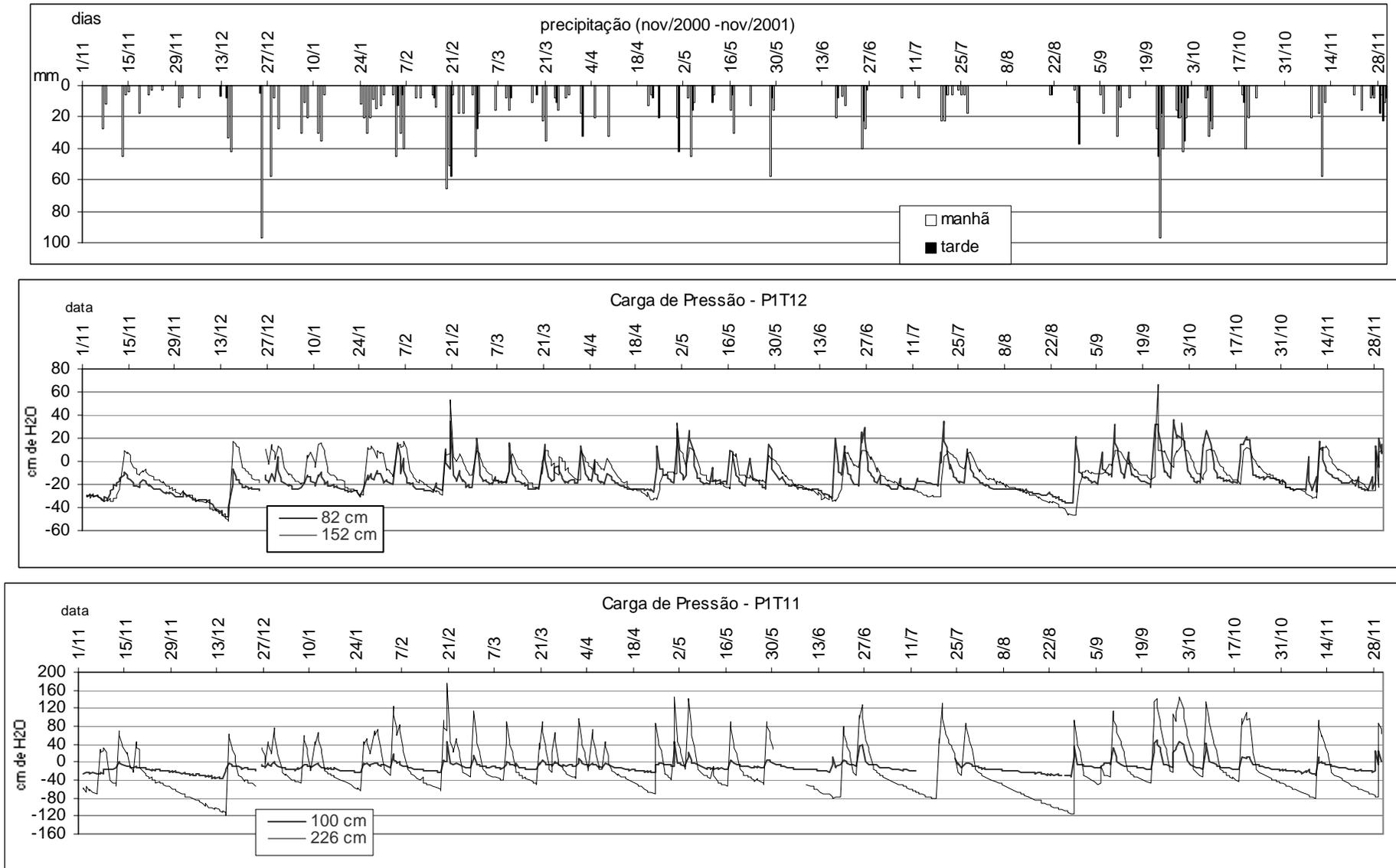


Figura C.4 - Variação anual da carga de pressão nos pontos P1T11e P1T12

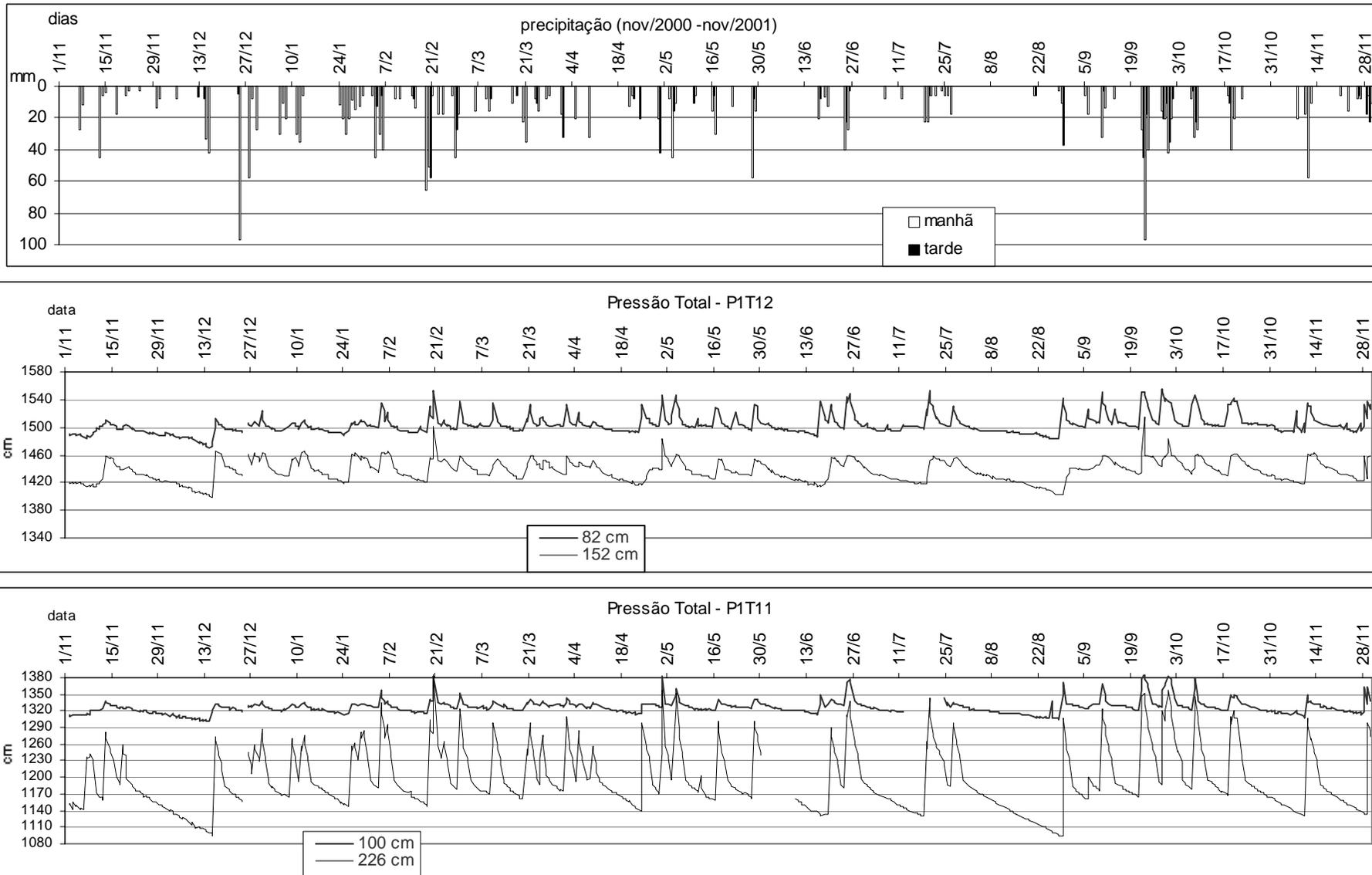


Figura C.5 - Variação anual da pressão total nos pontos P1T11 e P1T12

T2 – O instrumento estava situado à 1.52 m de profundidade, em material siltico-argilo-arenoso, micáceo, transição para o horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. As poro-pressões variaram de – 52 a 66 cmH₂O, tendo sido o maior valor de poro-pressão negativa (sucções) atingido na primeira quinzena de dezembro de 2000, e o maior valor de poro-pressão positiva em setembro de 2001. Pode-se dizer que este instrumento, se comparado àquele instalado no horizonte superior, mostrou certo atraso em responder a muitos eventos de precipitação, contudo, em eventos com precipitações mais significativas e antecedidos por outros eventos normais, ele responde quase simultaneamente ao instrumento mais raso. O processo de drenagem da umidade também é mais lento. Muitas vezes, ele alcançou a saturação durante o período monitorado, tendo os picos mais acentuados de poro-pressões positivas sido observados em fevereiro, maio e setembro de 2001.

No gráfico de pressão total (Figura C.5), é possível visualizar que as pressões totais dos dois instrumentos instalados neste ponto possuem comportamento muito semelhante em relação à entrada dos eventos chuvosos, apesar do atraso do instrumento mais profundo em relação àquele mais raso no que se refere as respostas da entrada e da drenagem da umidade. As linhas não se encontram, denotando, assim, que a carga de pressão nunca é significativa ou suficiente para ultrapassar a carga de posição (gravitacional); desta forma, o sentido do fluxo é sempre descendente neste ponto. Em alguns momentos, durante o período de monitoramento, as poro-pressões registradas foram mais elevadas no instrumento mais profundo do que no mais raso, o que pode ser consequência da chegada de fluxos laterais, fato que ocorre apenas durante os episódios com os maiores valores de precipitação precedidos por outros eventos chuvosos.

Toposseqüência 02:

Ponto P2T2 - localizado a aproximadamente 5.0 m de altura em relação à base da encosta, no centro do setor estudado da encosta (Figura C.6).

T1 – este instrumento estava situado à 0.81 m de profundidade, em material argilo-arenoso. Apresentou poro-pressões que variaram de – 55 a + 33 cmH₂O (Figura C.7). Após meados de dezembro de 2000, eventos de chuva com 20 mm, precedidos por outros, já produziam um aumento das poro-pressões, alcançando a saturação. Este instrumento era muito sensível à entrada de chuvas. Eventos com precipitações mais abundantes e que foram precedidos por outros eventos, como ocorridos em fevereiro, maio e setembro de 2001, levaram o instrumento a alcançar poro-pressões positivas, sendo que os maiores valores foram atingidos em episódios consecutivos com quase 60 mm cada um.

O gráfico de pressão total (Figura C.8) apresenta o comportamento das pressões totais neste instrumento e no piezômetro instalado à 3.30m de profundidade neste mesmo ponto. É muito interessante observar que o comportamento das pressões totais nos dois instrumentos é bastante semelhante, apesar de estes estarem localizados em profundidade e materiais diferentes, e, também pelo fato de tratar-se de dois instrumentos diversos (piezômetro e tensiômetro). Nas chuvas mais significativas de setembro de 2001, o lençol freático alcançou o tensiômetro, evidenciando fluxo ascendente. É difícil compreender o motivo que levou este fenômeno a não ocorrer também durante as chuvas abundantes de fevereiro de 2001. Talvez seja possível afirmar que este fato esteja relacionado à intensidade destes episódios de precipitação ou à

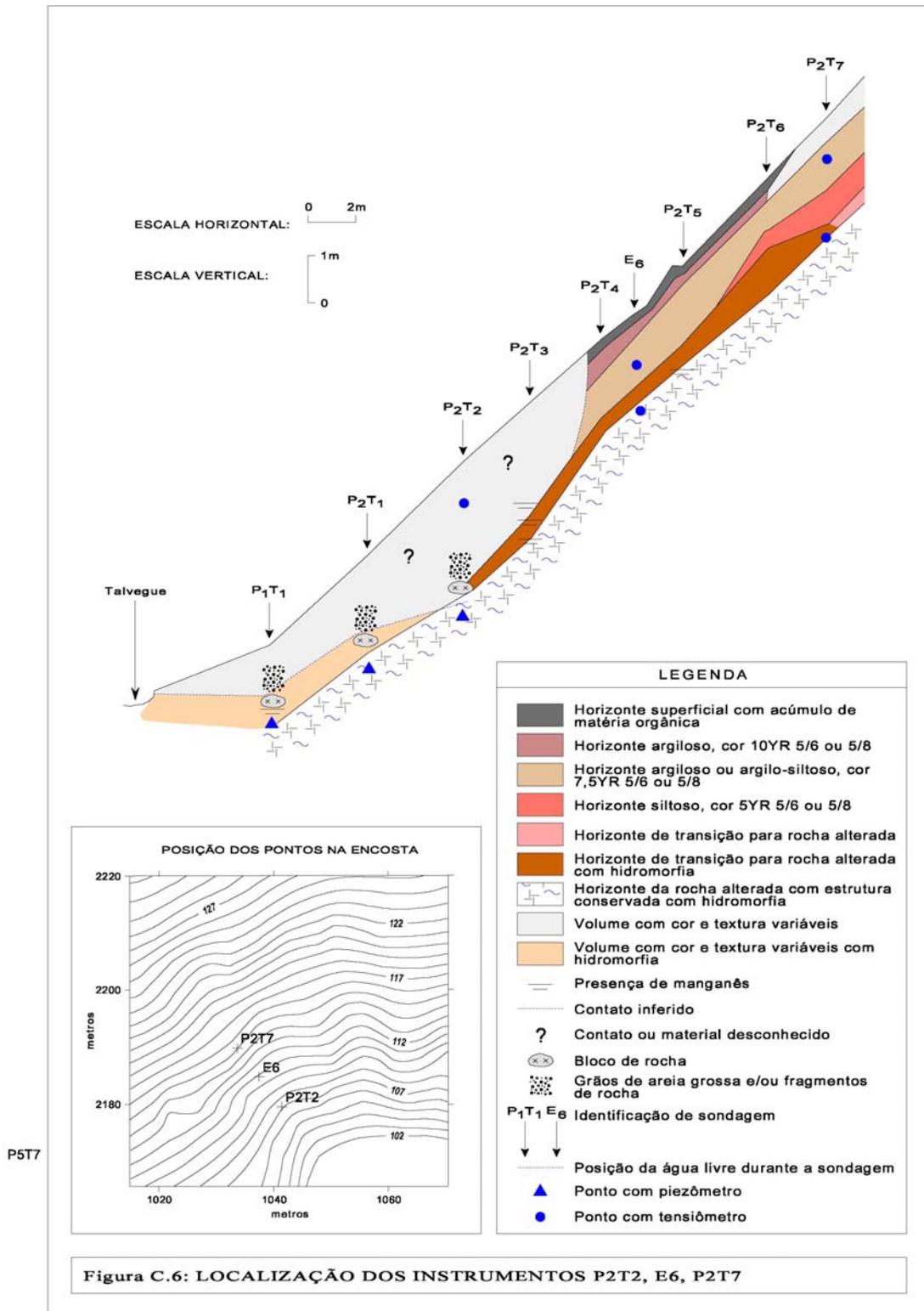
velocidade de drenagem da água em subsuperfície, a qual poderia ter sido maior em fevereiro, já que havia maior umidade antecedente.

Ponto E6 - localizado a montante de P2T2.

T1 – o instrumento foi instalado à 1.0 m de profundidade, em material argilo-arenoso. A variação das poro-pressões foi de -50 a $+14$ cmH_2O . Assim, os valores de poro-pressão permaneceram freqüentemente abaixo do valor da saturação durante o período monitorado, e os picos de aumento de umidade quase sempre alcançaram apenas o valor de saturação (Figura C.7). Este instrumento foi muito sensível à chegada de precipitações, sendo que chuvas com 20 mm, em uma manhã ou tarde, sem eventos precedentes, já faziam o instrumento responder. As maiores sucções ocorreram na primeira quinzena de dezembro de 2000.

T2 – O instrumento estava situado à 2.26 m de profundidade, em material siltico-arenoso de rocha alterada com estrutura conservada. As poro-pressões variaram muito num intervalo de -111 cmH_2O , no final de agosto de 2001, a $+102$ cmH_2O , em fevereiro e setembro de 2001 (Figura C.7). As poro-pressões permaneceram altas, geralmente acima do valor de saturação, durante os períodos úmidos. Nos períodos em que não ocorreram chuvas durante vários dias consecutivos, as poro-pressões diminuía rapidamente, apesar de que, na maioria das vezes, a drenagem da umidade foi mais lenta neste instrumento do que naquele mais raso. Nesta situação, a chegada de precipitações com mais de 20 mm distribuídos em uma manhã ou tarde era logo sentida e o instrumento alcançava novamente a saturação; porém menores quantidades de precipitação, não o afetavam, diferentemente do comportamento do instrumento mais superficial, que respondia rapidamente a estes episódios. Mesmo os episódios consecutivos de chuva mais abundantes não fizeram com este instrumento ultrapassasse significativamente o limite de 120 cmH_2O positivos obtidos em outras situações durante o monitoramento.

O gráfico de pressão total (Figura C.8) também apresenta os picos de aumento das pressões totais coincidentes nos dois instrumentos instalados neste ponto, sendo que os maiores picos de subida e descida estão no tensiômetro mais profundo. Entretanto, durante os períodos mais secos do monitoramento, o tensiômetro mais profundo não respondeu a todos os eventos de chuva como ocorreu naquele mais raso. Em fevereiro de 2001, os valores de poro-pressão total se igualaram neste ponto (pressão hidrostática), demonstrando, assim, a presença de fluxo lateral em virtude do gradiente hidráulico ser nulo nos sentidos ascendente e descendente. Os picos mais pronunciados de aumento das poro-pressões e os maiores valores de poro-pressões positivas no instrumento mais profundo sugerem a chegada de fluxo lateral nesta profundidade e neste material.



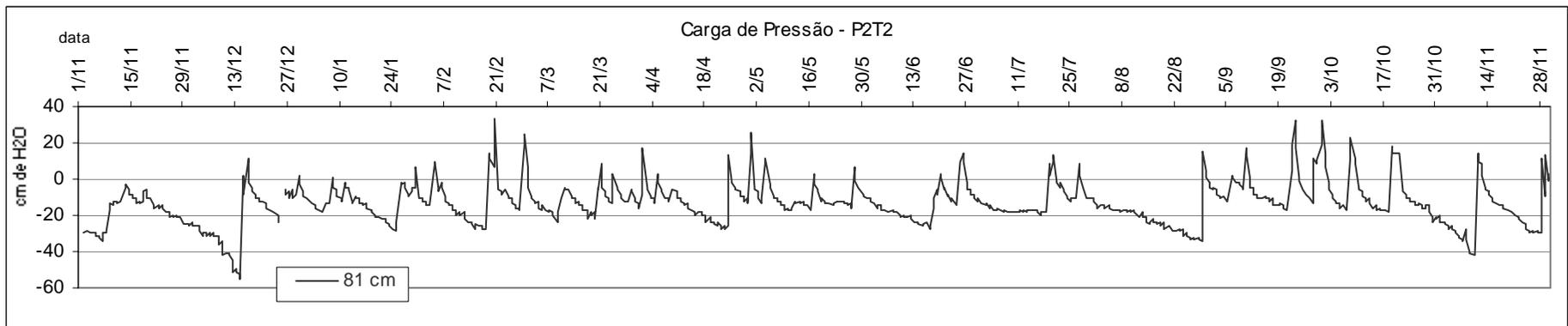
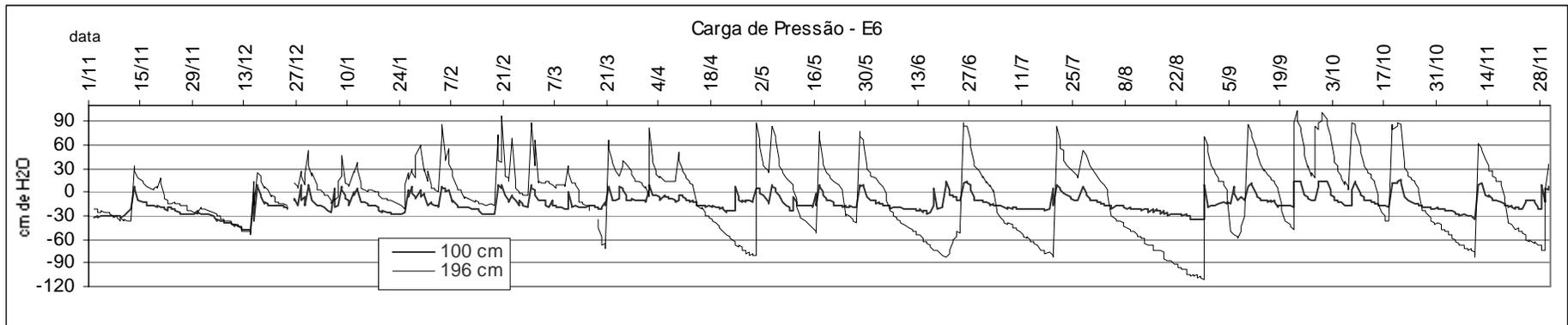
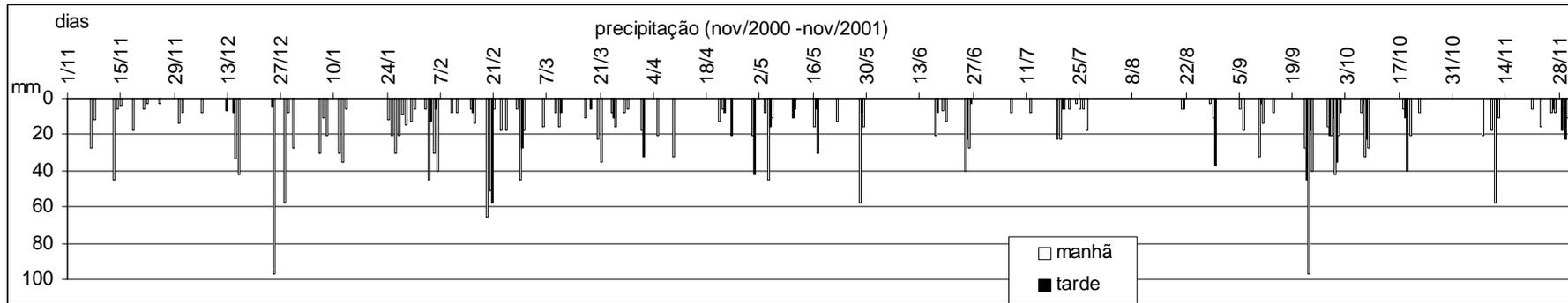


Figura C.7 - Variação anual da carga de pressão nos pontos E6 e P2T2

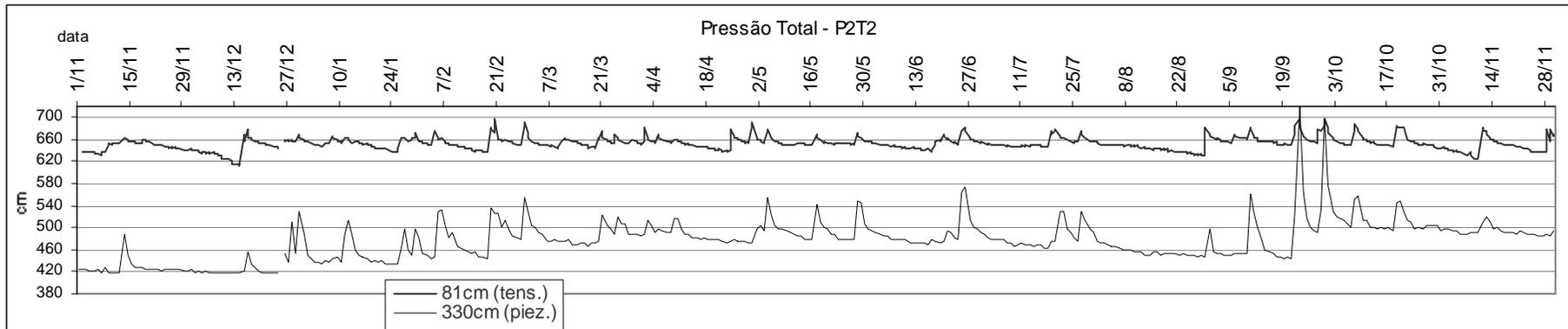
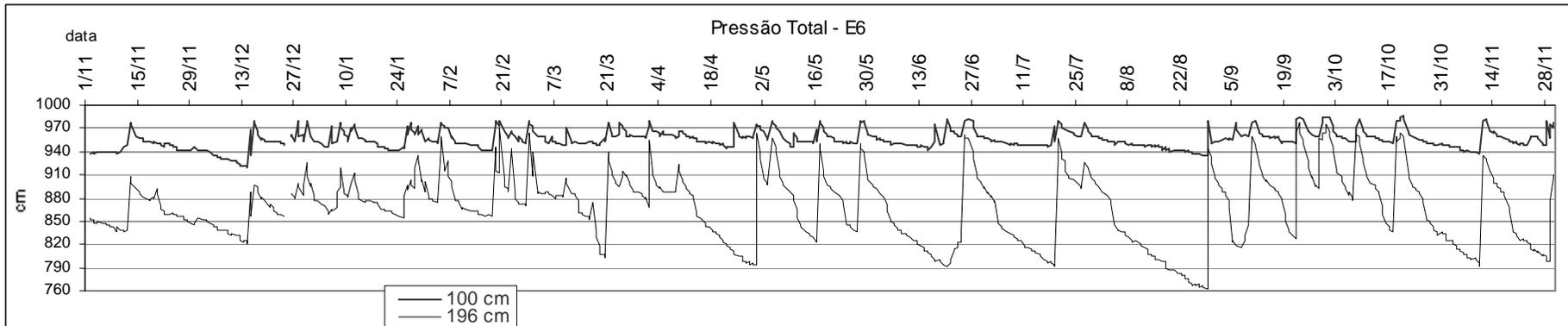
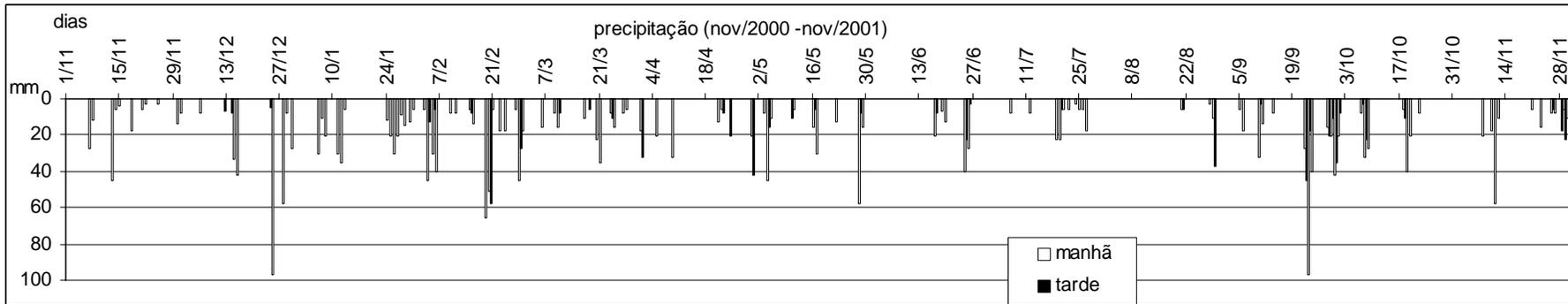


Figura C.8 - Variação anual da pressão total nos pontos E6 e P2T2

Ponto P2T7- localizado a montante de E6

T1 – este instrumento estava localizado à 0.87 m de profundidade, em material argilo-arenoso. Apresentou poro-pressões que variaram de -50 a $+36$ cmH₂O (Figura C.9). É muito sensível à chegada de precipitações com mais de 10 mm distribuídos em uma manhã ou tarde, mesmo quando não precedidas por dias chuvosos, porém, nos períodos mais secos foram necessários eventos com maiores precipitações para aumentar as poro-pressões ou, ainda, dias consecutivos com precipitações. Apenas os episódios com chuvas mais abundantes, com 40 mm ou mais, ou precedidos por outros eventos chuvosos, fizeram este instrumento ultrapassar o valor da saturação.

T2 – O instrumento estava situado à 2.54 m de profundidade, em material siltico-arenoso, transição para o horizonte da rocha alterada com estrutura conservada. As poro-pressões variaram num intervalo de -18 cmH₂O no final de agosto de 2001 a $+60$ cmH₂O em fevereiro, maio e julho de 2001 (Figura C.9). As chuvas abundantes de setembro de 2001 não foram capazes de aumentar mais significativamente as poro-pressões positivas do que os episódios citados anteriormente. Esta variação foi pequena quando comparada com aquelas sofridas pelos outros instrumentos situados em profundidades semelhantes. Na maior parte do período de monitoramento, este instrumento apresentou poro-pressões positivas. Os eventos de recarga de umidade se mantiveram mesmo após o fim da precipitação, enquanto a drenagem era lenta. Picos de subida das poro-pressões positivas foram observados em episódios de chuva com mais de 40 mm distribuídos em uma manhã ou tarde ou, com menor quantidade de precipitação, caso o evento tenha sido precedido por dias chuvosos. Este é um local muito úmido.

O gráfico de pressão total deste ponto (Figura C.9) mostra que as linhas representativas do comportamento das pressões totais dos dois instrumentos nunca se encontram. Ainda que uma grande quantidade de umidade tenha se mantido no instrumento mais profundo, o valor da pressão total nunca subiu o suficiente para alcançar o instrumento mais superficial, o que demonstra direção descendente dos fluxos entre eles. Contudo, é possível que a manutenção da umidade no instrumento mais profundo possa estar relacionada com a oscilação do lençol em profundidade.

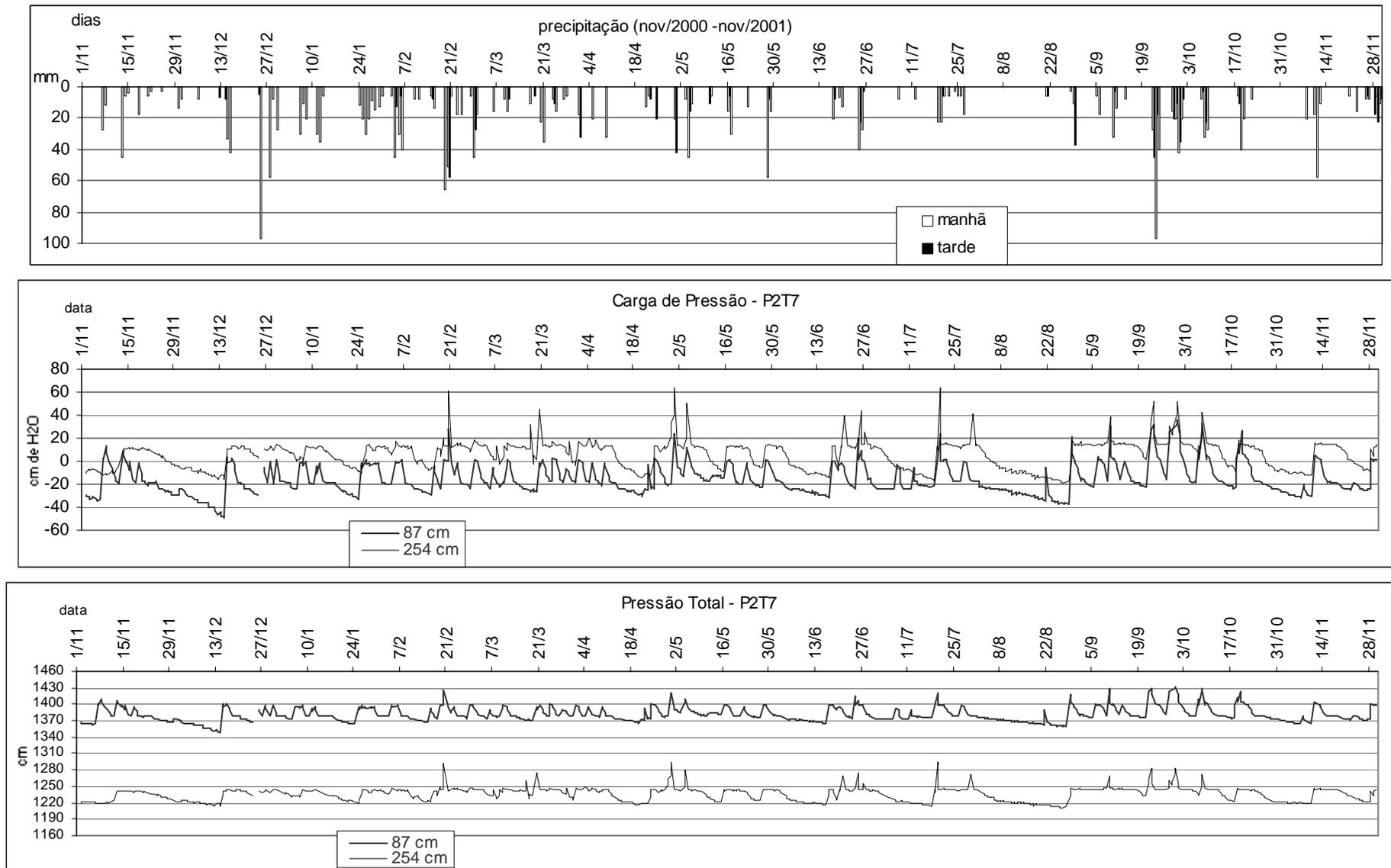


Figura C.9 - Variação anual da carga de pressão e da pressão total no ponto P2T7

Toposseqüência 03:

Ponto P3T5 - localizado no lado sudoeste do setor estudado da encosta.

T1 – o instrumento estava situado à 0.60 m de profundidade, em material argilo-arenoso (Figura C.10). Apresentou poro-pressões que variaram de – 76 a + 12 cmH₂O (Figura C.11). As maiores sucções observadas durante o período analisado ocorreram na primeira quinzena de dezembro de 2000, no final de agosto de 2001, e na primeira quinzena de novembro de 2001. O mais crítico destes momentos, foi o último, talvez em virtude da falta de dias chuvosos aliada à maior evapotranspiração da primavera, pois, no inverno, também ocorreram dias sem chuvas, mas o instrumento nunca alcançou os mesmos níveis de sucção do período de novembro de 2001. A evapotranspiração foi um dos fatores que influenciaram na mudança do teor de umidade neste instrumento por causa da pouca profundidade onde ele estava instalado, assim, as trocas com a superfície foram mais rápidas e mais amplas, inclusive, ele era muito sensível à chegada de precipitações. É bem marcado no gráfico da carga de pressão que as poro-pressões logo diminuía abaixo de – 40 cmH₂O quando não havia dias com chuvas durante o verão, enquanto o mesmo não ocorria no final do inverno e início da primavera, quando as poro-pressões diminuía somente até – 20 cmH₂O nos dias sem chuva deste período. Este fato talvez resulte das diferentes taxas de evapotranspiração esperadas nestes dois períodos. Quando os eventos de chuva distribuídos em uma manhã ou tarde eram menores do que 20 mm e, ainda, precedidos por dias sem chuvas, este instrumento não respondia. A saturação era alcançada nos eventos com mais de 40 mm distribuídos em uma manhã ou tarde precedidos por outros dias com chuvas.

O gráfico de pressão total (Figura C.12) apresenta o comportamento das pressões totais neste instrumento e no piezômetro instalado à 4.10 m de profundidade neste mesmo ponto. Dada a grande diferença entre as profundidades deste dois instrumentos (influência na carga gravitacional), as linhas que representam o comportamento das cargas de pressão total nunca se encontram, evidenciando, desta forma, a presença de fluxo descendente entre eles. O nível do lençol freático somente subiu em resposta às chuvas do verão de 2001 no início de fevereiro, voltando a baixar no inverno e a subir novamente seu nível em meados de setembro do mesmo ano. É possível visualizar no gráfico durante este período que o tensiômetro instalado mais próximo à superfície respondeu primeiro às chuvas do final do inverno, enquanto o lençol freático só teve seu nível aumentado após o evento de chuvas de quase 100mm na manhã de 23/09/2001.

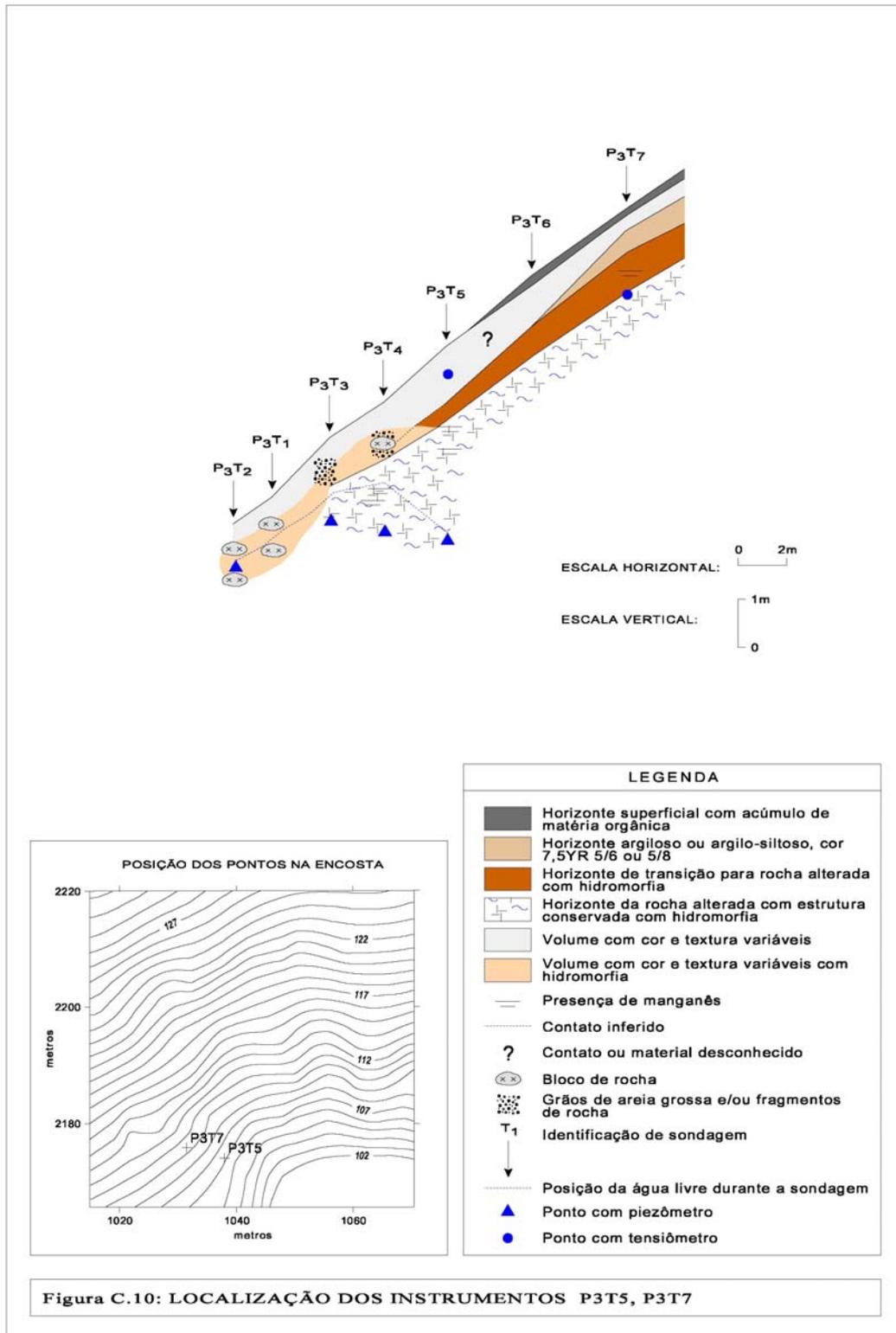


Figura C.10: LOCALIZAÇÃO DOS INSTRUMENTOS P3T5, P3T7

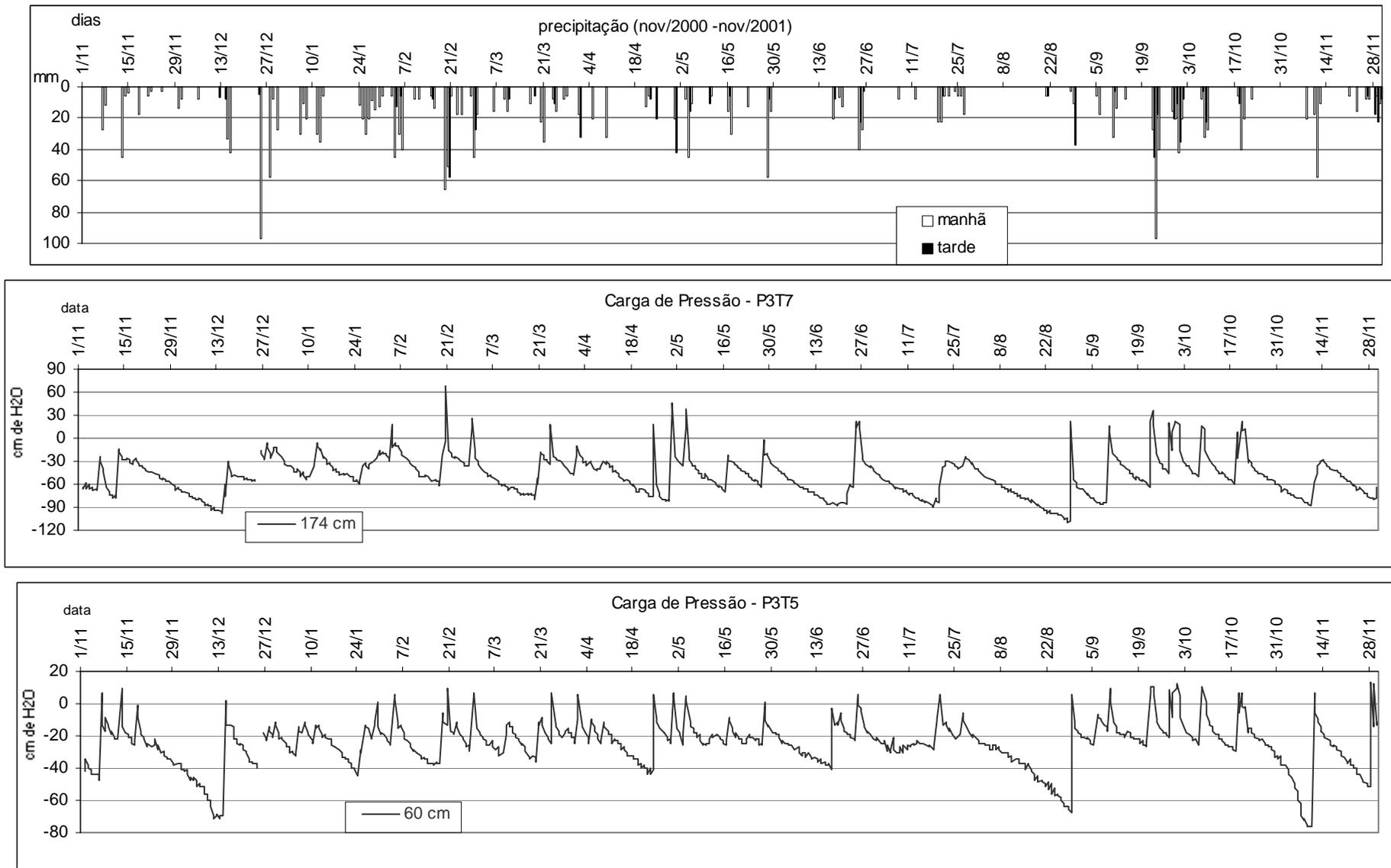


Figura C.11 - Variação anual da carga de pressão nos pontos P3T5 e P3T7

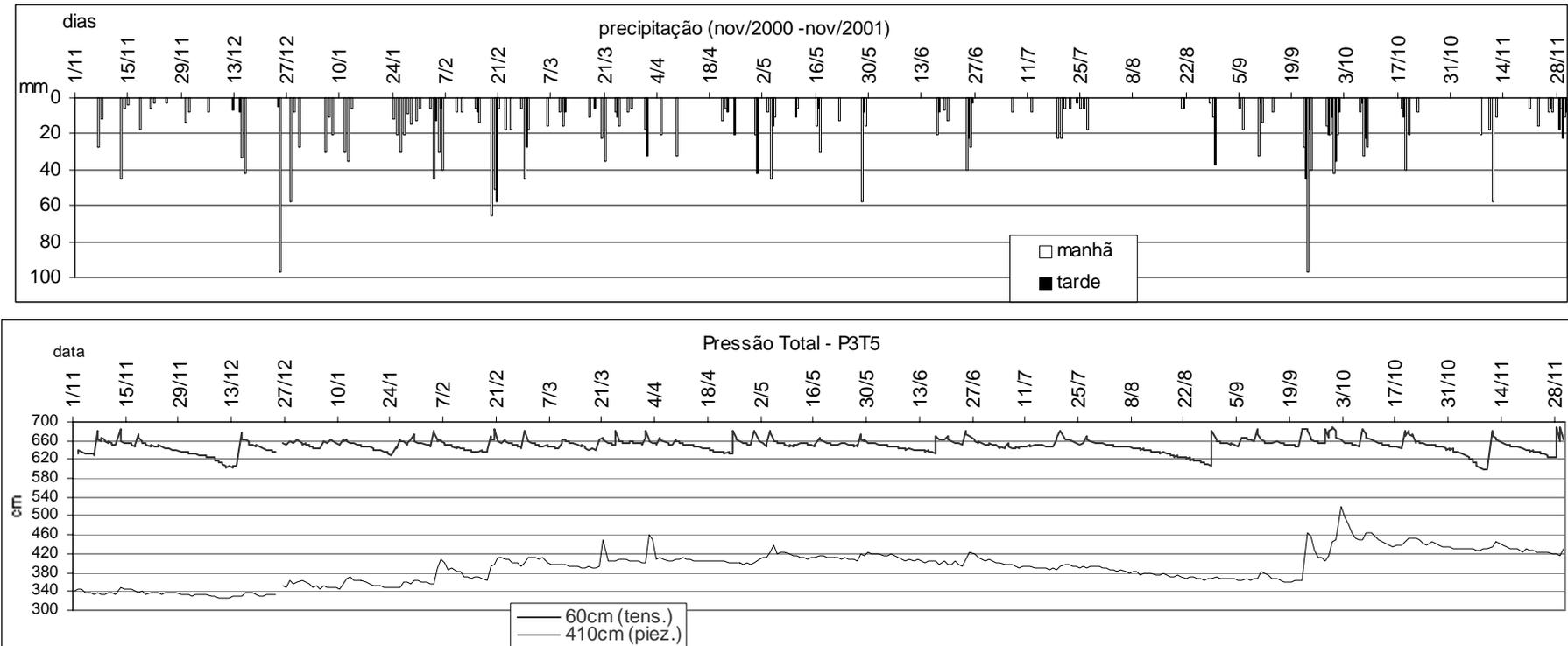


Figura C.12 - Variação anual da pressão total no ponto P3T5

Ponto P3T7 - localizado a montante de P3T5.

T1 – situado à 1.74 m de profundidade, em material de rocha alterada com estrutura conservada, com cor castanha e textura siltico-arenosa. A variação das poro-pressões foi significativa, permanecendo entre – 110 e + 68 cmH₂O (Figura C.11). As maiores sucções foram alcançadas no final de agosto de 2001. Somente as chuvas consecutivas com quase 60 mm distribuídos em uma manhã ou tarde, ocorridas nos dias 19 e 20 de fevereiro de 2001, foram capazes de fazer este instrumento alcançar maiores poro-pressões do que aquelas registradas no episódio de quase 100 mm ocorrido na manhã de 23 de setembro de 2001, ainda que outras chuvas tenham precedido este evento. Contudo, as chuvas do final de abril e início de maio de 2001 e, aquelas do final de junho do mesmo ano, as quais alcançaram aproximadamente 40mm em uma manhã ou tarde, foram sentidas por este instrumento e o fizeram ultrapassar a saturação, sendo portanto possível extrair daí que este comportamento esteja relacionado à intensidade deste eventos citados. As poro-pressões ficaram abaixo da saturação na maior parte do período de monitoramento, e a drenagem era rápida após o instrumento alcançar poro-pressões positivas e o nível de saturação.

Toposseqüência 05:

Ponto P5T4 - situado no lado nordeste do setor estudado da encosta

T1 – este instrumento encontrava-se à 0.60 m de profundidade, em material areno-argiloso (Figura C.13). Apresentou poro-pressões que variaram de – 174 a + 12 cmH₂O (Figura C.14). Esta sucção máxima foi obtida na primeira quinzena de dezembro de 2000 e o instrumento só perdeu a tendência de aumentar as sucções com o evento de chuva de 33 mm ocorrido na manhã do dia 13/12/2001; antes desse evento, episódios com chuvas de 8 mm não mudaram a tendência para a perda de umidade. Nem mesmo o período seco do final de agosto de 2001 alcançou sucções tão elevadas, provavelmente em razão das taxas de evapotranspiração serem mais baixas no inverno e também porque o ano de 2001 foi mais úmido do que 2000. De qualquer forma, no restante do período de monitoramento, este instrumento foi muito sensível à chegada de precipitações. Nos eventos mais significativos de chuvas com mais de 40 mm e precedidos de outros eventos anteriores, foi alcançada a saturação e, algumas vezes, foram medidas poro-pressões positivas. Em geral, as poro-pressões permaneceram em torno do intervalo de 0 a -40 cmH₂O.

T2 – o instrumento estava localizado à 1.30 m de profundidade, em material arenoso e a 20 cm acima de um bloco. A variação das poro-pressões foi menor do que a registrada no instrumento superior, abrangendo de – 39 a + 56 cmH₂O (Figura C.14). Episódios de chuva com mais de 20 mm em uma manhã ou tarde, precedidos por outros eventos de chuva, eram sentidos por este instrumento e o faziam alcançar a saturação, contudo precipitações mais abundantes poucas vezes o fizeram alcançar poro-pressões positivas, com exceção daquelas ocorridas em fevereiro e setembro de 2001. Por outro lado, as chuvas menos significativas do final de junho e de julho de 2001 foram sentidas por ele de forma expressiva, alcançando mais de 30 cmH₂O de poro-pressões positivas. É provável que este fato esteja ligado à intensidade destes episódios chuvosos. Em geral, este instrumento permaneceu com mais umidade do que aquele mais superficial.

A análise do gráfico de pressão total (Figura C.15) mostra que quase não existe atraso na resposta do instrumento mais profundo à entrada dos eventos chuvosos em relação àquele mais superficial, com exceção

de alguns eventos, como aquele de meados de junho de 2001. O comportamento das pressões totais nestes instrumentos foi muito semelhante, ainda que a drenagem no instrumento mais profundo tenha sido mais lenta em relação ao mais raso. As linhas representando o comportamento das cargas de pressão total nunca se encontram, evidenciando a presença de fluxo descendente entre eles (infiltração).

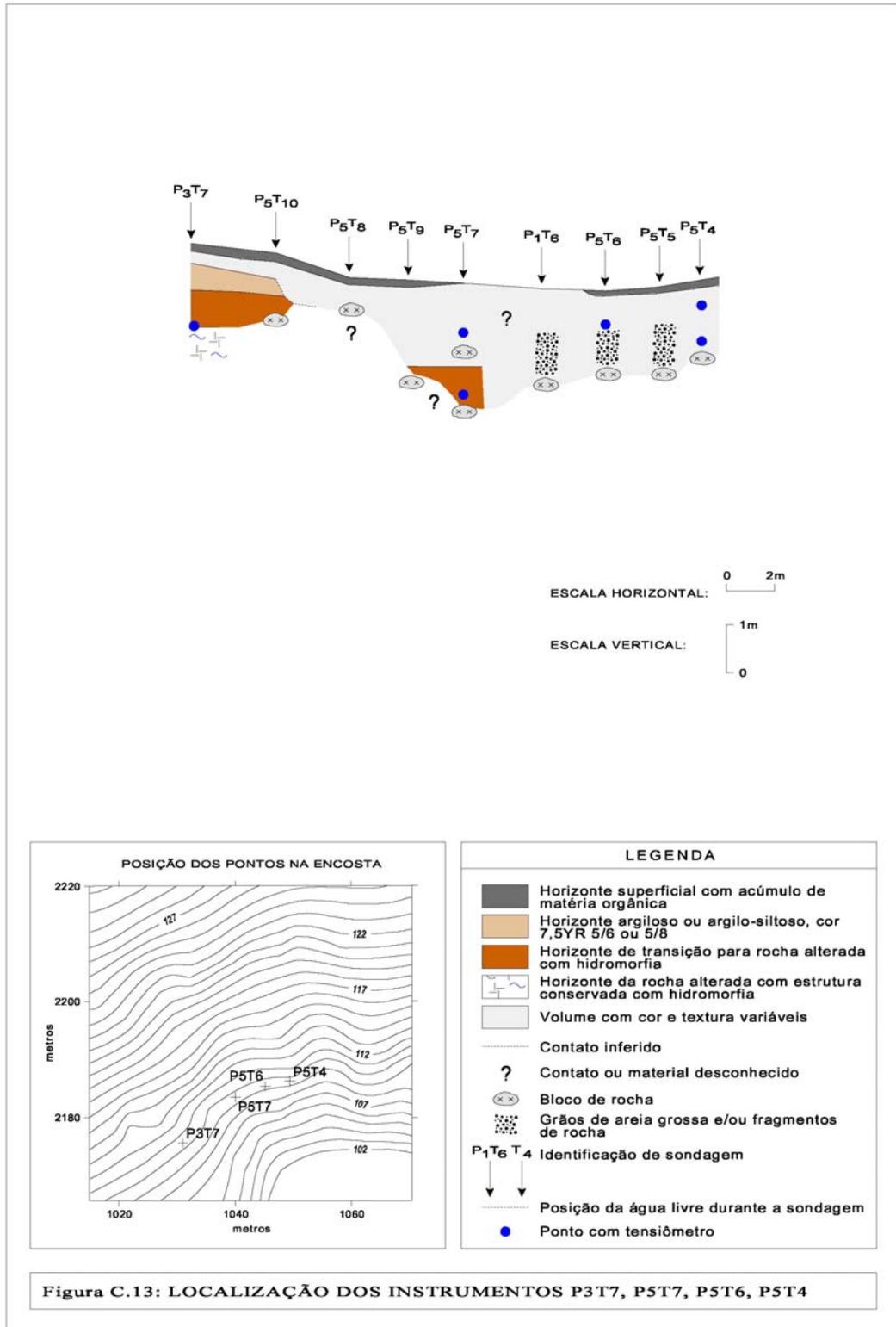
Ponto P5T6 - localizado à sudoeste de P5T4.

T1 – o instrumento estava situado à 0.72 m de profundidade, em material areno-argiloso com pequenos fragmentos de rocha. As poro-pressões variaram de -53 a $+28$ cmH_2O durante o período de monitoramento (Figura C.14). As maiores sucções foram alcançadas nas primeiras quinzenas de dezembro de 2000 e de novembro de 2001, provavelmente em função das taxas de evapotranspiração destes períodos terem sido maiores. As chuvas mais abundantes de fevereiro e de setembro de 2001 fizeram o instrumento alcançar poro-pressões positivas maiores do que 20 cmH_2O , porém, os eventos chuvosos do final de abril e do início de maio de 2001, que apresentaram mais de 60 mm em uma tarde e em uma manhã precedidos por outros eventos chuvosos, criaram condições para a manutenção de poro-pressões positivas com cerca de 20 cmH_2O . Provavelmente este comportamento do instrumento se deva à intensidade destes eventos de precipitação. As chuvas com menos de 5 mm em uma manhã ou tarde do final de agosto não foram sentidas por este instrumento, somente aquele episódio do dia 28/08/2001, com quase 40 mm em uma tarde precedido por um evento de 10 mm pela manhã, é que foi capaz de produzir recarga de umidade nesta profundidade.

Ponto P5T7 - situado à sudoeste de P5T6.

T1 – este instrumento estava localizado à 1.02 m de profundidade, em material areno-argiloso. A carga de pressão variou de -47 a $+103$ cmH_2O . o valor máximo de sucção neste instrumento foi alcançado na primeira quinzena de dezembro de 2000 (Figura C.16). Em geral, o instrumento apresentou valores de poro-pressão próximos da saturação, principalmente no período mais chuvoso do verão de 2001 e em setembro e outubro deste mesmo ano. Ele era muito sensível à entrada de precipitações, principalmente aquelas com mais de 20 mm precedidas por outros eventos chuvosos. As chuvas do final de abril e início de maio de 2001, além daquela do final de julho de 2001, também foram muito sentidas por este instrumento, produzindo picos de subidas semelhantes aos dos períodos mais chuvosos de fevereiro e setembro de 2001.

T2 – o instrumento foi instalado a uma profundidade de 2.36 m, em material siltoso, acinzentado, transição para a rocha alterada, acima de um bloco. As poro-pressões variaram de -35 a $+186$ cmH_2O , tendo sido o valor mais baixo encontrado na primeira quinzena de dezembro de 2000 e o mais alto em fevereiro de 2001, após episódios de chuvas consecutivos com cerca de 60 mm em uma manhã ou tarde (Figura C.16). Mesmo as chuvas com mais de 20 mm durante uma manhã ou tarde, precedidas ou não por outros eventos chuvosos, já faziam este instrumento alcançar poro-pressões positivas. A drenagem após a chuva tornava-se rápida quando os valores de pressão excediam a $+40$ cmH_2O , mas, em seguida, ficava mais lenta, preservando a umidade nesta profundidade. Durante o mês de setembro de 2001, este instrumento permaneceu com poro-pressões positivas ou junto da saturação em resposta às chuvas abundantes deste período. O mês de fevereiro também apresentou chuvas abundantes, porém houve momentos de drenagem abaixo da saturação nesta profundidade.



Elaboração: Geóg. Edna Lindaura Luiz

Digitalização e edição: Geóg. José Henrique Vilela (abr/03)
Fones: 48xx225-7487 e 9981-9512

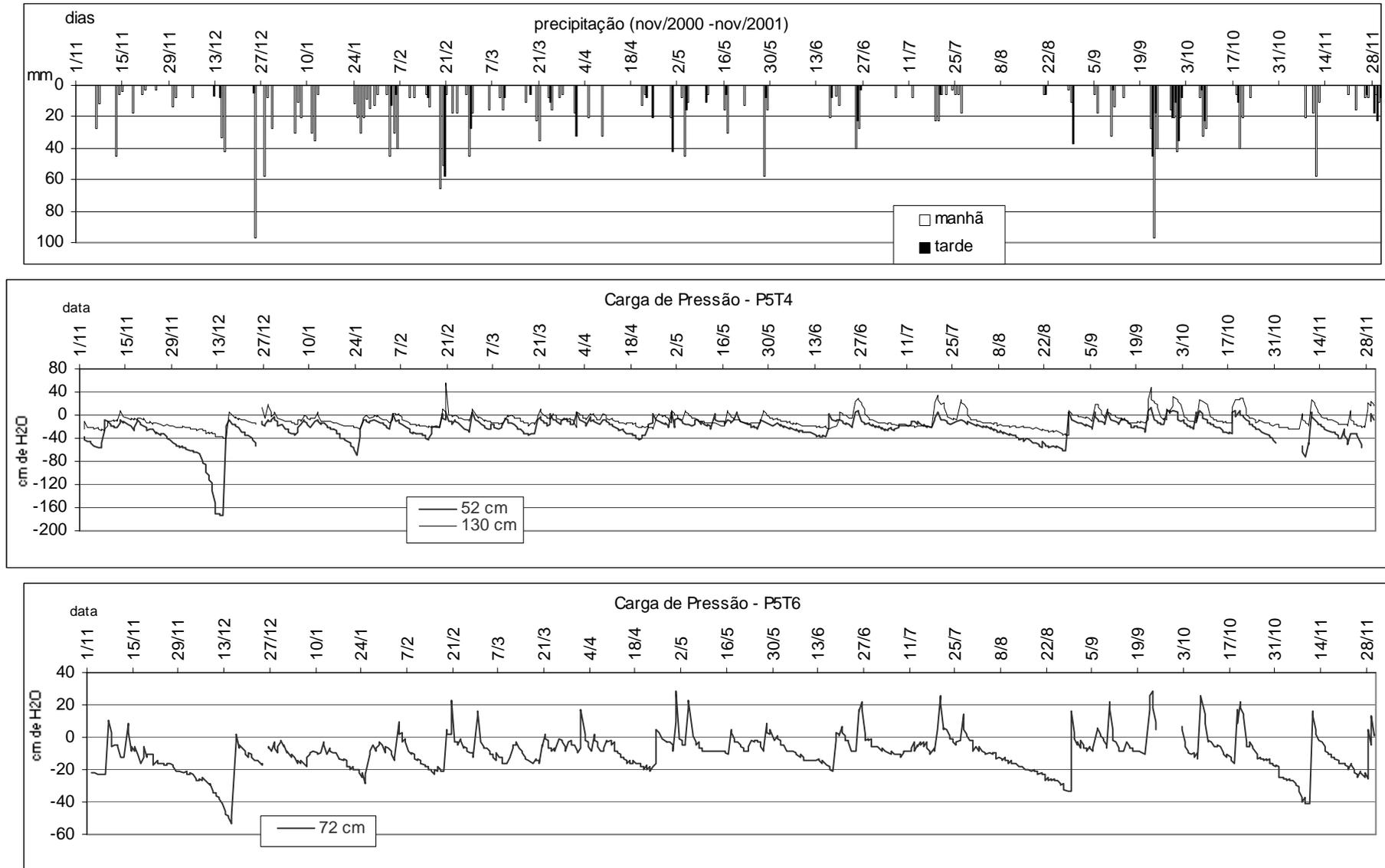


Figura C.14 - Variação anual da carga de pressão nos pontos P5T4 e P5T6

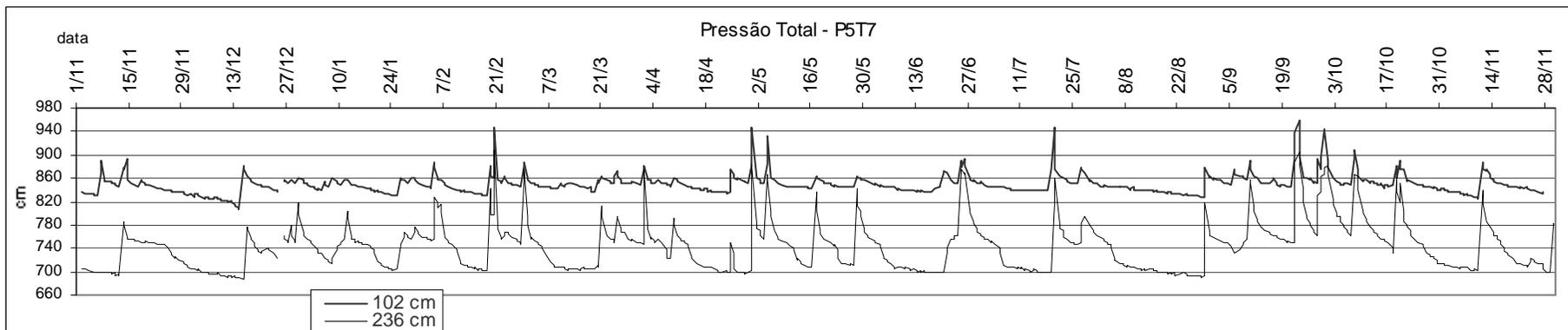
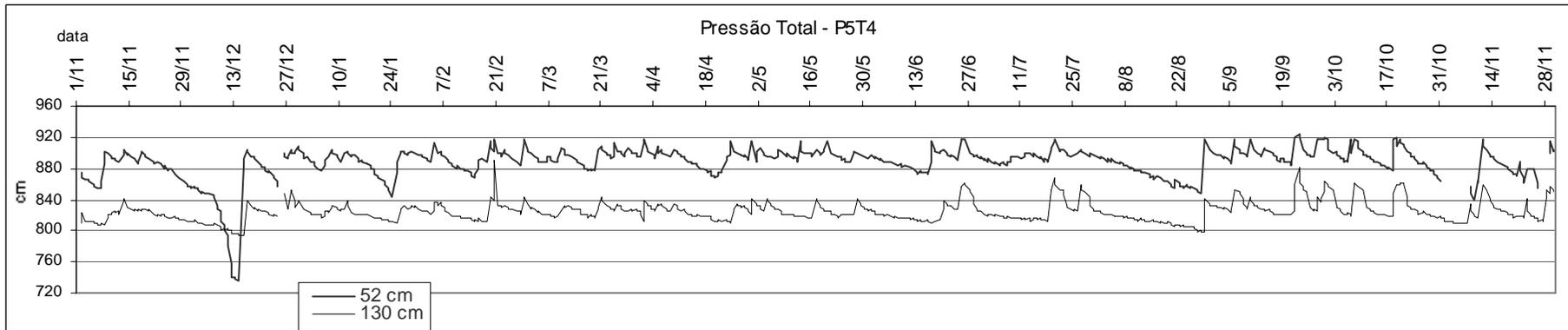
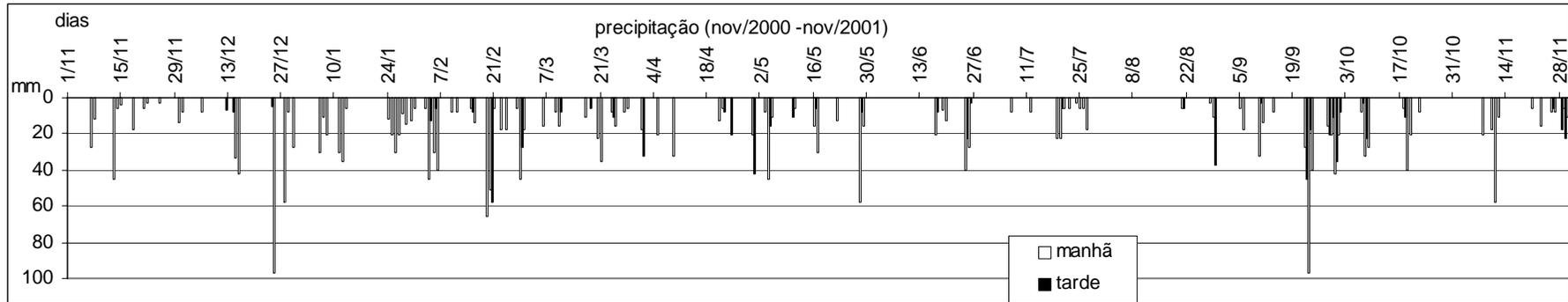


Figura C.15 - Variação anual da pressão total nos pontos P5T4 e P5T7

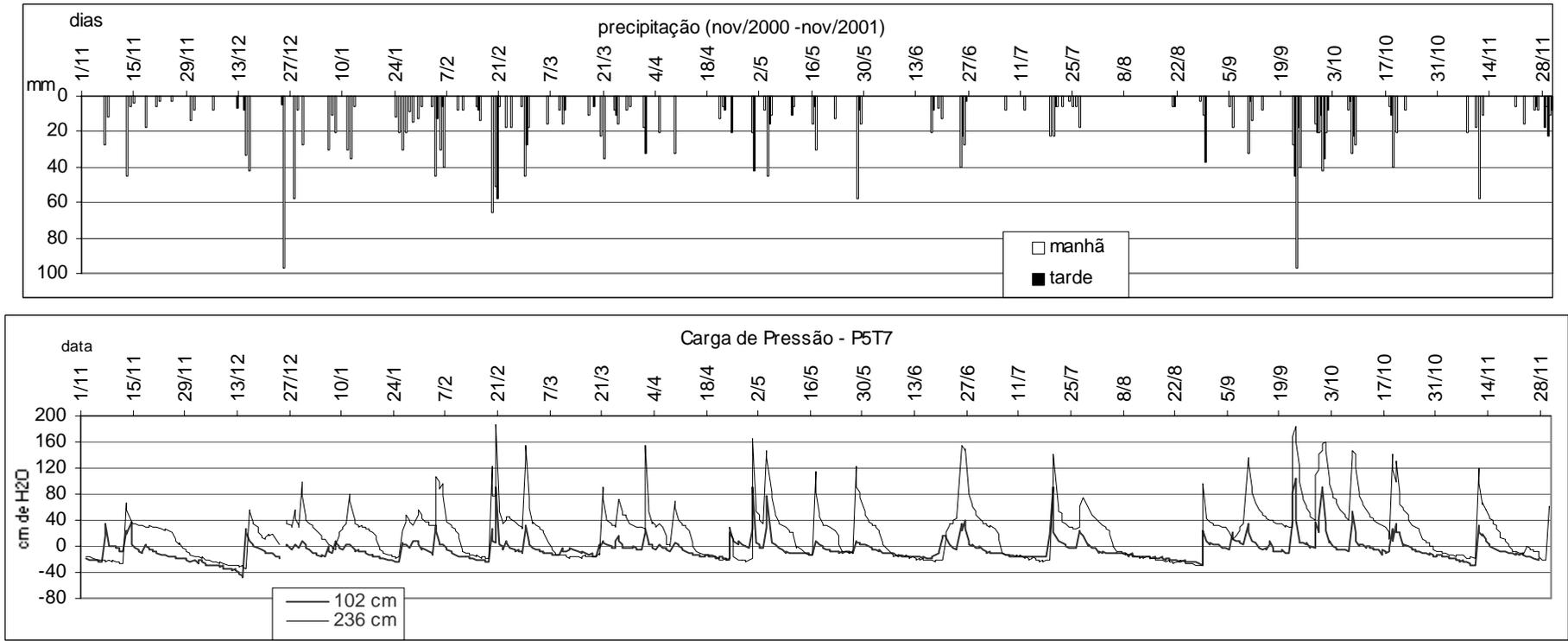


Figura C.16 - Variação anual da carga de pressão no ponto P5T7

Talvez, neste caso, esteja implicado também as maiores taxas de evapotranspiração, apesar da grande profundidade deste instrumento. Nos períodos úmidos do verão e do mês de setembro de 2001, este instrumento respondia à entrada de umidade ao mesmo tempo que o instrumento mais raso, mas nos momentos mais secos, ele respondia com atraso.

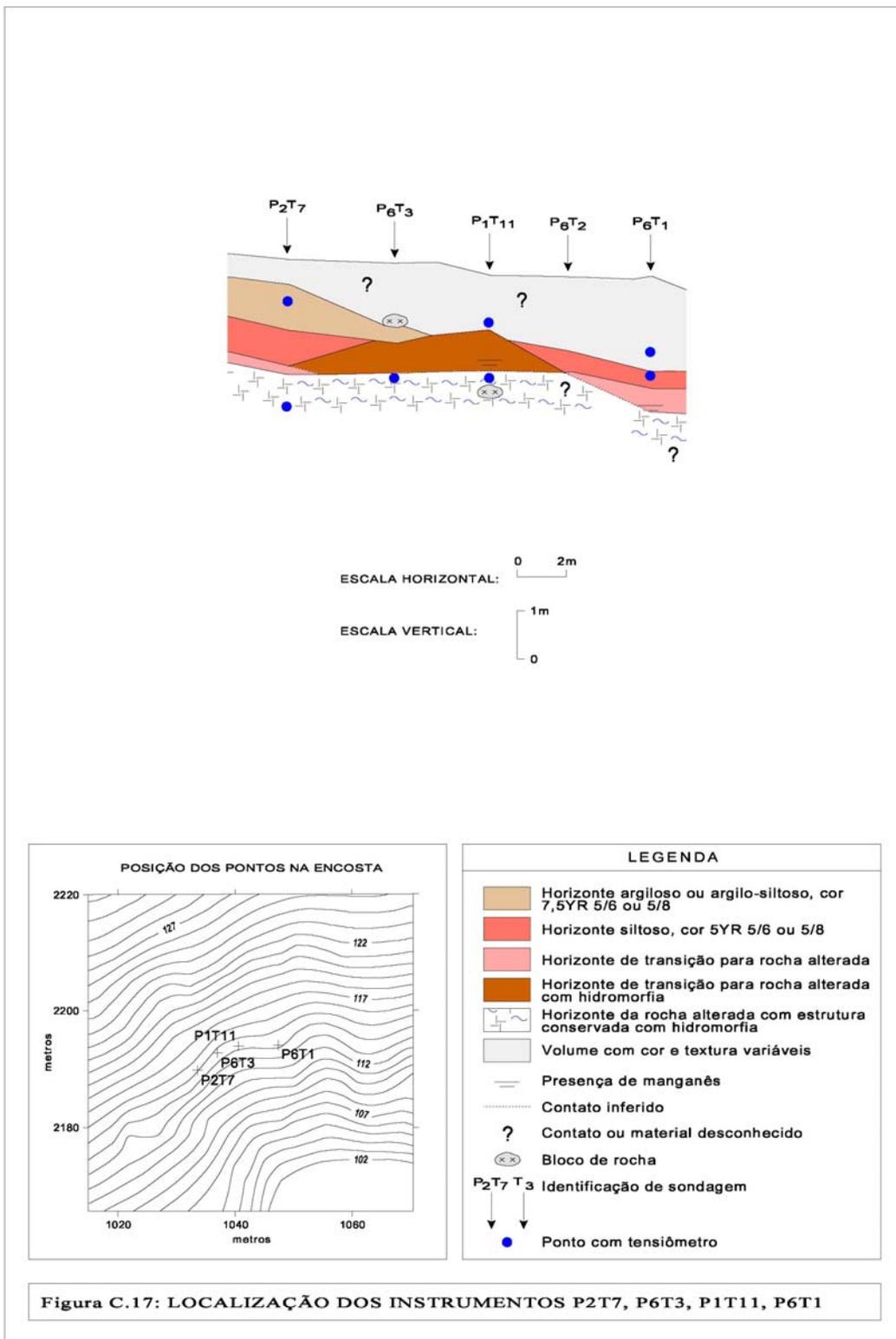
O comportamento da pressão total (Figura C.15) nos dois instrumentos instalados neste ponto mostra uma maior amplitude de variação no instrumento mais profundo, sendo que geralmente a variação era sempre para a saturação e as poro-pressões positivas. Em alguns momentos de fevereiro, maio, junho e setembro de 2001, os valores de carga total entre os dois instrumentos quase se igualaram, o que demonstra fluxo lateral, pois as pressões são hidrostáticas. Mesmo assim, a significativa recarga exibida pelo instrumento mais profundo nas chuvas mais abundantes e/ou intensas parece não ser resposta apenas da infiltração, pois o instrumento mais superficial não demonstrou aumento tão significativo da umidade nestes mesmos episódios. Desta forma, o instrumento mais profundo pode ter sido alimentado também por fluxos laterais.

Toposseqüência 06:

Ponto P6T1 - situado no lado nordeste do setor estudado da encosta.

T1 – este instrumento encontrava-se à 1.50 m de profundidade, em material areno-argiloso (Figura C.17). A carga de pressão variou de – 53 a + 111 cmH₂O durante o período de monitoramento (Figura C.18). A maior variação registrada neste instrumento diz respeito aos valores de poro-pressões positivas. O instrumento permaneceu com valores de umidade muito próximos da saturação ao longo de todo o período de monitoramento. As chuvas mais abundantes de fevereiro de 2001 não fizeram com que esse instrumento alcançasse altos valores de poro-pressões positivas, mas sim valores apenas um pouco acima do nível da saturação; contudo, as chuvas menos abundantes do final de abril e início de maio e as de final de julho foram mais sentidas por este instrumento e alcançaram poro-pressões positivas maiores. É possível que este local onde estava instalado o instrumento seja mais sensível à intensidade das chuvas e não somente à sua quantidade.

T2 – este instrumento foi instalado somente em março de 2001, à uma profundidade de 2.00 m, em material síltico-argiloso, com mica e grãos de feldspato, transição para a rocha alterada com estrutura conservada. A variação das poro-pressões abrangeu de – 19 a + 113 cmH₂O (Figura C.18). Este instrumento apresentou poro-pressões positivas durante quase todo o período de monitoramento, com algumas exceções nos intervalos com dias sem chuvas, incluindo o mês de agosto de 2001, durante o qual praticamente não houve episódios chuvosos. Portanto, este lugar é muito úmido. As chuvas ocorridas no final de abril e início de maio de 2001 e aquelas do final de setembro de 2001 produziram picos de subida que drenavam rápido até + 40 cmH₂O, passando a ser mais lenta abaixo deste valor. Em geral, este instrumento respondia simultaneamente com o mais raso à entrada de chuvas, contudo, em 19/07/2001, ele respondeu mais rapidamente ao evento de chuva do que o instrumento mais superficial. Já o evento de chuva do final de agosto de 2001 foi sentido por ele com um certo atraso em relação ao instrumento mais raso, pois estava apresentando maiores sucções naquele momento.



Elaboração: Geóg. Edna Lindaura Luiz

Digitalização e edição: Geóg. José Henrique Vilela (abr/03)
Fones: 48xx225-7487 e 9981-9512

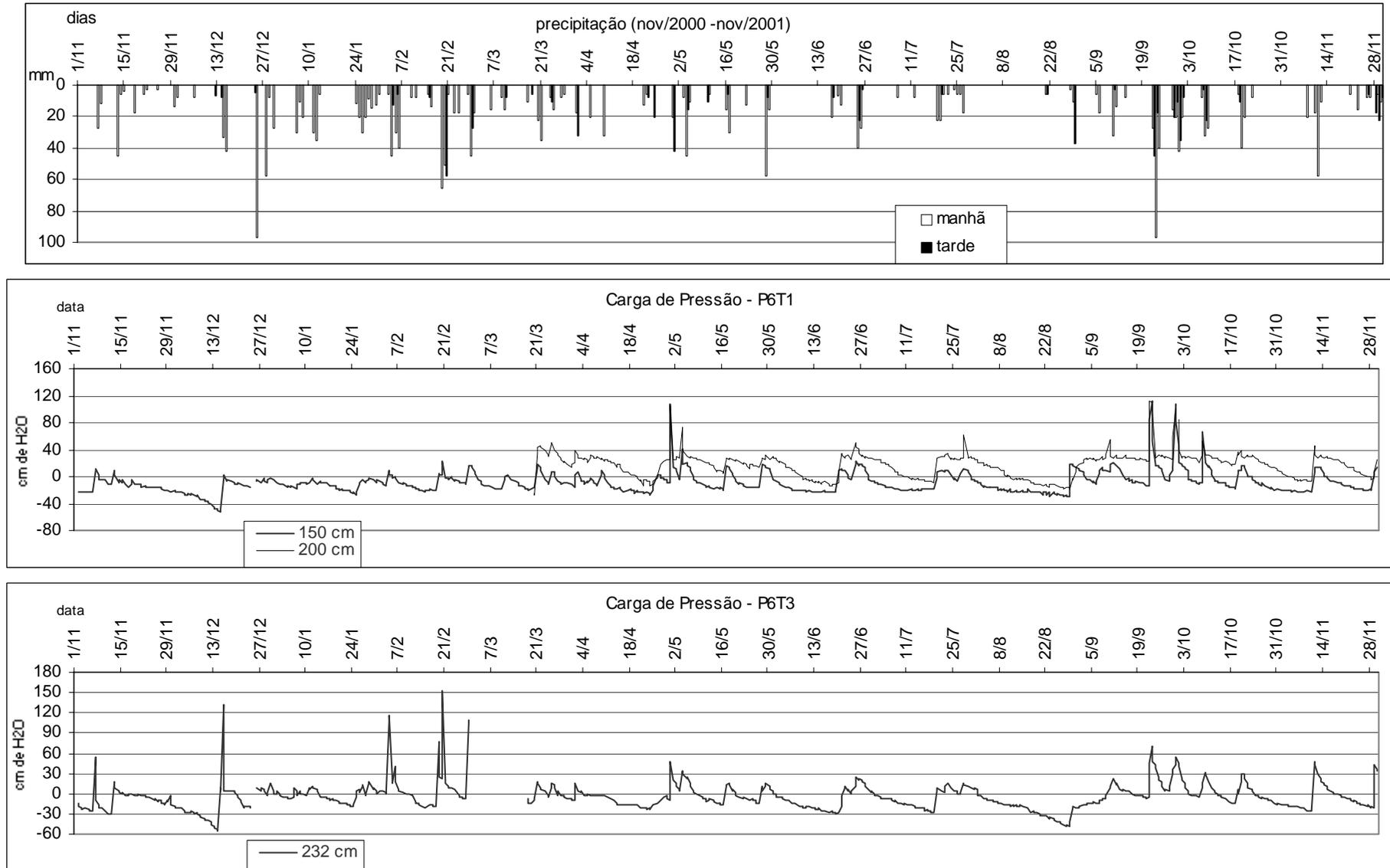


Figura C.18 - Variação anual da carga de pressão nos pontos P6T1 e P6T3

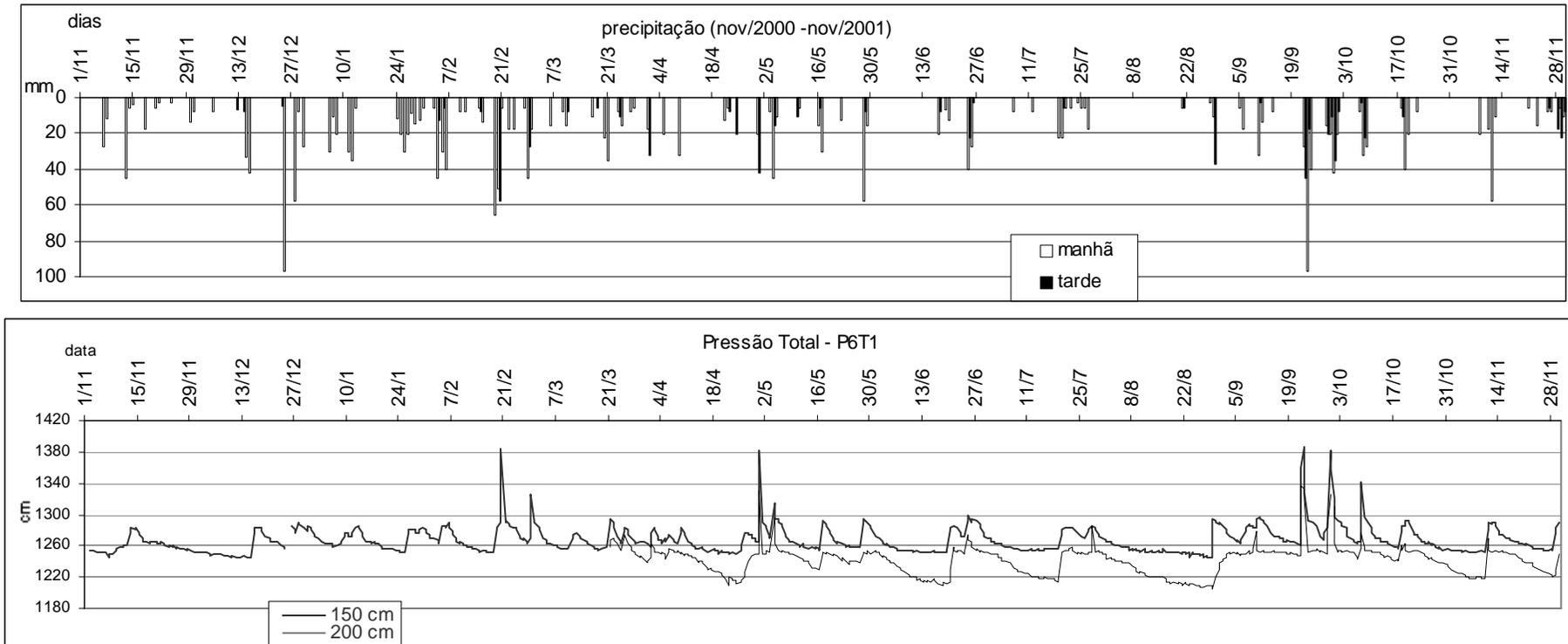


Figura C.19 - Variação anual da pressão total no ponto P6T1

A análise das pressões totais nos dois instrumentos instalados neste ponto (Figura C.19) mostra que não existe atraso na resposta do instrumento mais profundo à entrada dos eventos chuvosos em relação àquele mais superficial e, também, que eles possuem um comportamento muito semelhante, ainda que a situação de drenagem no instrumento mais profundo seja mais lenta. As linhas que representam a variação das cargas de pressão total nos instrumentos nunca se encontram, o que demonstra a presença de fluxo descendente entre eles, porém, nas chuvas do final de abril e início de maio de 2001 e naquelas que ocorreram no final de setembro de 2001, a elevação da carga de pressão do instrumento mais profundo quase fez com que a carga total dos dois instrumentos se tornassem iguais. Ao que parece, o instrumento mais profundo também recebe recarga lateral.

Ponto P6T3 - localizado à oeste de P6T1.

T1 – este instrumento foi instalado no final de outubro de 2000, mas apresentou problemas e foi reinstalado em março de 2001 no mesmo lugar. Ele estava situado à 2.32 m de profundidade, em material de cor bruna e textura siltico-arenosa, constituindo o contato com a rocha alterada com estrutura conservada. As medidas obtidas até fevereiro de 2001 não serão analisadas, pois mostraram comportamento diferente daquele encontrado após a reinstalação do instrumento em março de 2001, principalmente, quanto aos picos de subida nos episódios de chuva mais significativos; portanto serão analisadas somente as cargas de pressão registradas após março de 2001. As poro-pressões permaneceram entre -49 e $+70$ cmH₂O, demonstrando uma pequena variação durante o período de medição de março a novembro de 2001 (Figura C.18). Poucos eventos de chuva fizeram este instrumento ultrapassar a saturação, mas a drenagem era lenta. Como nos outros instrumentos já comentados, as chuvas do final de abril e início de maio de 2001, e também aquelas que ocorreram no final de setembro de 2001, foram as que alcançaram as maiores poro-pressões positivas, enquanto o período praticamente sem chuvas do inverno de 2001 foi o responsável pelas maiores sucções. Em uma análise geral, este instrumento também estava instalado em um lugar úmido, apesar de ele não ter apresentado grandes valores de poro-pressão positiva, porém também não apresentou valores de sucções (poro-pressões negativas) muito elevados durante todo o período de monitoramento.

Perfil dos pontos E1 e E3:

Ponto E1 - situado no lado nordeste do setor estudado da encosta.

T1 – este instrumento encontrava-se à 0.51 m de profundidade, em material argilo-arenoso (Figura C.20). A carga de pressão variou de -244 a $+7$ cmH₂O durante o período de monitoramento (Figura C.21). A maior variação neste instrumento foi para os valores de poro-pressões negativas (sucções). As maiores sucções foram alcançadas em dezembro de 2001 e as maiores poro-pressões positivas foram obtidas nas chuvas excepcionais de 23/09/2001. O material, nesta profundidade, respondia às precipitações, mas raramente apresentava poro-pressões positivas, sendo que, muitos episódios de chuvas significativas simplesmente diminuíam um pouco as sucções, não conseguindo ao menos alcançar o nível da saturação.

T2 – este instrumento foi instalado em uma profundidade de 1.02 m, em material argilo-arenoso, com alguns pequenos fragmentos de rocha (Figura C.21). A variação das poro-pressões permaneceu entre -76 e $+40$ cmH₂O. Este material também respondia aos eventos de precipitação, principalmente às chuvas com mais de

20 mm que caíram em uma manhã ou tarde e que já tinham sido precedidas por outros eventos chuvosos, porém, foram poucos os episódios de chuva mais significativos, precedidos ou não por outros eventos, que produziram poro-pressões positivas. Ainda assim, este instrumento alcançou picos maiores de pressões positivas do que o instrumento mais superficial.

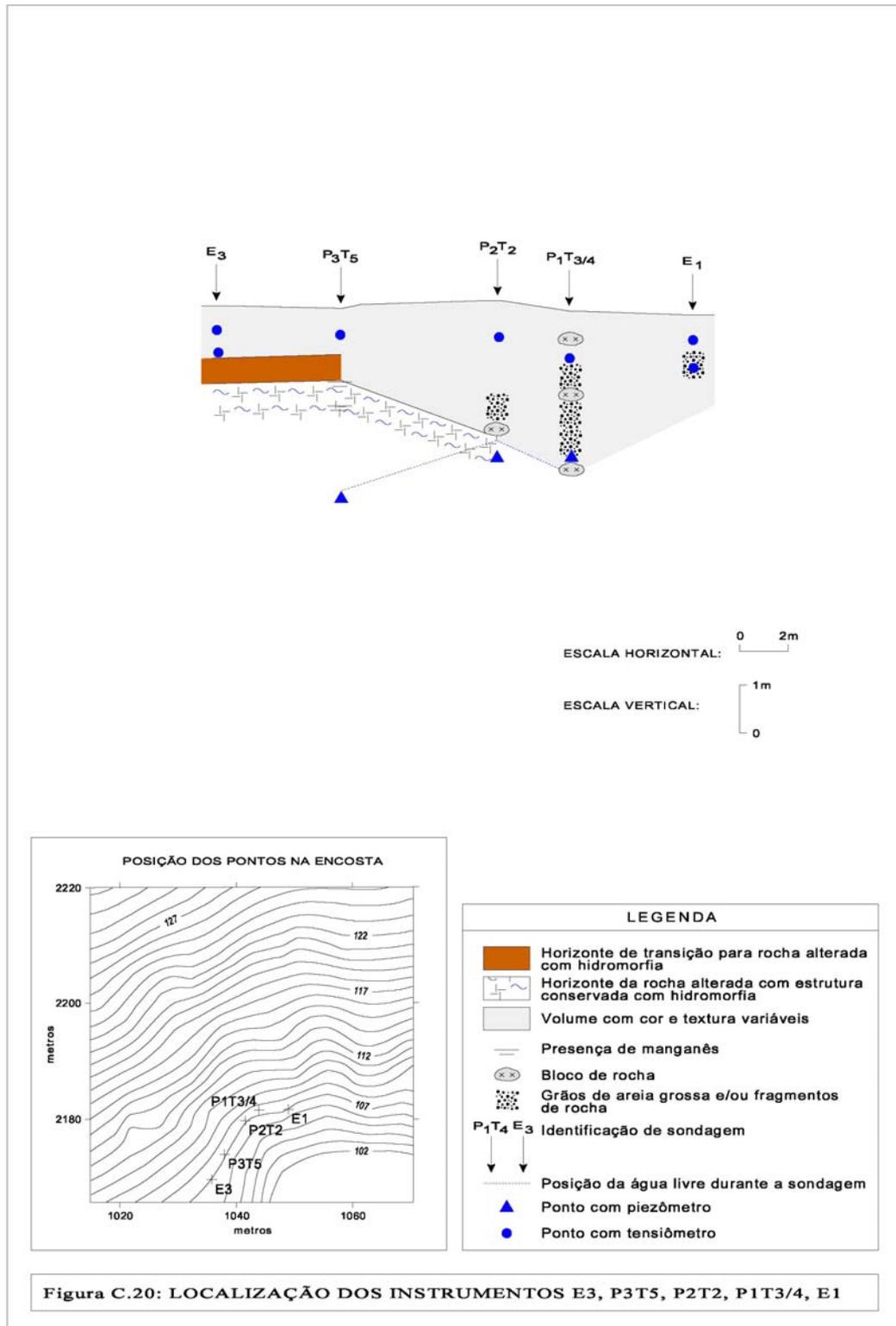
A observação do gráfico das pressões totais (Figura C.22). indica que os dois instrumentos instalados neste ponto apresentam comportamento muito semelhante das pressões totais e que o fluxo entre eles é descendente, ou seja, infiltração, e, ainda que, é pequeno o atraso da recarga do mais profundo em relação ao mais raso.

Ponto E3 - situado no lado oposto da encosta em relação ao ponto E1.

T1 – este instrumento encontrava-se à 0.48 m de profundidade, em material argilo-arenoso. As poro-pressões variaram de – 155 a + 34 cmH₂O durante o período de monitoramento (Figura C.21). Os maiores valores de poro-pressões negativas (sucções) ocorreram na primeira quinzena de dezembro de 2000, no final de agosto de 2001 e na primeira quinzena de novembro de 2001, enquanto os maiores valores de poro-pressões positivas foram observados em meados de dezembro de 2000 e em fevereiro, setembro e novembro de 2001. É interessante observar que este instrumento foi muito sensível à recarga oferecida pelo evento de chuva ocorrido na manhã do dia 11/11/2001, com 57 mm, e precedido por outro evento de 17 mm na manhã do dia anterior. Este instrumento apresentou variações maiores nos valores de poro-pressões em relação ao instrumento instalado na mesma profundidade no ponto E1, descrito anteriormente, alcançando valores altos de sucção mais freqüentemente do que aquele.

T2 – este instrumento foi instalado à 0.91 m de profundidade, em material argilo-arenoso, com algumas litorrelíquias (Figura C.20). A variação das poro-pressões ficou entre – 160 e + 40 cmH₂O. Este instrumento apresentou sucções muito altas; por isso respondia às chuvas mais significativas que ocorreram após um período mais seco somente após um dia, em média. Quando já havia precipitações precedentes, mais um impulso de umidade fazia as pressões alcançarem a saturação ou valores positivos. Chuvas com menos de 20 mm em uma manhã ou tarde não mudavam a tendência à drenagem deste material, caso ele apresentasse um valor alto de poro-pressões negativas, com exceção das precipitações de meados de junho de 2001. Os picos de recarga foram maiores neste instrumento do que naquele mais raso.

O gráfico das pressões totais (Figura C.22) mostra que em fevereiro e setembro de 2001, a recarga de umidade no instrumento mais profundo fez com que a sua carga total quase se igualasse àquela do instrumento mais raso, o que implicaria em fluxo lateral, mas o fluxo permaneceu descendente. As cargas de pressão total tiveram comportamentos muito parecidos nos dois instrumentos instalados neste ponto, com maiores variações no instrumento mais profundo.



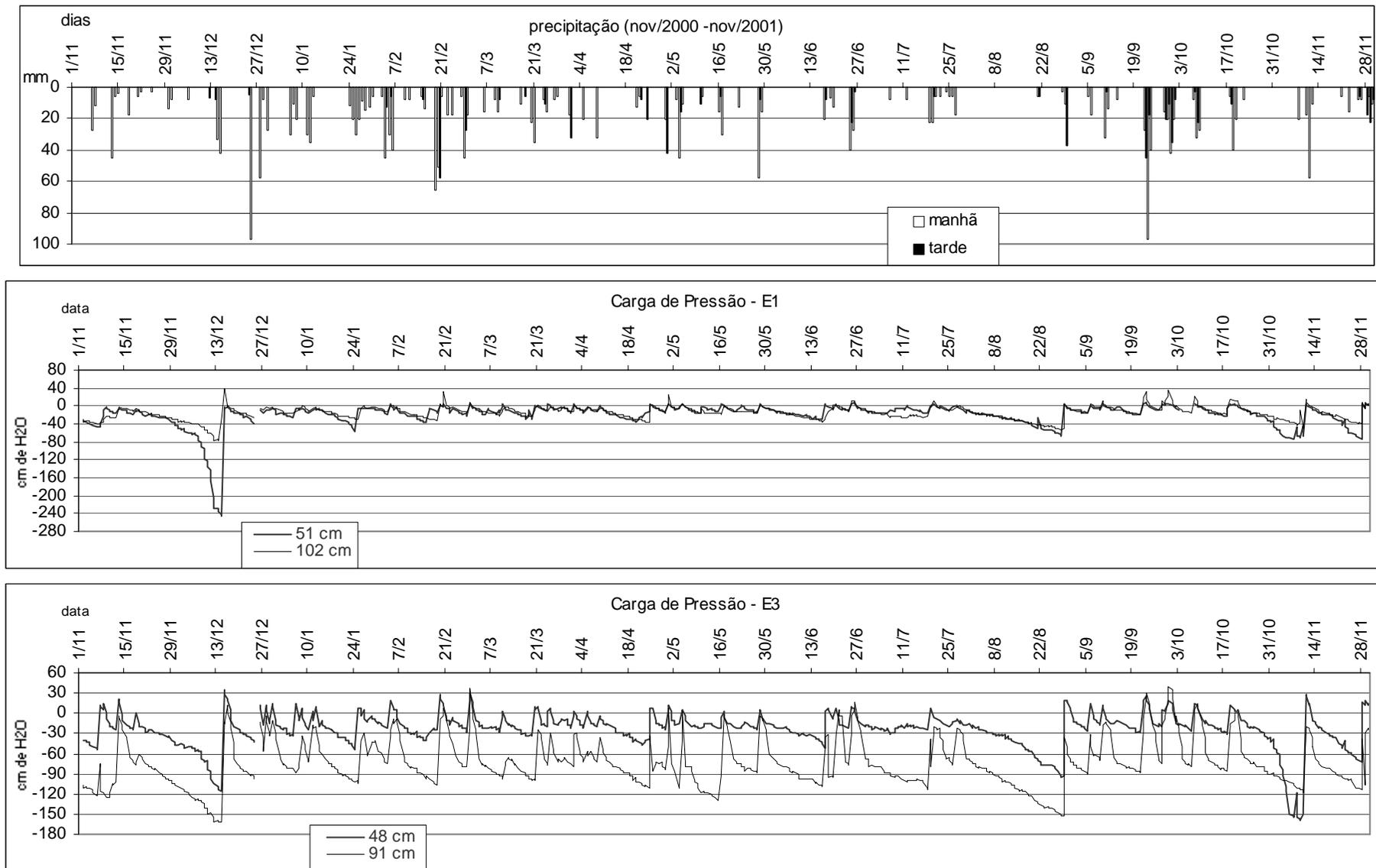


Figura C.21 - Variação anual da carga de pressão nos pontos E1 e E3

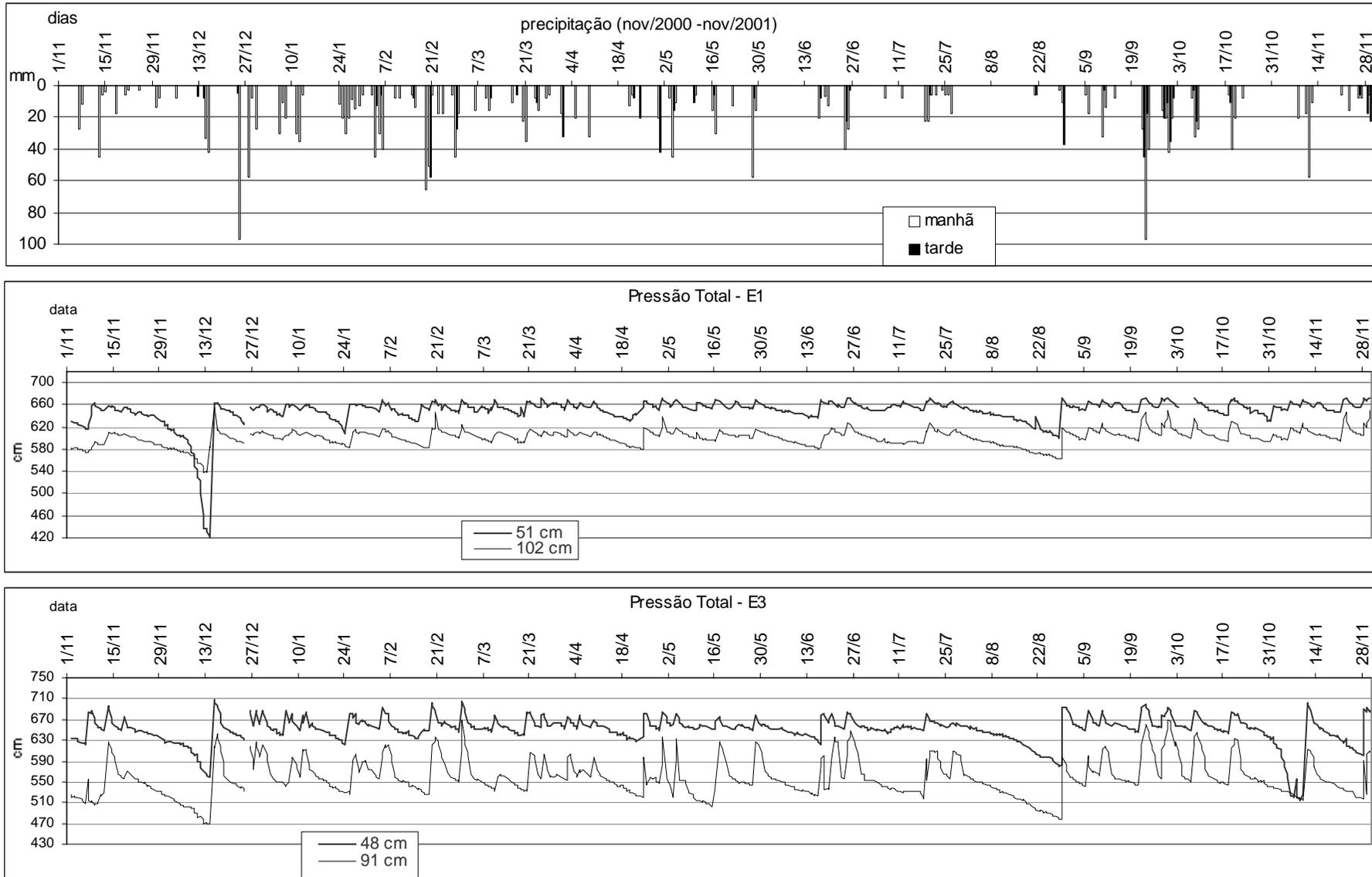


Figura C.22 - Variação anual da pressão total nos pontos E1 e E3

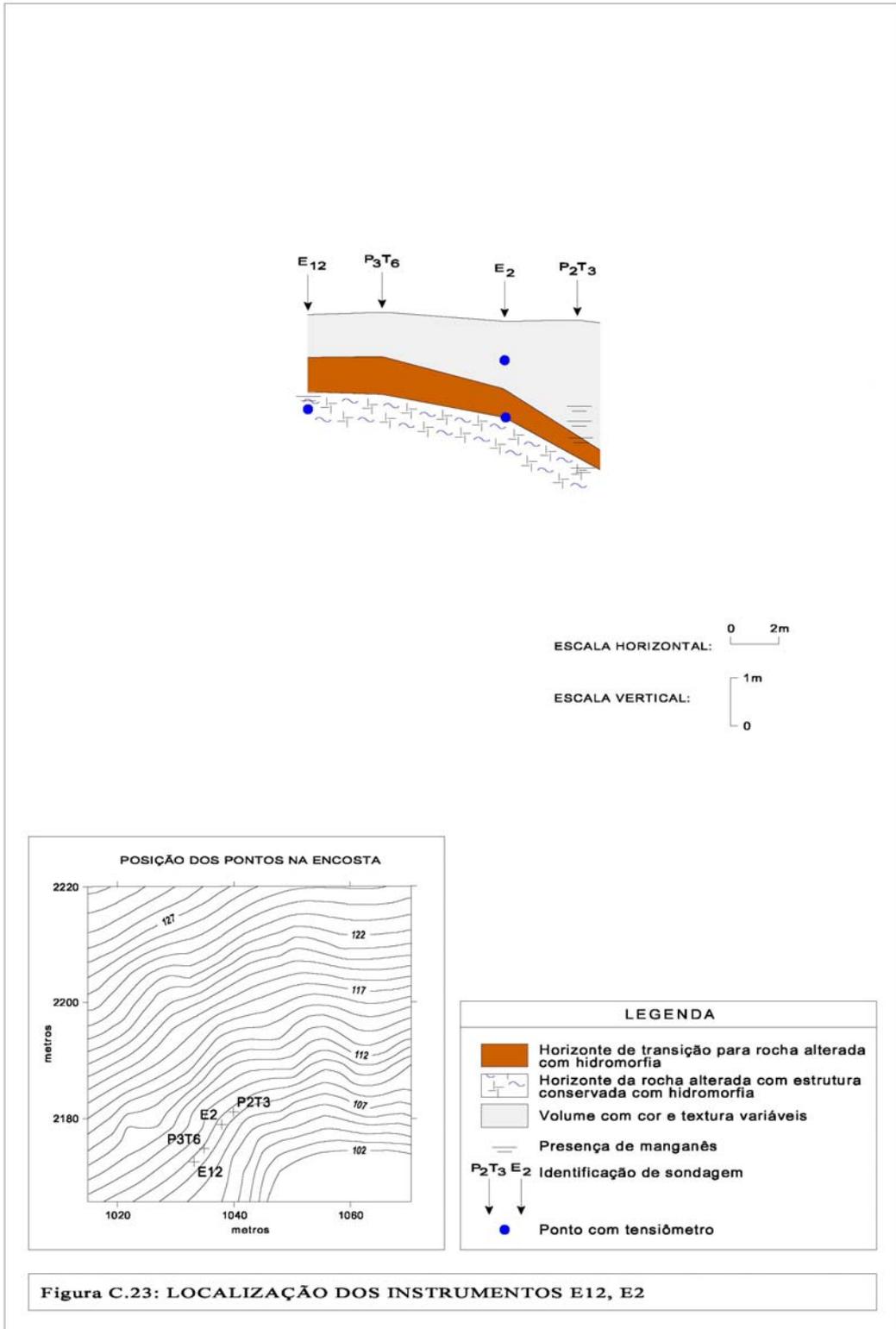
Perfil dos pontos E2 e E12:

Ponto E2 - localizado no centro-sudoeste do setor estudado da encosta.

T1 – este instrumento encontrava-se à 0.84 m de profundidade, em material argilo-arenoso (Figura C.23). A carga de pressão variou de – 51 a + 65 cmH₂O durante o período de monitoramento (Figura C.24). As maiores sucções foram alcançadas em dezembro de 2000, mas no restante do período monitorado, as poro-pressões negativas ficaram em torno de – 30 cmH₂O. Quase todos os eventos de precipitação ocorridos durante este período levaram o instrumento a alcançar a saturação e poro-pressões positivas. As maiores poro-pressões positivas foram obtidas nos eventos de precipitação de 08/10/2001 com 22 mm pela manhã e mais 30 mm à tarde, o que é um dado muito interessante, pois as chuvas com 100 mm de dezembro de 2000 e de setembro de 2001 não produziram um valor tão significativo de poro-pressão positiva. Talvez este fato possa estar relacionado com a intensidade da chuva e com o valor de umidade precedente no solo. O material encontrado nesta profundidade era sempre muito úmido.

T2 – este instrumento foi instalado à uma profundidade de 1.97 m, em material de rocha alterada com estrutura conservada e com presença de hidromorfia (Figura C.23). A variação das poro-pressões foi de – 65 a + 127 cmH₂O (Figura C.24). As maiores sucções foram alcançadas em meados de dezembro de 2000 e no final de agosto de 2001. As poro-pressões positivas mais significativas ocorreram na forma de picos de subida e de descida rápidas. Tais picos foram alcançados em eventos de chuva com mais de 20 mm em uma manhã ou tarde no final de abril e de julho de 2001, sendo que os eventos de precipitação com 100 mm não produziram poro-pressões positivas assim tão elevadas quanto estes eventos citados. Da mesma forma que no instrumento mais raso, localizado neste mesmo ponto, parece que a intensidade da chuva e a quantidade de umidade precedente fatores mais importantes para a elevação das poro-pressões positivas do que a quantidade de precipitação. Este material permaneceu quase sempre muito úmido durante o período de monitoramento.

O gráfico da Figura C.25 mostra que o comportamento das pressões totais dos dois instrumentos instalados neste ponto são semelhantes, o que indica que eles respondem da mesma forma à chegada das precipitações; porém, o instrumento mais profundo foi mais sensível, alcançando tanto maiores sucções quanto maiores poro-pressões positivas. As linhas que representam as pressões totais dos dois instrumentos nunca se encontraram durante o período de monitoramento, apesar de que em alguns momentos ficaram muito próximas, como por exemplo, no final de abril de 2001. Desta forma, pode-se dizer que o fluxo entre eles é descendente, ainda que, a maior amplitude da recarga e descarga de umidade no instrumento mais profundo possa ser devida à passagem de fluxos laterais nesta profundidade.



Elaboração: Geóg. Edna Lindaura Luiz

Digitalização e edição: Geóg. José Henrique Vilela (abr/03)
Fones: 48xx225-7487 e 9981-9512

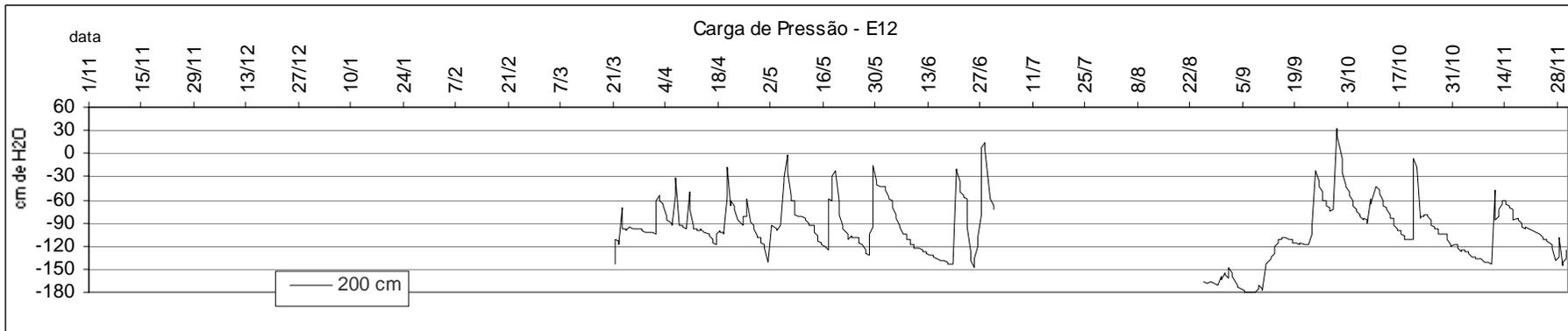
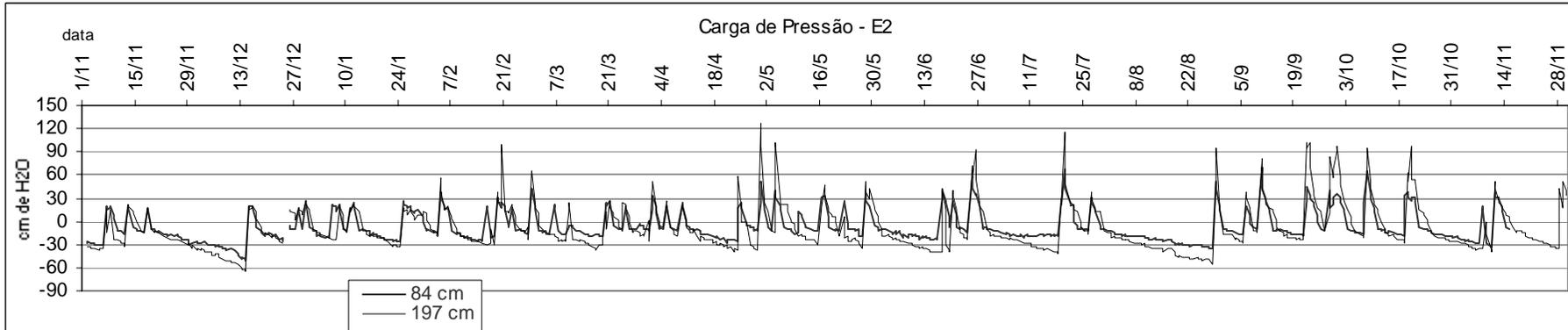
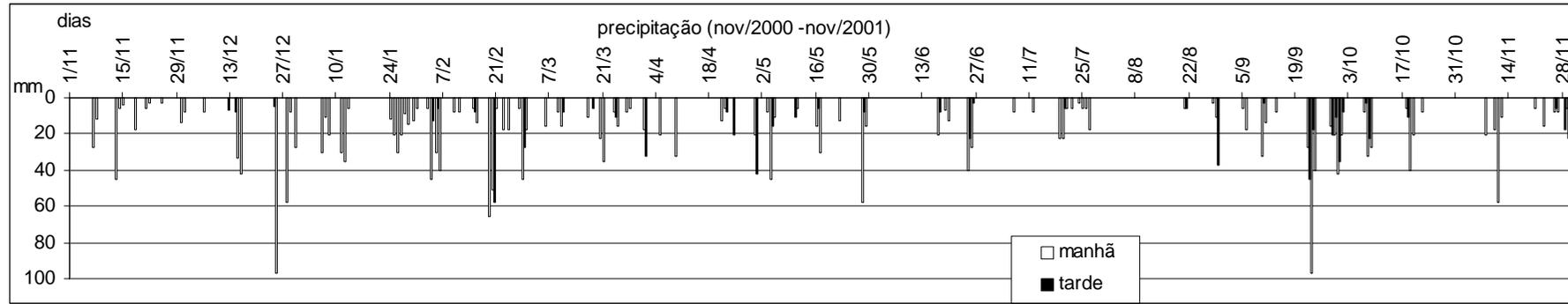


Figura C.24 - Variação anual da carga de pressão nos pontos E2 e E12

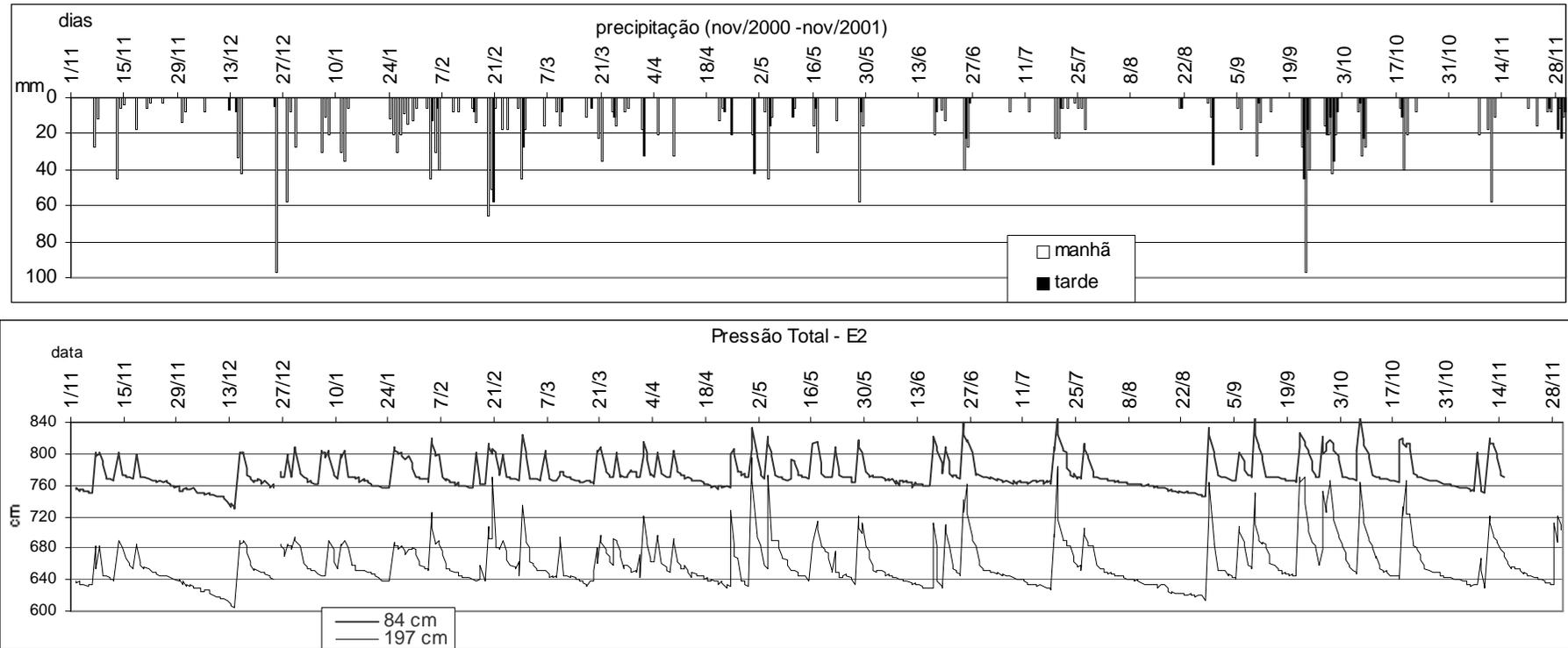


Figura C.25 - Variação anual da pressão total no ponto E2

Ponto E12 - situado mais a sudoeste na encosta em relação ao ponto E2.

T1 – o instrumento encontrava-se à 2.00 m de profundidade, em material siltico-arenoso de rocha alterada com estrutura conservada, com mica e manganês (Figura C.23). Ele foi instalado em março de 2001 e apresentou problemas no seu funcionamento durante o inverno, razão pela qual não há dados disponíveis de poro-pressão referentes a este período. As poro-pressões variaram de -180 a $+33$ cmH₂O durante o período de monitoramento (Figura C.24). Os maiores valores de poro-pressões negativas (sucções) ocorreram no início de setembro de 2001, mas é possível que as sucções tenham sido mais altas durante o inverno. As poro-pressões permaneceram quase sempre abaixo da saturação neste instrumento, com raras exceções, como no final de setembro de 2001. Ele era mais sensível aos eventos de precipitação com 40 mm em uma manhã ou tarde precedidos por outros eventos chuvosos. Os dados de poro-pressão obtidos neste ponto indicam que este local é muito seco em relação aos outros pontos analisados.

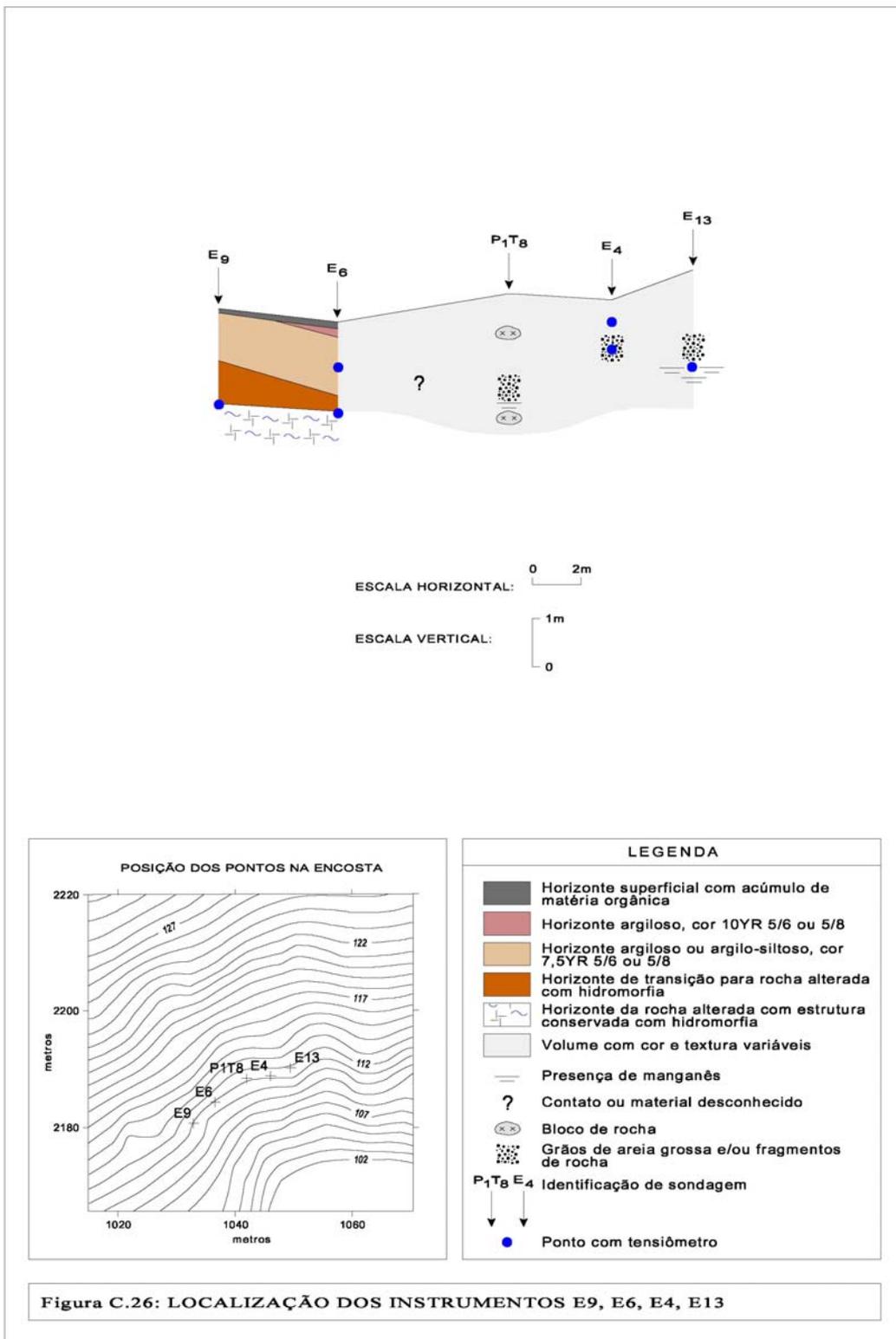
Perfil dos pontos E4, E9, E13:

Ponto E13 - situado no lado nordeste do setor estudado da encosta.

T1 – o instrumento encontrava-se à 2.00 m de profundidade, em material siltico-argilo-arenoso, com mica, 2.5YR 5/8, transição para rocha alterada com estrutura conservada (Figura C.26). Ele foi instalado somente em março de 2001 e apresentou alguns problemas em seu funcionamento no final do período de monitoramento e, por isso, os dados disponíveis são aqueles coletados até 07/11/2001. A variação das poro-pressões permaneceu entre -71 e $+126$ cmH₂O durante o período de monitoramento (Figura C.27). Os maiores valores de poro-pressões negativas (sucções) ocorreram no final de agosto de 2001. Este instrumento foi muito sensível à entrada de precipitações e, em quase todos os episódios, alcançava poro-pressões positivas. O processo de drenagem das poro-pressões após um evento de chuva era lento quando os valores alcançavam até $+60$ cmH₂O, e mais rápido caso as poro-pressões positivas ultrapassassem este valor, voltando a ficar lento quando a poro-pressão caía para abaixo de $+60$ cmH₂O. Os dados de poro-pressão obtidos neste ponto demonstraram que o instrumento está instalado em uma profundidade que recebe e mantém muita umidade.

Ponto E4 - localizado no lado nordeste do setor estudado da encosta, porém mais a sudoeste em relação ao ponto E13.

T1 – este instrumento encontrava-se à 0.53 m de profundidade, em material areno-argiloso, com grãos de feldspato. As poro-pressões variaram de -86 a $+13$ cmH₂O durante o período de monitoramento (Figura C.28), mas as poro-pressões médias ficaram entre -40 cmH₂O e a saturação. As maiores sucções foram alcançadas em meados de dezembro de 2000 e em meados de novembro de 2001. Este instrumento logo perdia umidade após os eventos de chuva e parece ter sido muito influenciado pela evapotranspiração, pois as maiores sucções não ocorreram nos momentos mais secos do período de monitoramento, mas sim naqueles mais quentes da primavera de 2000 e de 2001. Somente os eventos com maior quantidade de precipitação permitiram que este instrumento alcançasse poro-pressões positivas.



Elaboração: Geóg. Edna Lindaura Luiz

Digitalização e edição: Geóg. José Henrique Vilela (abr/03)
Fones: 48xx225-7487 e 9981-9512

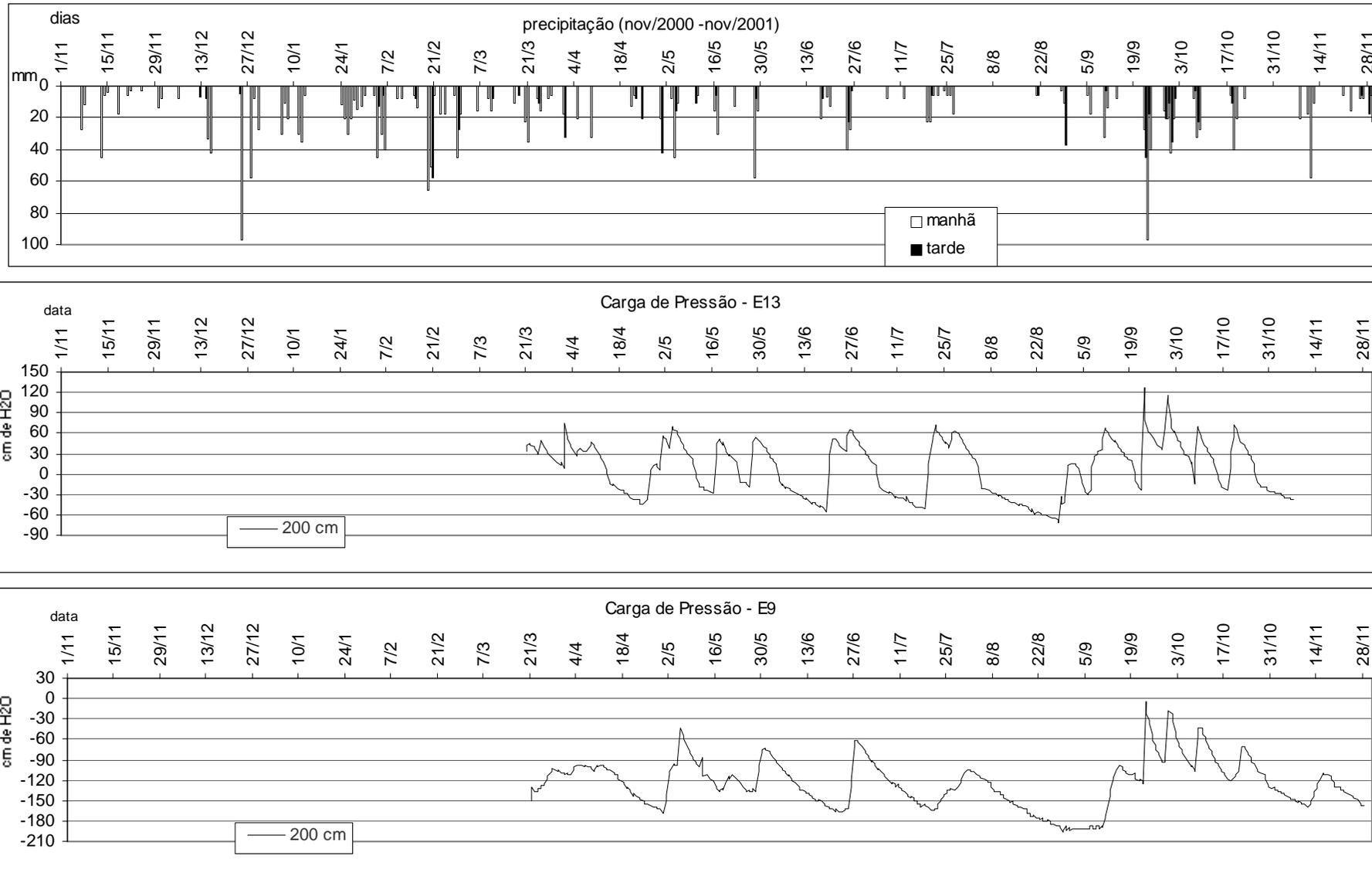


Figura C.27 - Variação anual da carga de pressão nos pontos E13 e E9

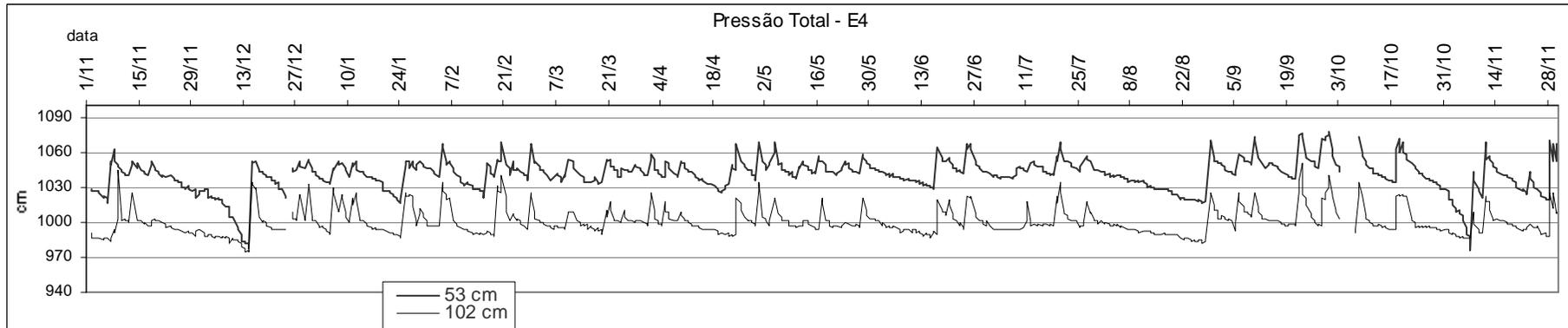
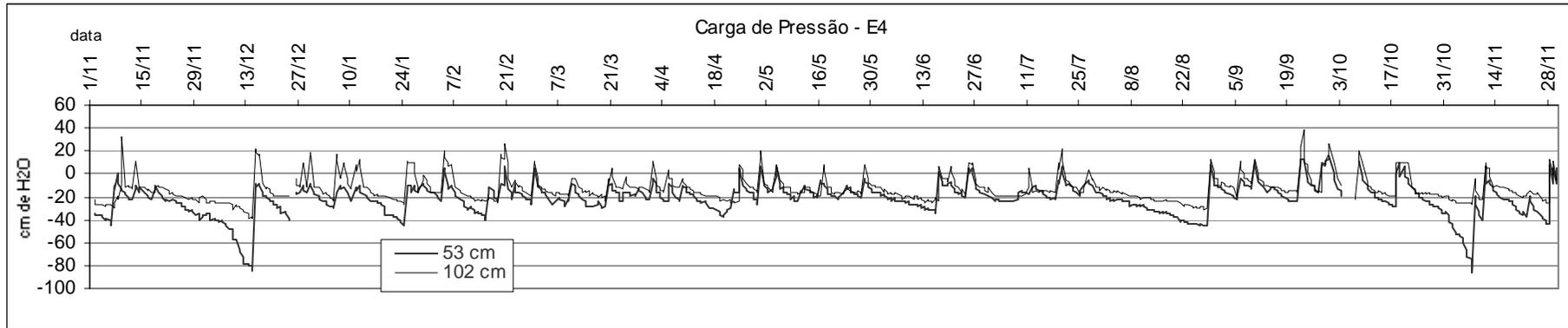
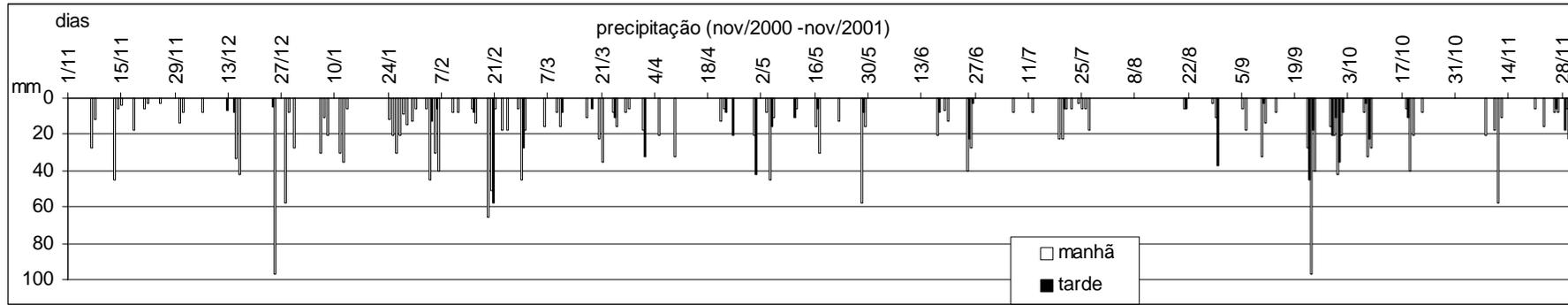


Figura C.28 - Variação anual da carga de pressão e da pressão total no ponto E4

T2 – este instrumento foi instalado à uma profundidade de 1.02 m, em material argilo-arenoso, com litorrelíquias (Figura C.26). A variação das poro-pressões foi menor do que no instrumento mais raso e ficou entre -38 e $+38$ cmH_2O . As maiores poro-pressões negativas foram obtidas em meados de dezembro de 2000 e as maiores poro-pressões positivas foram medidas no episódio de chuvas abundantes de 23/09/2001. Foram registradas durante a maior parte do período de monitoramento poro-pressões entre -20 cmH_2O e a saturação. O instrumento foi sensível em responder aos episódios de chuva, mesmo sem eventos precedentes.

O gráfico da Figura C.28 mostra o comportamento das pressões totais dos dois instrumentos instalados neste ponto. Os valores de pressão total nos dois instrumentos se igualaram quando o instrumento mais superficial perdeu umidade e a sucção foi muito alta. Durante estes momentos, talvez tenha ocorrido fluxos não saturados por capilaridade do material onde estava instalado o instrumento mais profundo e com maior quantidade de umidade em direção ao material mais superficial que se encontrava mais seco. No restante do período de monitoramento, a direção dos fluxos foi descendente.

Ponto E9 - situado no lado sudoeste do setor estudado da encosta.

T1 – o instrumento encontrava-se à 2.00 m de profundidade, em material siltico-argilo-arenoso, com mica, 2.5YR 5/8, na transição para a rocha alterada com estrutura conservada (Figura C.26). Ele foi instalado em março de 2001. A variação das poro-pressões ficou entre -196 e -04 cmH_2O durante o monitoramento (Figura C.27). Os maiores valores de poro-pressões negativas (sucções) ocorreram entre o final de agosto e o início de setembro de 2001. Este instrumento só alcançou o nível de saturação no episódio com 100 mm de chuvas ocorrido na manhã de 23/09/2001, sendo que no restante do período permaneceu com altas sucções. Ele parecia estar instalado em um lugar muito seco.

Perfil do ponto E5:

Ponto E5 - situado no centro-nordeste do setor estudado da encosta.

T1 – o instrumento encontrava-se à 1.49 m de profundidade, em material argilo-siltico-arenoso, com muitas litorrelíquias, transição para a rocha alterada com estrutura conservada (Figura C.29). As poro-pressões ficaram entre -21 e $+61$ cmH_2O (Figura C.30), porém os valores médios de poro-pressão permaneceram entre -10 e $+20$ cmH_2O na maior parte do tempo. As poro-pressões positivas superiores a $+20$ cmH_2O drenavam rápido até alcançar este valor e, abaixo dele, a drenagem era então mais lenta. Os picos mais significativos de subida ocorreram em dezembro de 2000 e em fevereiro e setembro de 2001. Este instrumento estava instalado em um lugar bastante úmido.

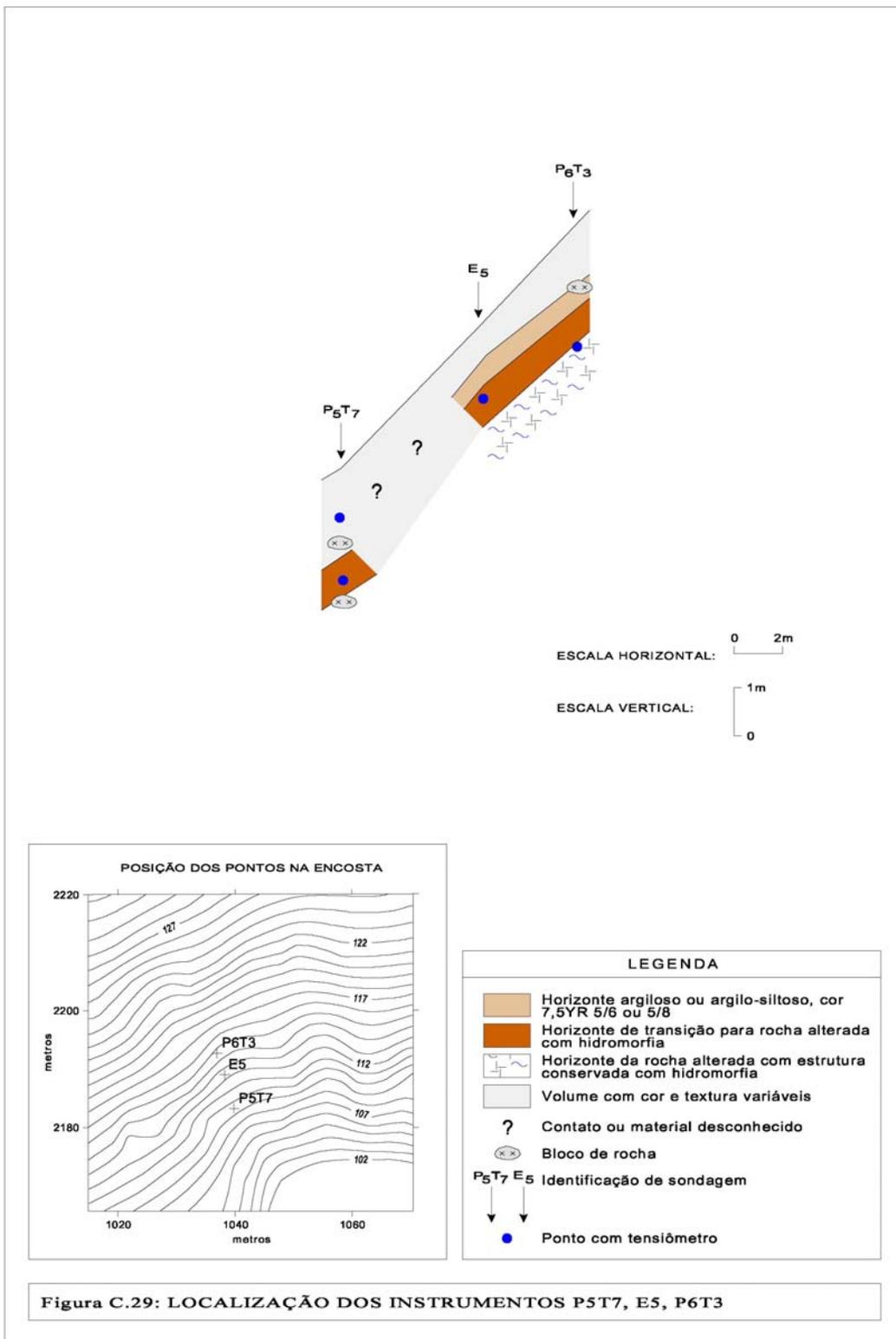


Figura C.29: LOCALIZAÇÃO DOS INSTRUMENTOS P5T7, E5, P6T3

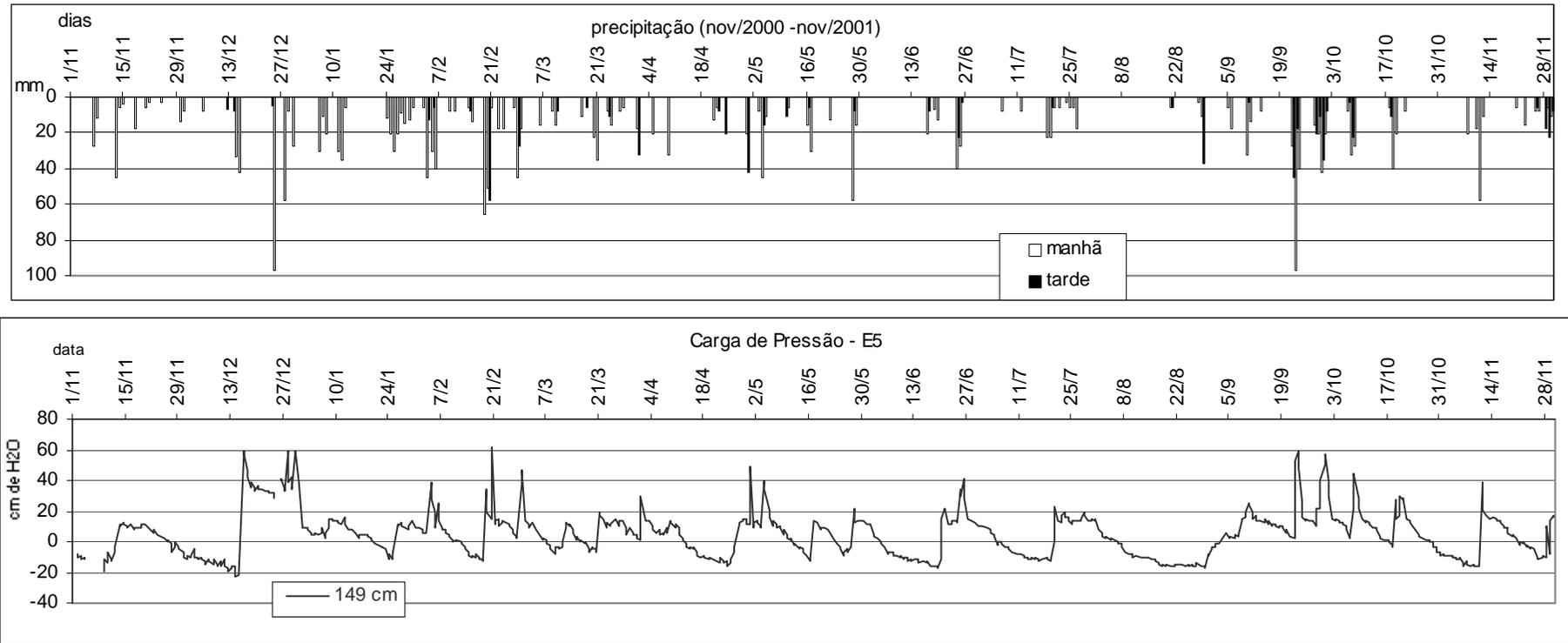


Figura C.30 - Variação anual da carga de pressão no ponto E5

Perfil dos pontos E7, E11:

Ponto E7 - situado no lado sudoeste do setor estudado da encosta.

T1 – o instrumento estava localizado à uma profundidade de 2.00 m, em material síltico-arenoso de rocha alterada com estrutura conservada compacto e avermelhado (Figura C.31). Ele foi instalado em março de 2001 e apresentou variação das poro-pressões entre $- 131$ e $+ 21$ cmH₂O (Figura C.32). Este instrumento passou a maior parte do período de monitoramento com sucções, tendo sido poucos os episódios de chuva que o fizeram alcançar a saturação e poro-pressões positivas. Tais episódios foram aqueles com mais de 20 mm em uma manhã ou tarde e seguidos por outros eventos precedentes. Mesmo os eventos com maior quantidade de chuvas ocorridos em setembro e outubro de 2001 não fizeram com que este instrumento ultrapassasse o valor de $+ 20$ cmH₂O de poro-pressões positivas, sendo a drenagem após estes eventos rápida. O instrumento estava instalado em um lugar mais seco.

Ponto E11 - situado no lado sudoeste do setor estudado mais próximo da base da encosta

T1 – o instrumento estava localizado na profundidade de 2.00 m, em material areno-siltoso de rocha alterada com estrutura conservada, com presença de muita mica (Figura C.31). Ele foi instalado em março de 2001 e apresentou problemas de funcionamento durante o inverno, não permitindo a coleta de dados de poro-pressão durante este período. As poro-pressões variaram de $- 40$ a $+ 109$ cmH₂O (Figura C.32). Este instrumento passou a maior parte do período de monitoramento com saturação ou com poro-pressões positivas, sendo que respondia rápido à entrada de chuvas. A drenagem era rápida acima dos 20 cmH₂O de poro-pressão positiva e abaixo deste valor era mais lenta. As sucções eram alcançadas nos intervalos com mais de 10 dias sem chuvas. Este instrumento estava instalado em um lugar muito úmido.

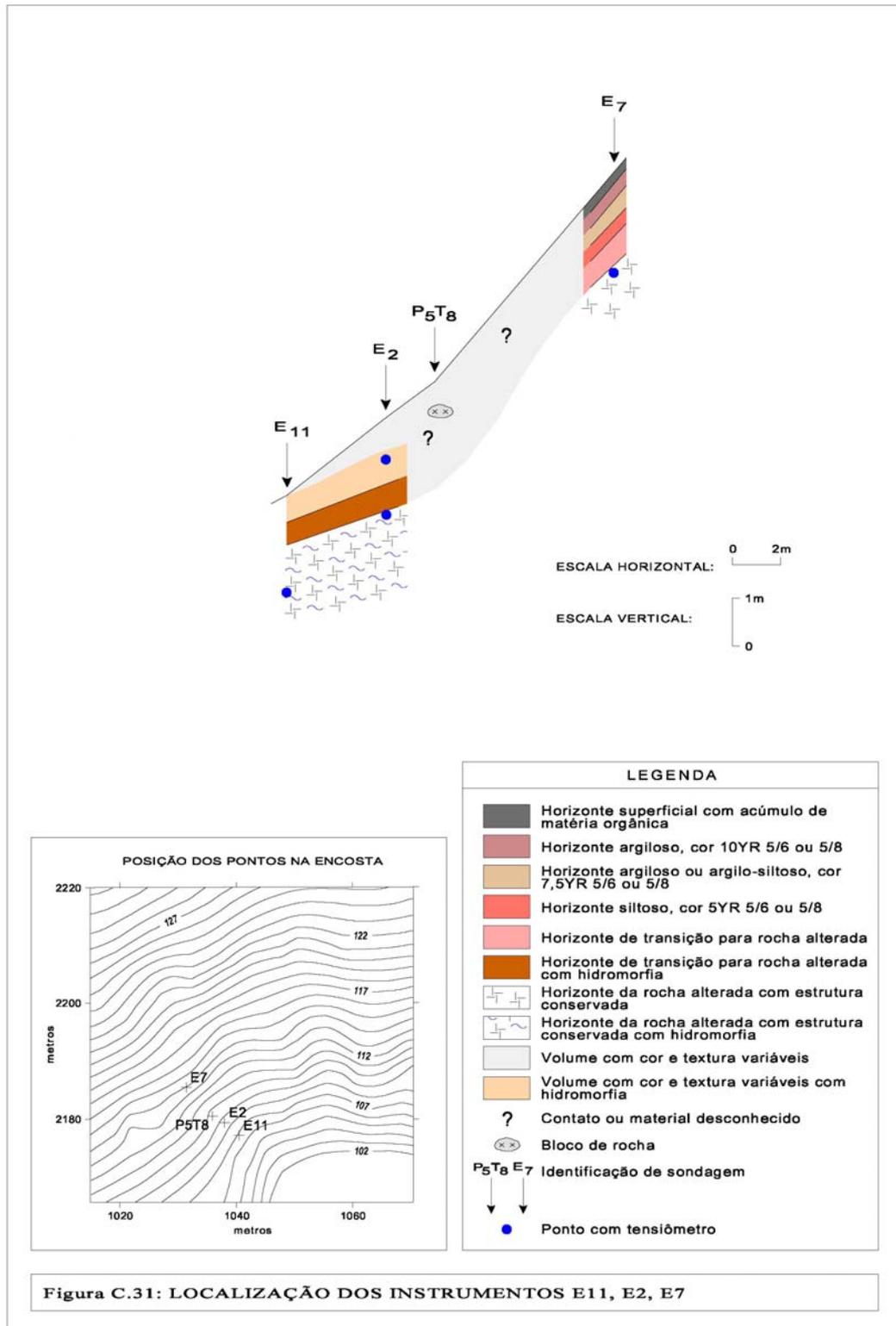


Figura C.31: LOCALIZAÇÃO DOS INSTRUMENTOS E11, E2, E7

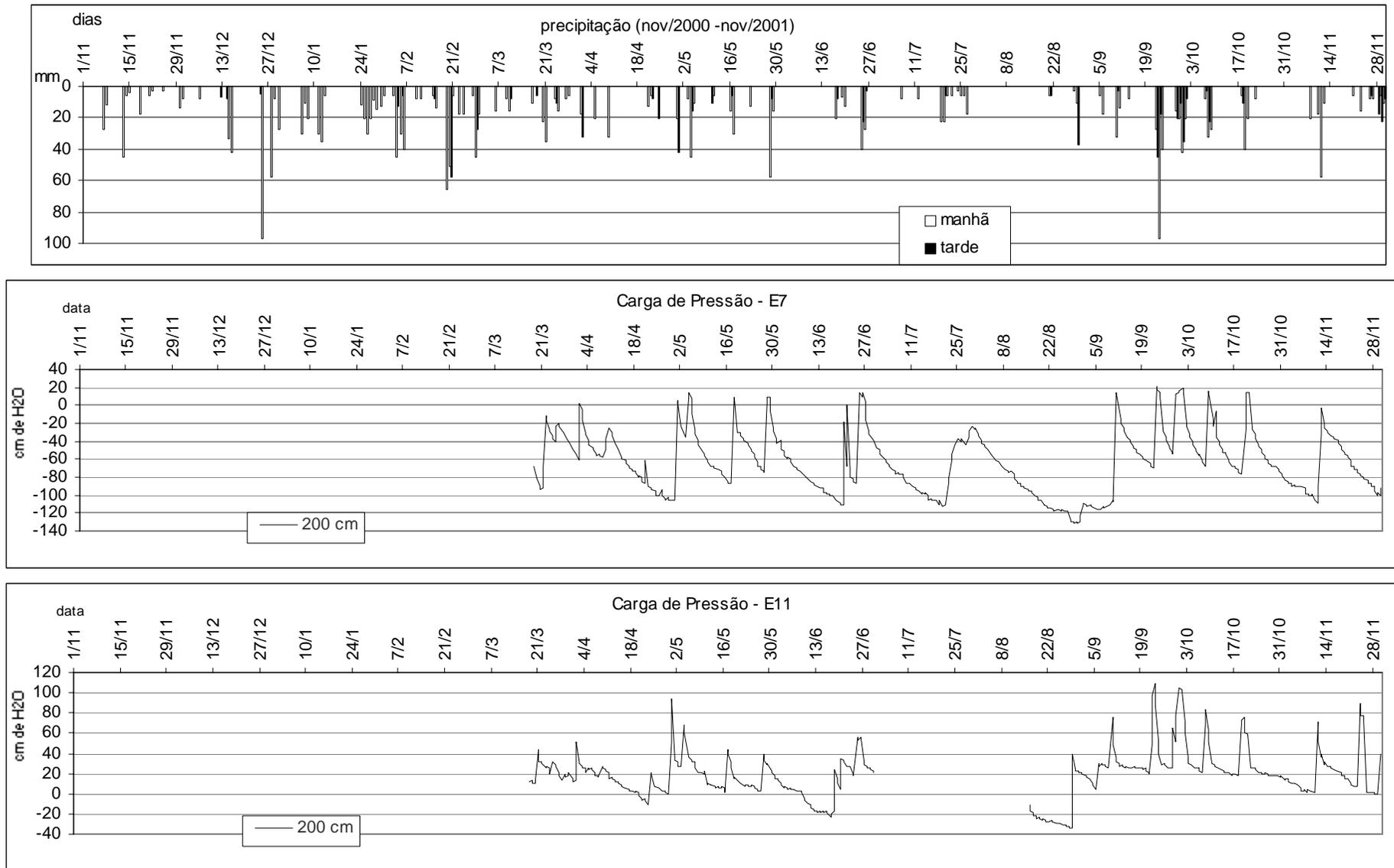


Figura C.32 - Variação anual da carga de pressão nos pontos E7 e E11.