

DEIVISON CARVALHO MOLINARI

**DINÂMICA EROSIVA EM CICATRIZES DE MOVIMENTO DE MASSA
– PRESIDENTE FIGUEIREDO (AMAZONAS)**

Florianópolis
2007

**Universidade Federal de Santa Catarina
Centro de Filosofia e Ciências Humanas
Programa de Pós-graduação em Geografia**

Deivison Carvalho Molinari

**DINÂMICA EROSIVA EM CICATRIZES DE MOVIMENTO DE MASSA –
PRESIDENTE FIGUEIREDO (AMAZONAS)**

Orientador: Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

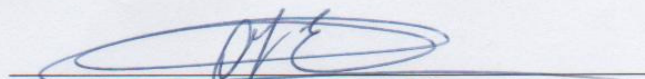
Área de Concentração: Utilização e Conservação de Recursos Naturais

Florianópolis/SC, maio de 2007

**Dinâmica erosiva em cicatrizes de movimento de massa – Presidente Figueiredo
(Amazonas).**

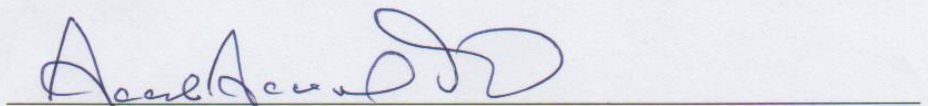
Deivison Carvalho Molinari

Dissertação submetida ao Curso de Mestrado em Geografia, área de concentração, Utilização e Conservação de Recursos Naturais, do Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Filosofia e Ciências Humanas da Universidade Federal de Santa Catarina, em cumprimento aos requisitos necessários à obtenção do grau acadêmico de **Mestre em Geografia**.

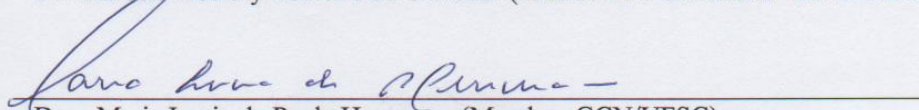


Prof. Dr. Carlos José Espindola
Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geografia


APROVADO PELA COMISSÃO EXAMINADORA EM: 22/05/2007



Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira (Presidente e Orientador-GCN/UFSC)



Dra. Maria Lucia de Paula Herrmann (Membro-GCN/UFSC)



Dra. Edna Lindaura Luiz (Membro-UDESC)

Florianópolis - 2007

Dedicatória

A minha querida e amada mãe, Socorro, pessoa mais importante na minha vida e principal incentivadora na conquista dos meus sonhos.

AGRADECIMENTOS

A Deus pela vida e por ter me direcionado a escolher a ciência geográfica como uma das formas de entender o mundo que Ele próprio criou;

Ao prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira pela orientação prestada neste trabalho;

A minha noiva Danielle Mamed pelo estímulo ao longo destes cinco anos e por sonhar comigo com um futuro muito melhor do que o maravilhoso presente;

A família Vieira, em especial ao amigo e geógrafo Antonio F. G. Vieira, pelas conversas produtivas, auxílio nos trabalhos de campo, pelo estímulo e ânimo fornecido nesse período;

A família de Jonatas Carolino e Iraci dos Santos, e dos seus filhos Junior, Eliseu e Eliza, pela moradia e principalmente pelo exemplo de família cristã, minha família em Florianópolis,

Ao Sr. Guilherme proprietário da fazenda Caipuru, área de estudo, pelas coletas dos dados de chuva e pela presteza mostrada para a realização do trabalho;

A prof. Dra. Edna Lindaura Luiz pelas valiosas conversas, sugestões bibliográficas e pelo seu sempre bom humor e alegria contagiante;

A prof. Dra. Maria Lucia de Paula Herrman pela disponibilidade em participar da banca examinadora e pelas contribuições ao trabalho;

Ao geógrafo Marlenilton Marques pelo auxílio nos trabalhos de campo e no tratamento das amostras em laboratório;

A Joelson Cavalcante pela presteza e elaboração do abstract;

Aos amigos da turma do mestrado de 2005 do PPGG/UFSC, em especial os "jogadores do Sweet Intrusiva in Erectu" Samuel, Ana, Mateus, Valdeir, Paulo, Cíntia, Jasiel e Mirian;

Aos geógrafos manauaras presentes em Florianópolis, Isaque dos Santos e Jubrael Mesquita pela amizade, companhia e por me fazer rir muitas vezes;

Aos amigos que me incentivaram e transmitiram confiança, através de boas conversas pela internet (msn) ao longo desse período, como: Alessandra e Nonato (MAO), Sarah Lawall (RJ) e Lidiane Ribeiro (GOI);

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão de bolsa para a realização da pesquisa;

A todos que torceram por mim ao longo dessa jornada;

RESUMO

Este trabalho teve como objetivo central analisar a dinâmica erosiva em duas cicatrizes de movimentos de massa, localizada na Fazenda Caipuru (Km 143 da BR – 174), no município de Presidente Figueiredo, nordeste do Estado do Amazonas (AM). Para isto, realizou-se a caracterização das feições erosivas (cicatrizes, voçorocas, canelura e alcova) a partir da mensuração dos parâmetros dimensionais (comprimento, largura e profundidade), do monitoramento evolutivo e da identificação das taxas erosivas (área erodida e volume de material perdido). No que se refere aos condicionantes pedológicos e pluviométricos, identificou-se as características físicas (textura, cor, estrutura, densidade real e aparente e volume total de poros) e geomecânicas do solo (resistência ao cisalhamento, tensão normal, ângulo de atrito interno e coesão), os totais pluviométricos diários e a erosividade da chuva. Os procedimentos metodológicos foram desenvolvidos em três etapas: 1) revisão bibliográfica; 2) trabalhos de campo; e, 3) análise dos dados e elaboração da Dissertação de Mestrado. A caracterização das vertentes foi composta pela identificação dos seguintes aspectos: forma, declividade, cobertura vegetal, afloramento de rochas e de feições erosivas. As técnicas utilizadas foram as observações diretas, anotações em caderneta, utilização de bússola e trena, e elaboração de croqui e de perfil esquemático das vertentes a partir de fotografias através do software *Corel Draw 12.0*. A caracterização das incisões (cicatrizes, voçorocas, canelura e alcova) contemplou os seguintes aspectos: forma (BIGARELLA e MAZUCHOWSKI, 1985), tipo (OLIVEIRA, 1995) no caso das voçorocas, e através da técnica poligonais-planimétricas (OLIVEIRA *et al.*, 1996) identificou-se a dimensão, a área erodida (m^2) e o volume de material perdido (m^3). As características do solo como textura (EMBRAPA, 1997), cor (MUNSEL, 1973), estrutura (LEPSCH, 1976), densidade real (EMBRAPA, 1997), densidade aparente e volume total de poros (KIEHL, 1979), e as características geomecânicas (CAPUTO, 1980) foram obtidas através de coletas de amostras em campo e tratadas em laboratório. Os resultados mostraram que houve retrabalhamento erosivo em todas as incisões estudadas e que a atividade erosiva esteve, direta ou indiretamente, associada às cicatrizes de escorregamentos, pois a alcova e a canelura analisadas se desenvolveram na parede do escorregamento em cunha (C1), enquanto que as voçorocas entalharam sobre a massa movimentada do escorregamento rotacional (C2). O crescimento das cicatrizes de escorregamento foi condicionado pela interação entre as características do solo (físicas e geomecânicas) e as da chuva (erosividade da chuva), associadas à atuação de mecanismos erosivos como os escoamentos superficiais (concentrado e difuso), as quedas d'água (cascatas ou fluxos de adesão) e os movimentos de massa. Comparando os escorregamentos, identificaram-se diferenças significativas nos seguintes aspectos: a) forma e dimensões; e, b) taxas erosivas e feições de retrabalhamento (alcova, canelura e voçorocas). Por fim, em relação aos fatores condicionantes para atividade erosiva, em ambas as cicatrizes e suas feições de retrabalhamento (alcova e canelura – C1; e, voçorocas – C2) verificou-se a influência das características do solo e da pluviometria.

ABSTRACT

This study had as main objective to analyse the erosive dynamic in two landslides scars localized at the Caipuru Farm (km 143 on BR-174), in Presidente Figueiredo County, northeast of the State of Amazonas (AM). Thus, It was made the characterize of the erosive feature (scars, gully, canelura and alcove), from this start point, the measure of the dimension parameters (length, width and depth), the evolutional monitoring and the erosive rates identification (eroded area and the volume of lost material). Concerning to the soil and pluvial conditional, form characteristics (texture, color, structure, real density and total and apparent volume of pores) and geo mechanical of soil (resistance to the shear, normal tense, inner attrition angle and cohesion), the total daily pluvial and the erosion by the rain. The methodological procedure was developed in three stages: 1) bibliographic review; 2) research in field; and, 3) data analyses e the elaboration of the Master dissertation. The characterization of the abrupt declivity was composed by the identification of the following aspects: shape, declivity, vegetal cover, the appearing of rock on the surface, and the erosive feature. The techniques used were direct observation, written down notes in a notebook, compass utilization, and topcord, and a sketch elaboration and a scheme outline of the abrupt declivity from the photographs using the software *Corel Draw 12.0*. Concerning to the characterization of the gashes (scars, gullies, canelura and alcove) contemplated the following aspects: shape (BIGARELLA and MAZUCHOWSKI, 1985), type (OLIVEIRA, 1995) in the gully case, and though the polygonal- planimetric techniques (OLIVEIRA *et al.*, 1996) was identified the dimension, erosive area (m²) and the volume of the lost material (m³). Soil characteristics as texture (EMBRAPA, 1997), color (MUNSEL, 1973), structure (LEPSCH, 1976), real density (EMBRAPA, 1997), apparent density and total volume of pores (KIEHL, 1979), and the geo-mechanical (CAPUTO, 1980) were obtained by collection of samples in loco and treated in the laboratory. The results showed that there was erosive rework in all the incision studied, direct or indirectly, associated to the scars of the slipping, then the alcove, the hiding-place and the canelura analyzed were developed on the wall of the slipping in wedge (C1), while the gullies engraved on the mass movement of the rotational slipping (C2). The increase of the scars of slipping were dependent on the interaction between the characteristics of the soil (physical and geo-mechanical) and the rain (erosion by the rain), associated to the actuation of the erosive process like the runoff (flowline and sheetflow), plunge pool (cascade or adhesion flux) and the landslides. Comparing the slipping, significant differences were identified in the following aspects: a) shape and dimensions; and b) erosive rates and reworking features (alcove, canelura and gullies). Finally, in relation to the conditional factors to the erosive activity, in both scars and its features of reworking (alcove and canelura – C1; and, gullies – C2) was verified the influence soil characteristic and the pluvial incidence.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 01 Mapa da área de estudo.....	20
FIGURA 02 Cicatriz 01.....	23
FIGURA 03 Cicatriz 02.....	23
FIGURA 04 Mapa geológico de Presidente Figueiredo.....	26
FIGURA 05 Matacões graníticos na base da cicatriz 01.....	27
FIGURA 06 Mapa geomorfológico de Presidente Figueiredo.....	30
FIGURA 07 Vista panorâmica da área: pastagens.....	35
FIGURA 08 Rede hidrográfica de Presidente Figueiredo.....	37
FIGURA 09 Desenho Esquemático de Rastejo.....	69
FIGURA 10 Desenho Esquemático de Terracete.....	69
FIGURA 11 Desenho Esquemático de Escorregamento Translacional.....	72
FIGURA 12 Desenho Esquemático de Escorregamento Rotacional.....	73
FIGURA 13 Modelo Conceitual de Evolução de Voçorocas.....	79
FIGURA 14 Forma das Voçorocas.....	81
FIGURA 15 Parâmetros Dimensionais das Voçorocas.....	89
FIGURA 16 Técnica Poligonais-Planimétricas.....	91
FIGURA 17 Formas de Coleta de Solo: Tradagens.....	92
FIGURA 18 Formas de Coleta de Solo: Perfil.....	92
FIGURA 19 Estrutura dos Agregados.....	93
FIGURA 20 Ensaios de Resistência do Solo: cisalhômetro.....	94
FIGURA 21 Ensaios de Resistência do Solo: penetrômetro.....	94
FIGURA 22 Características Geomecânicas.....	94
FIGURA 23 Forma da encosta e cicatriz (C1).....	99
FIGURA 24 Visão frontal - cicatriz (C1).....	100
FIGURA 25 Feições erosivas no segmento central - cicatriz (C1).....	101
FIGURA 26 Matacão de rochas básica - base da cicatriz (C1).....	102
FIGURA 27 Visão a partir do topo da cicatriz (C1).....	102
FIGURA 28 Forma da encosta e cicatriz (C1).....	103
FIGURA 29 Característica da Encosta 02.....	104

FIGURA 30 Filetes verticais na parede da cicatriz (C2)	105
FIGURA 31 Voçoroca na massa movimentada - cicatriz (C2).....	105
FIGURA 32 Cicatriz Erosiva ao lado da cicatriz (C2)	106
FIGURA 33 Projeção vertical do monitoramento do escorregamento.....	108
FIGURA 34 Depósito de material no contato parede-fundo – escorregamento.....	109
FIGURA 35 Perfil de solo na parede do escorregamento.....	113
FIGURA 36 Transição textural no perfil de solo do escorregamento	113
FIGURA 37 Horizontes de solo no escorregamento.....	116
FIGURA 38 Nódulos de concreções de ferro e veios de quartzo.....	118
FIGURA 39 Compartimentação da parede de acordo com a atividade erosiva.....	119
FIGURA 40 Retrabalhamento erosivo na base da parede do escorregamento.....	120
FIGURA 41 Canelura na base do escorregamento.....	122
FIGURA 42 Escamamentos no interior da Canelura.....	123
FIGURA 43 Marmitas no interior da Canelura.....	123
FIGURA 44 Alcova localizada no sopé do escorregamento.....	126
FIGURA 45 Monitoramento da cicatriz de escorregamento rotacional.....	128
FIGURA 46 Dimensões do escorregamento rotacional.....	129
FIGURA 47 Localização da coleta de solo e das paredes da cicatriz (C2)	130
FIGURA 48 Massa movimentada – base do escorregamento rotacional.....	137
FIGURA 49 Pedestais sobre a massa movimentada – escorregamento rotacional.....	138
FIGURA 50 Localização das voçorocas – base do escorregamento rotacional.....	140
FIGURA 51 Dimensões da Voçoroca (Voç01).....	141
FIGURA 52 Monitoramento evolutivo da voç01.....	142
FIGURA 53 Organização dos materiais – Cabeceira da Voçoroca 01.....	144
FIGURA 54 Alcova e material desmoronado no fundo da voç01.....	144
FIGURA 55 Dimensões da voçoroca (Voç02).....	145
FIGURA 56 Monitoramento evolutivo da voç02.....	146
FIGURA 57 Distância lateral entre as voçorocas (Voç1 e Voç2).....	147
FIGURA 58 Voçoroca (Voç03).....	148
FIGURA 59 Monitoramento evolutivo da voç03.....	149
FIGURA 60 Organização dos materiais – Cabeceira da Voçoroca 03.....	151

FIGURA 61 Voçoroca (Voç04).....	152
FIGURA 62 Monitoramento evolutivo da voç04.....	153
FIGURA 63 Cabeceira da Voç04.....	154
FIGURA 64 Organização dos materiais – Cabeceira da Voçoroca 04.....	155
FIGURA 65 Presença de água no fundo da Voç04.....	156
FIGURA 66 Voçoroca (Voç5).....	158

LISTA DE GRÁFICOS

GRÁFICO 01 Pluviosidade mensal entre julho (2005) a junho (2006).....	110
GRÁFICO 02 Granulometria do solo na parede do escorregamento.....	114
GRÁFICO 03 Densidade real e aparente – parede do escorregamento.....	117
GRÁFICO 04 Distribuição textural nas paredes do escorregamento rotacional...	131
GRÁFICO 05 Pluviosidade mensal entre julho (2005) a junho (2006).....	139
GRÁFICO 06 Distribuição textural na cabeceira da voç01.....	143
GRÁFICO 07 Distribuição textural na cabeceira da voç03.....	150
GRÁFICO 08 Distribuição textural na cabeceira da voç04.....	155
GRÁFICO 09 Totais pluviométricos diários em novembro	157
GRÁFICO 10 Totais pluviométricos diários em dezembro.....	157

LISTA DE TABELAS

TABELA 01 Dimensões e taxas erosivas do escorregamento.....	108
TABELA 02 Totais Pluviométricos Mensais - julho/2005 a junho/2006.....	110
TABELA 03 Distribuição diária da chuva entre julho/2005 a junho/2006.....	111
TABELA 04 Granulometria do perfil de solo – parede do escorregamento.....	114
TABELA 05 Características gerais da cicatriz de escorregamento (C1).....	115
TABELA 06 Dimensões e taxas erosivas da Canelura.....	123
TABELA 07 Características geomecânicas e percentual de argila (C1)	124
TABELA 08 Dimensões e taxas erosivas da Alcova.....	126
TABELA 09 Dimensões e taxas erosivas do escorregamento rotacional.....	128
TABELA 10 Granulometria nas paredes do escorregamento rotacional.....	131
TABELA 11 Características gerais da cicatriz de escorregamento (C2)	132
TABELA 12 Características geomecânicas e percentual de argila (C2).....	136
TABELA 13 Índices de erosividade mensal da chuva entre julho/2005 a junho/2006....	139
TABELA 14 Granulometria na cabeceira da Voç01.....	143
TABELA 15 Distância lateral entre as voçorocas (Voç1 e Voç2)	147
TABELA 16 Granulometria na cabeceira da Voç03.....	150
TABELA 17 Granulometria na cabeceira da Voç04.....	154

LISTA DE SIGLAS

FUNAI – Fundação Nacional do Índio

IPAAM – Instituto de Proteção Ambiental do Amazonas

INCRA – Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária

IBAMA – Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais Renováveis

DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO.....	14
I. CONDICIONANTES AMBIENTAIS DE PRESIDENTE FIGUEIREDO.....	18
1. Cidades na Selva: BR-174 e Presidente Figueiredo (AM)	18
1.2. Condicionantes Ambientais da Área de Estudo.....	22
1.2.1. Geologia.....	24
1.2.2. Geomorfologia.....	28
1.2.3. Solos.....	31
1.2.4. Clima.....	33
1.2.5. Vegetação.....	34
1.2.6. Hidrografia.....	36
II. HIDROLOGIA E PROCESSOS EROSIVOS.....	38
2.1. Hidrologia de Encosta.....	39
2.1.1. Rede de Fluxo nas Encostas e Processos Erosivos.....	42
2.1.1.1. Escoamento Superficial.....	43
2.1.1.2. Escoamento Subsuperficial.....	47
2.2. Morfodinâmica de Vertentes.....	54
2.2.1. Movimentos de Massa.....	56
2.2.1.1. Condicionantes Biogeofísicos.....	57
2.2.1.1.1. Geomorfologia.....	57
2.2.1.1.2. Geologia.....	59
2.2.1.1.3 Clima.....	60
2.2.1.1.4 Solo.....	61
2.2.1.1.5. Atividade Humana.....	63
2.2.1.2. Equilíbrio de Forças na Vertente.....	64

2.2.1.3. Tipologia e Características dos Movimentos de Massa.....	67
2.2.1.3.1. Rastejo (<i>Creep</i>)	68
2.2.1.3.2. Corridas ou Fluxos (<i>Flows</i>).....	70
2.2.1.3.3. Escorregamento (<i>Slides</i>)	71
2.2.1.3.4. Quedas e Tombamentos de Blocos.....	73
2.2.2. Voçorocamento.....	74
2.2.2.1. Modelo de Evolução de Voçorocas.....	77
2.2.3. Outras Feições Erosivas.....	82
2.2.3.1. Alcovas.....	82
2.2.3.2. Filetes Subverticais.....	83
2.2.3.3. Dutos de Convergência e Caneluras.....	84
2.2.3.4. Marmitas ou Panelas.....	84
2.2.3.5. Costelas e Depressões.....	85
2.2.3.6. Fendas e Dutos.....	85
III. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	86
3.1. Área de Estudo.....	86
3.2. Etapas de Trabalho.....	86
3.2.1. Revisão Bibliográfica.....	86
3.2.2. Trabalhos de Campo.....	87
3.2.2.1. Caracterização das Vertentes.....	87
3.2.2.2. Caracterização e Monitoramento das Cicatrizes, Voçorocas e outras Feições (canelura e alcova).....	88
3.2.2.3. Identificação dos Aspectos Físicos e Geomecânicos.....	91
3.2.2.4. Monitoramento Pluviométrico e Índice de Erosividade	96
3.2.3. Análise dos dados e Elaboração da Dissertação de Mestrado.....	97

IV. RESULTADOS: ANÁLISES E DISCUSSÕES.....	98
4.1.Caracterização Geral das Vertentes e Feições Erosivas.....	99
4.2. Análise da Dinâmica das Feições Erosivas.....	107
4.2.1. Cicatriz de Escorregamento em Cunha (C1)	108
a) Pluviometria.....	109
b) Solo.....	112
c) Forma do Escorregamento.....	121
4.2.1.1. Canelura.....	122
4.2.1.2. Alcova.....	126
4.2.2. Cicatriz de Escorregamento Rotacional (C2).....	127
4.2.2.1. Parede dos Degraus.....	130
4.2.2.2. Massa Movimentada.....	136
a) Pedestais.....	137
b) Voçorocas.....	140
4.3. Escorregamentos e Implicações Geomorfológicas nas Vertentes.....	159
V. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	162
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	168
ANEXOS.....	177

INTRODUÇÃO

A superfície terrestre está em constante transformação devido a processos naturais, como movimentos epirogenéticos e orogenéticos em escala temporal geológica ou a processos de erosão, marcados por uma dinâmica mais acelerada (escala humana), que pode ou não estar associada às atividades humanas.

A ação da sociedade modifica a paisagem por diversas maneiras, como pela remoção da cobertura vegetal, concentração de águas pluviais e cortes em divisores de água que apresentam declividade e altura excessivas (encosta e/ou taludes), entre outros. De tais intervenções podem surgir incisões erosivas, bem como movimentos de massa e assoreamento de canais, provocando danos ambientais e socioeconômicos significativos.

Entre os mecanismos de transformação do relevo encontram-se os processos erosivos, os quais se caracterizam por uma dinâmica acelerada, contínua e progressiva. Atualmente esses processos estão sendo amplamente estudados no meio científico devido suas implicações socioambientais. Em geral, tais pesquisas objetivam identificar as causas e as conseqüências desses processos, com vistas a elaborar medidas mitigadoras que contemplem sua gênese e/ou evolução.

Além dos processos erosivos, acrescentem-se os movimentos de massa (*landslides ou mass movements*) ou movimentos coletivos de solo e rochas, que são fenômenos naturais e contínuos de dinâmica externa marcados pelo deslocamento do material encosta abaixo pela força gravitacional (SELBY, 1990) como mecanismo de reafeiçoamento do relevo. Os movimentos de massa se caracterizam por sua grande complexidade, variando tanto no material envolvido, quanto na velocidade dos processos em sua escala espaço-temporal.

Fernandes *et al.* (2001) afirmam que os movimentos de massa são condicionados por relação complexa entre os fatores geomorfológicos, com

destaque para a morfometria e a morfologia da encosta; geológico-geotécnicos, englobando as características lito-estruturais e fraturamentos verticais e/ou tectônicos; hidrológico-climáticos, com ênfase nas taxas de pluviosidade, nível piezométrico e grau de umidade do solo; pedológicos, com destaque para as propriedades físico-morfológicas (textura, estrutura, porosidade, densidade) e hidráulicas (condutividade hidráulica saturada e não saturada); e, por fim, mas não menos importante, os fatores antrópicos, elemento fundamental no desencadeamento e na aceleração dos processos devido ao uso irregular do solo via ocupação e/ou cortes (na base) das encostas.

Os movimentos de massa estão sendo amplamente estudados em diferentes locais do país. No entanto, grande parte desses trabalhos encontra-se (quase a totalidade) na região centro-sul, mormente nos estados de São Paulo (WOLLE e CARVALHO, 1989; COLANGELO, 1990), Rio de Janeiro (STERNEBERG, 1949; COELHO NETTO, 2003; FERNANDES *et al.*, 2004), Paraná (PIO FIORI, 1995a, 1995b) e Santa Catarina (LUIZ, 1996, 2003; DIAS e HERRMANN, 2002).

No caso específico da Amazônia, a ausência de estudos dessa natureza é considerável, pelo menos até o presente momento. Nesse contexto, destaca-se o trabalho de Lima (1998) na cidade de Rio Branco (AC), onde foram discutidos os impactos socioeconômicos ocasionados por movimentos de massa nas margens do rio Acre. É importante frisar que, apesar de esse estudo também ter sido realizado em área urbana, é um dos pioneiros na análise de movimentação de massa na Amazônia.

No que tange ao Amazonas, em especial à região de Manaus, as pesquisas de enfoque geomorfológico estão pautadas em processos erosivos por voçorocamento (VIEIRA, 1998; VIEIRA *et al.*, 2004) e assoreamento de canais (ALBUQUERQUE, 1999), que, no entanto, pedem maior detalhamento, visto serem trabalhos pioneiros em suas abordagens.

Nesse contexto, Molinari (2004a) identificou duas cicatrizes de movimentos de massa em duas vertentes da Fazenda Caipuru, localizada no Km 143 da BR-174, no município de Presidente Figueiredo (AM), que devido às diferenças morfológicas e morfométricas entre si, e em função da dinâmica erosiva presente nas paredes de ruptura (alcovas e sulcos) e nos depósitos (pedestais, sulcos, ravinas, voçorocas), denunciam o constante retrabalhamento das vertentes. São processos que demandam uma investigação mais acurada.

Diante do exposto, o presente estudo de caso teve como **objetivo central** realizar análise da dinâmica dos processos erosivos em duas cicatrizes de movimentos de massa da Fazenda Caipuru. Para alcançar tal objetivo foi necessário identificar as dimensões das cicatrizes e das feições de retrabalhamento (voçorocas, alcova e canelura), bem como à organização dos materiais (solos) e à dinâmica pluviométrica na área de estudo. Nessa perspectiva, tiveram-se os seguintes **objetivos específicos**:

- caracterizar as formas das vertentes e das feições erosivas;
- medir os parâmetros dimensionais (comprimento, largura e profundidade) das feições erosivas;
- monitorar a evolução das feições (cicatrizes, voçorocas, canelura e alcova);
- calcular as taxas erosivas (área erodida e volume de material perdido) das feições erosivas.

No que se refere aos condicionantes pedológicos e pluviométricos que influenciam a deflagração dos processos e feições encontrados nas vertentes em estudo, teve-se os seguintes **objetivos específicos**:

- identificar as características de solo (textura, cor, estrutura, densidade real, densidade aparente e volume total de poros);

- identificar as características geomecânicas de solo (resistência ao cisalhamento, tensão normal, ângulo de atrito interno e coesão)
- monitorar a pluviometria;
- identificar a erosividade da chuva; e,
- elaborar hipótese sobre o surgimento e evolução dos processos erosivos.

Portanto, o interesse em estudar a referida temática justifica-se pela ausência de estudos de abordagem geomorfológica sobre dinâmica erosiva em cicatrizes de movimentos de massa na região, além do interesse de compreender o processo evolutivo dessas feições e suas implicações nas vertentes locais.

CAPÍTULO I – CONDICIONANTES AMBIENTAIS DA ÁREA DE ESTUDO

Este capítulo tem como objetivo central realizar contextualização histórica preliminar do surgimento de cidades no Amazonas e, por conseguinte, da cidade de Presidente Figueiredo. Em seguida, verticaliza-se na caracterização dos condicionantes físico-naturais e de ocupação da área de estudo, a fazenda Caipuru, localizada na zona rural do referido município, como forma de fornecer subsídio para compreender a dinâmica erosiva das cicatrizes de movimentos de massa.

1.1. CIDADES NA SELVA: BR-174 E PRESIDENTE FIGUEIREDO (AM)

A maioria das cidades na Amazônia, e em especial no Estado do Amazonas, surgiram em meados do século 17 e 18, às margens dos médios e grandes rios afluentes do rio Amazonas, em decorrência de missões religiosas ou de instalações militares (fortes), as quais exerceram influência sobre os pequenos aglomerados indígenas e/ou caboclo-ribeirinhos adjacentes, propiciando a formação de pequenos vilarejos. Essa forma de ocupação apresentou aspectos tipicamente geográficos e políticos, como a forte relação do homem amazônico com o rio, evidenciada na ocupação próxima dos rios, geralmente em áreas de várzea¹; a preocupação político-religiosa em ‘colonizar’ a região; e a predominância do transporte fluvial, devido à grande malha fluvial que interliga grande parte dos estados.

¹ Unidades geomorfológicas que permanecem alagadas de forma permanente ou temporária de acordo com o regime hidrológico-climático, constituindo-se numa área típica de deposição. Os tipos de solo predominante são os hidromórficos formados pela deposição de sedimentos trazidos em suspensão (silte e argila) e/ou rolamento de fundo (areias) nas margens convexas, e também através dos escoamentos superficiais concentrados e difusos nas áreas de sedimentação às margens dos rios. Tais solos caracterizam-se por apresentar uma camada superficial normalmente escura, devido ao acúmulo de matéria orgânica, e a camada inferior com cores acinzentadas, devido à redução de ferro, processo de gleização e cores amareladas e avermelhadas (RODRIGUES e OLIVEIRA, 1996).

A partir do século 19 e 20 começa-se pensar na ocupação da Amazônia e sua integração com o restante do país, em função das descobertas do potencial natural e de sua influência para a manutenção climática global; além disso, olhares e a cobiça internacionais se voltam para a região, daí porque era preciso integrar [a região ao cenário nacional] para não entregar [aos estrangeiros].

É nessa perspectiva que, em meados da década de 70 do século 20, na vigência dos governos militares, começaram a ser construídas rodovias de integração entre os estados da região e destes com o restante do país e com outros países da Panamazônia. Nesse sentido, surgiram diversas estradas: a Transamazônica, com 5 mil quilômetros ligando a Amazônia de leste a oeste; a Rodovia Santarém (PA) - Cuiabá (MT), de norte a sul, atravessando a Região Centro-Oeste; a BR-319, ligando Manaus (AM) a Porto Velho (RO); e a BR-174, ligando Manaus a Boa Vista e Boa Vista com a Venezuela (ESCOBAR, 1998).

O objetivo da construção das estradas era, em primeira instância, interconectar toda a Amazônia e, por conseguinte, integrar Brasília, a capital federal, a Caracas, capital da Venezuela. Desse modo, ambas as capitais estariam ligadas pelos seguintes trechos: Brasília - Cuiabá - Porto Velho – Manaus - Boa Vista, e desta até o marco BV-8, fronteira com Santa Elena de Uaiare, desse ponto seguindo o trecho El Dorado – Caracas (ESCOBAR, 1998).

Dentre todas essas estradas, a BR-174, que liga Manaus (AM) a Boa Vista (RR), foi a última a ser inaugurada, devido aos diversos entraves a sua abertura, dentre os quais se destaca o conflito com a comunidade indígena Waimiri-Atroari², residente nos locais de seu traçado, culminando com dezenas de mortes. No entanto, após todos esses contratempos, a estrada foi inaugurada em 06 de abril de 1977 pelo vice-presidente da República, General Adalberto Pereira dos Santos, reafirmando-se como forma de integração entre os estados e

² Hoje sob jurisdição da FUNAI, os Waimiri-Atroaris, vivem numa reserva indígena na área de influência da BR-174, no trecho compreendido entre o km 255 e o km 328, numa extensão de 73 km próxima aos rios Alalaú, Uatumã e Juraperi, entre o atual município de Presidente Figueiredo (AM) e o Estado de Roraima.

proporcionando mais um meio para os produtos da Zona Franca de Manaus chegarem à Venezuela.

É nesse contexto, e contrapondo-se ao antigo modelo de surgimento de cidades no Amazonas, que o município de Presidente Figueiredo, local deste estudo, surge nas margens de uma estrada, a BR-174, a 107 km ao norte de Manaus, na porção nordeste do Estado (**Fig. 01**).

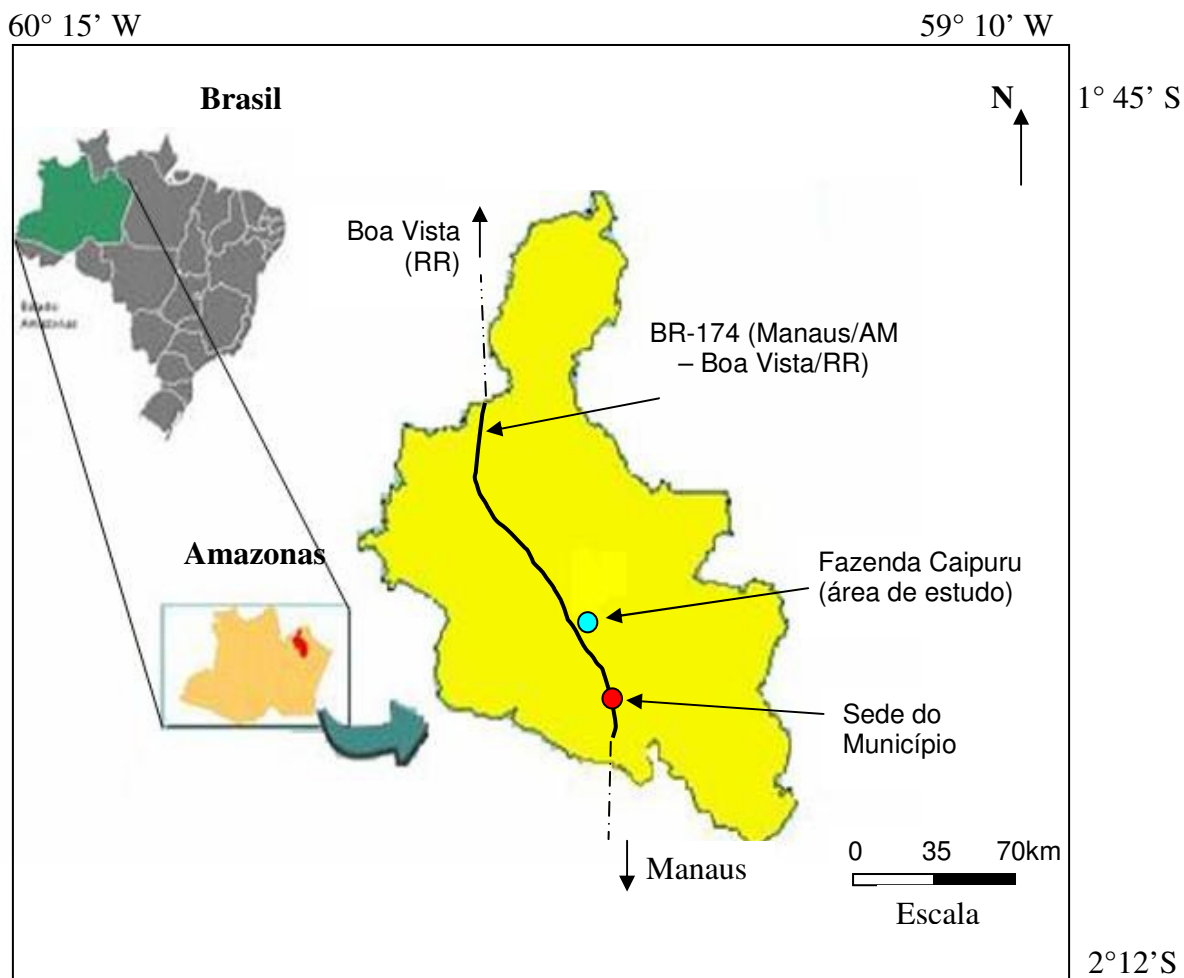


FIGURA 01 – Localização da área de estudo (fazenda Caipuru - Presidente Figueiredo/AM)

Fonte: Deivison Molinari - 2007

O município de Presidente Figueiredo, assim denominado em homenagem ao primeiro presidente da província do Amazonas, João Batista de Figueiredo Terreiro Aranha, foi criado em 10 de dezembro de 1981, pela Emenda Constitucional n° 12, com o território formado por terras desmembradas dos

municípios de Itapiranga, Novo Airão, Silves e Uruará. Está inserido na área do Baixo Rio Negro, onde também se localiza o município de Manaus (capital do Estado do Amazonas), com o qual se limita ao sul.

Em termos jurídicos, o município tem seus limites assim definidos pelo Decreto n° 1.707, de 23 de outubro de 1985, republicado no Diário Oficial de 08.09.1986: faz fronteira ao norte com o Estado de Roraima; a leste com os municípios de Uruará e São Sebastião do Uatumã; ao sul com os municípios de Itapiranga, Rio Preto da Eva e Manaus; e a oeste com o município de Novo Airão. O município está delimitado pela linha do Equador e o paralelo 3°00'00" e pelos meridianos 61°30'00" e 58°30'00", perfazendo uma área de 24.781 km² (MONTEIRO *et al.*, 1998).

Em decorrência dos distintos compartimentos geológico-geomorfológicos presentes, o município ostenta belezas naturais que o identificam como a “Terra das Cachoeiras”, com grutas, corredeiras, cavernas e cachoeiras, destas últimas já foram cadastradas 57 (NOGUEIRA e SARGES, 2001); tais condicionantes ambientais forneceram as bases para o turismo local. Outro aspecto a ser destacado é a presença de Áreas de Proteção Ambiental (APA), como a Caverna Refúgio do Maroaga (porção sudeste), sob a jurisdição do Instituto de Proteção Ambiental do Amazonas (IPAAM), e a Corredeira do Urubuí (porção sul), da Prefeitura Municipal, localizadas nas adjacências da sede do município.

No município constam também duas vilas: Balbina e Pitinga. A primeira, localizada na porção sudeste, é conhecida por ser local de instalação da hidrelétrica homônima (sob jurisdição do INCRA) no rio Uatumã, gerando um dos maiores impactos ambientais³ dessa natureza na Amazônia, além da presença da

³ A hidrelétrica gerou um lago de aproximadamente 2.360 km², com profundidade média em torno de 10m e produção de energia irrelevante para o tamanho da obra, cuja capacidade nominal de 250MW é totalmente insuficiente para abastecer Manaus, a qual era sua finalidade. Dentre os impactos ambientais pode-se mencionar a putrefação de floresta na área do lago, tanto em território de ribeirinhos como na área indígena dos Waimiri-Atroari. Outros aspectos são: aumento de macrofilas flutuantes, da acidez e do assoreamento, ocasionando prejuízos à fauna ictiológica pela água anóxica, verificados na morte de cardumes e na proliferação de doenças aos habitantes, além da emissão de gases poluentes para a atmosfera (COSTA, 1998; THOMÉ, 1999).

Reserva Biológica Uatumã (ReBio) (IBAMA). Por outro lado, a vila de Pitinga (DNPM), situada na porção nordeste, caracteriza-se pela extração de cassiterita pela mineradora TABOCA S/A, da Companhia Vale do Rio Doce.

Outro aspecto interessante a ser assinalado é que o município é cortado de norte a sul pela BR-174 de forma praticamente retilínea. Em função disso, evidenciam-se diversos processos erosivos, com destaque para voçorocamentos⁴, além de movimentos de massa e assoreamento de canais, em consequência da construção da referida rodovia, cujo trajeto não obedeceu às curvas de nível, cortando os divisores de água, conforme Vieira e Albuquerque (2004) e Vieira *et al.* (2005).

Diante da ocorrência de processos erosivos no município, o item a seguir busca identificar as características físico-naturais da região notadamente na área de estudo, a Fazenda Caipuru, localizada no Km 143 da referida rodovia federal.

1. 2. CONDICIONANTES AMBIENTAIS DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se numa pequena propriedade particular, Fazenda Caipuru, na zona rural, ao norte da sede do município de Presidente Figueiredo, distante 143 km na direção norte da cidade de Manaus, via BR-174, localizando-se na margem direita (sentido norte) daquela rodovia, na porção nordeste do Estado do Amazonas (AM) (**Fig. 01** – pág.20).

É uma propriedade voltada, quase exclusivamente, para a criação de gado leiteiro e de corte, aproximadamente 20 cabeças (bezerros e vacas), mas também é utilizada para repouso e lazer por seus proprietários em finais de semana.

As dimensões aproximadas são de 1500x2500m, com relevo apresentando formas moderada de dissecação, com encostas variando entre 100 e 250 m de altura, nas quais afloram as cicatrizes erosivas (**Fig. 02 e 03**).

⁴ Em trabalho realizado por Vieira e Albuquerque (2004) e Vieira *et al.* (2005) foram cadastradas 31 voçorocas entre a cidade de Manaus (km 01) e o município de Presidente Figueiredo (km 107) da BR – 174. A causa principal para o surgimento dessas feições erosivas foi o escoamento superficial concentrado promovido pelas canaletas de escoamento pluvial nas laterais da estrada.



FIGURA 02 – Cicatriz (C1): o quadrado em vermelho destaca a superfície de arranque (parede).

Fonte: Deivison Molinari – junho/2004



FIGURA 03 – Cicatriz (C2): a seta em vermelho a indicação de uma pessoa para escala.

Fonte: Deivison Molinari - junho/2004

As cicatrizes verificadas *in loco*, associa-se a diversidade das formas do relevo (com predominância de encostas côncavas), tendo a jusante um grande anfiteatro (depósito), e uma nascente na base de uma das cicatrizes (a qual apresenta voçorocamentos na base – **Fig. 03**).

Para facilitar a compreensão dos aspectos físico-naturais que compõem a paisagem da pesquisa em foco, sua caracterização será feita de forma regional, compreendendo o município de Presidente Figueiredo, e local, a Fazenda Caipuru (área de estudo), de maneira a proporcionar uma visão ampla e regionalizada de tais condicionantes locais.

1.2.1. GEOLOGIA

A estrutura geológica do município de Presidente Figueiredo pode ser dividida em dois grandes domínios distintos. O primeiro composto por rochas predominantemente ígneas e metamórficas de idade Proterozóica, que integram a porção sul do Escudo das Guianas, correspondendo à parte setentrional do Cráton Amazônico, situado a norte da Bacia Amazônica. O segundo engloba essencialmente os sedimentos fanerozóicos depositados pela própria Bacia Sedimentar Intracratônica do Amazonas (Grupo Trombetas), de idade Paleozóica (SARGES *et al.*, 2001).

Esse arcabouço litoestratigráfico pode ser subdividido em 4 unidades: 1) rochas pré-cambrianas vulcânicas e plutônicas, respectivamente do Supergrupo Uatumã e da Suíte Intrusiva Mapuera; 2) rochas sedimentares neoproterozóicas da Formação Prosperança; 3) rochas fanerozóicas da Bacia Amazônica (Paleozóico) com os grupos Trombetas e as formações Pitinga, Manacapuru e Nhamundá; grupo Curuá e a formação Barreirinha; e o Grupo Javari e a formação Alter do Chão (Cretáceo) (NOGUEIRA *et al.*, 1999); e 4) sedimentos cenozóicos (cobertura neocenozóica) e os depósitos colúvio-aluvionares quaternários (SARGES *et al.*, 2001) (**Fig. 04**).

Regionalmente, a área de estudo está inserida no Supergrupo Uatumã, do Proterozóico Médio⁵ (1200 a 1800MA), composto pelo Grupo Iricoumé como sua unidade mais antiga constituída por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, com piroclásticas em proporções menos significativas, e pela Suíte Intrusiva Mapuera como a unidade mais jovem, constituída por granitos, biotita-granitos e biotita-adamelitos, todos intrusivos (plutônicos) de caráter não orogênico e quimicamente toleítico (ARAÚJO NETO e MOREIRA, 1976; COSTI *et al.*, 1984).

A área desta pesquisa, a fazenda Caipuru, encontra-se assentada na área da Suíte Intrusiva Mapuera (área rósea clara do mapa), que, de acordo com datações geocronológicas feitas pelo método chumbo-chumbo (Pb-Pb), conta idade aproximada de 1.814 ± 27 MA (MONTEIRO *et al.*, 1998). De maneira geral, os granitos que compõem tal formação são leucocráticos, de coloração rosada, equigranular de médio a grosso e de composição monzogranítica a sienogranítica na forma de corpos arredondados a ovalados e mesmo irregulares, com dimensões variadas, na forma de *necks*, *stocks* e batólitos (MULLER e CARVALHO, 2005).

⁵ Na Amazônia o Proterozóico Médio é caracterizado pela formação de diversas bacias extensionais preenchidas por rochas vulcânicas e sedimentares e com corpos graníticos associados, com forte controle pela estruturação anterior (COSTA e HASUI, 1991).

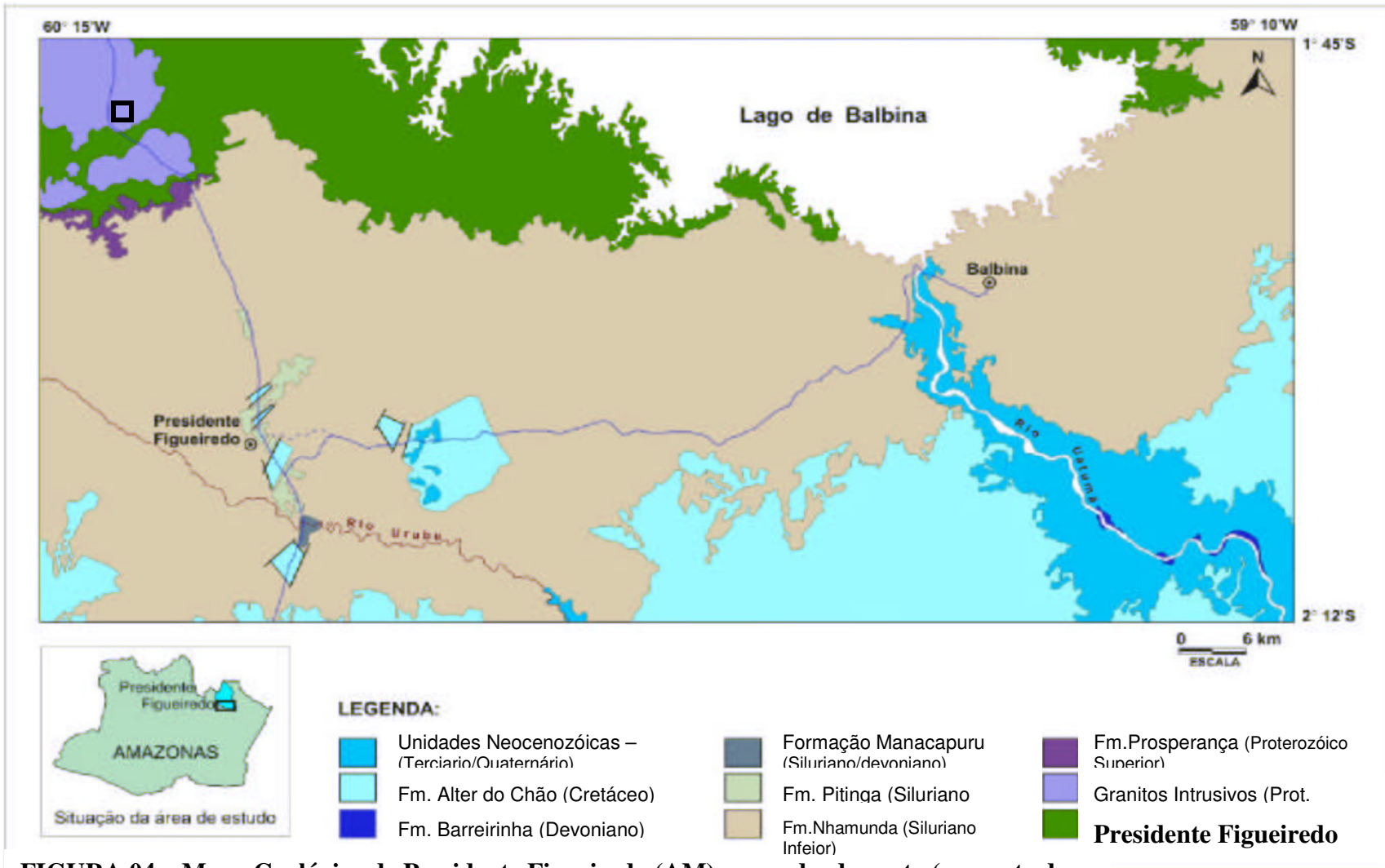


FIGURA 04 – Mapa Geológico de Presidente Figueiredo (AM): o quadrado preto (noroeste do mapa) localiza a Fazenda Caipuru. Fonte: Sarges *et al*, 2001 Org.: Deivison Molinari

A primeira referência ao termo Mapuera como designativo de unidade litoestratigráfica foi feita pela GEOMINERAÇÃO (1972) *apud* Santos *et al* (1984), que o utilizou para denominar um conjunto de rochas graníticas observadas ao longo do rio homônimo e que mantinham uma nítida relação genética e estratigráfica com as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã (COSTI *et al.*, 1984).

Do ponto de vista petrográfico, a Suíte Intrusiva Mapuera é composta por rochas anorogênicas de jazimento hipoabissal a plutônico, no qual o predomínio recai sobre as rochas graníticas e granodioríticas, com variedades grosseiras (hipidiomórficas), granofírica, micro e pófira. Verificam-se grandes variedades de biotita e hornblenda, como biotita granito, hornblenda granito, ortoclásio-granito, hornblenda granodiorito pófiro, microgranito e granófiro (COSTA *et al.*, 1978) (**Fig. 05**)



FIGURA 05 – Matacões Graníticos na base da Cicatriz de Deslizamento

Fonte: Deivison Molinari – julho/2005

As rochas graníticas características dessa área apresentam textura equigranular, matriz fanerítica e coloração rósea avermelhada, em dimensões de *socks*. Os afloramentos ocorrem na forma de matacões com tamanho médio de 1,0 m x 1,0 m, geralmente arredondados, presentes tanto nos leitos dos igarapés quanto nas pequenas elevações. Petrograficamente podem ser classificados como granito alaskítico, apresentando localmente a composição de um biotito-granito, de textura fanerítica, de granulação média a grossa, coloração róseo-avermelhada, equigranular, composto essencialmente por quartzo, ortoclásio, plagioclásio, microclínio e biotita. Verifica-se também a presença de fluorita e muscovita. Tal granito foi originado na fase final do magmatismo ácido Uatumã, representando corpo que corta as rochas vulcânicas pré-existentes (ARAÚJO NETO e MOREIRA, 1976).

Por fim, o sistema de falhamento nas rochas graníticas no município de Presidente Figueiredo pode ser individualizado em três principais direções (N50°E, N40°W e N10°W), oriundo de fases de movimentações sucessivas, com reativações ao longo de planos de falhas pré-existentes, decorrendo daí a dificuldade de estabelecer-se um relacionamento cronológico entre os sistemas de falhamentos. Localmente, os falhamentos evoluíram num eixo extensional NE-SW (N60°E, N35°E e N70°E) em maior representação, embora se visualizem também algumas falhas de transferência com direção NNW-SSE e NW-SE (ARAÚJO NETO e MOREIRA, 1976; COSTA e HASUI, 1991).

1.2.2. GEOMORFOLOGIA

O município de Presidente Figueiredo está inserido em duas grandes unidades geomorfológicas: na porção sul, tem-se os terrenos sedimentares paleozóicos de baixa altitude, associados com uma superfície de aplainamento plio-pleistocênica, que sofreram profundos entalhos nas drenagens na sua zona de borda, no contato com o embasamento; e os terrenos mais acidentados topograficamente, que se estendem ao longo dos rios e platôs com níveis

altimétricos intermediários, com altitude de até 250 m, instalados sobre as rochas graníticas e vulcânicas do embasamento.

Essa configuração geomorfológica é compartimentada em 4 Unidades morfoestruturais: 1) Depressão Periférica Norte do Pará (DPNP); 2) Planalto Dissecado Norte da Amazônia (PDNA); 3) Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas (PBSA); e 4) Planalto Dissecado Rio Negro - Trombetas (PDRTRN) (SARGES *et al.*, 2001; NOGUEIRA e SARGES, 2001) (**Fig. 06**).

A área de estudo está inserida no Planalto Dissecado Norte da Amazônia (PDNA), no qual os diferentes graus de dissecação marcam a distribuição do relevo em duas zonas: **zona SG** (Serra Gabriel), caracterizada por relevo de platôs e interflúvios tabulares com extensão média de 8 km, além de colinas com extensão entre 200 e 300 m; **zona GC** (Granitos em Colinas), com relevo caracterizado por colinas com extensão média de 100 m, morros com extensão entre 100 e 300 m e interflúvios tabulares de ocorrência restrita, ao longo de 5km (SARGES *et al.*, 2001).

Esta unidade foi identificada inicialmente por Franco *et al.* (1975) *apud* Costa *et al.* (1978) durante o mapeamento das Folhas NA/NB.20 Boa Vista/Roraima, que de maneira geral, formam um bloco de relevo elevado e dissecado, contínuo, talhado sobre Suíte Intrusiva Mapuera de idade Pré-Cambriana e constituindo-se num relevo que transita de interflúvios tabulares a cristas e colinas (COSTA *et al.*, 1978). Esse relevo dispõe-se em blocos residuais pela superfície colinosa na Depressão Periférica do Norte do Pará. Tais blocos apresentam, na sua parte central, uma dissecação em interflúvios tabulares que transitam para cristas e colinas.

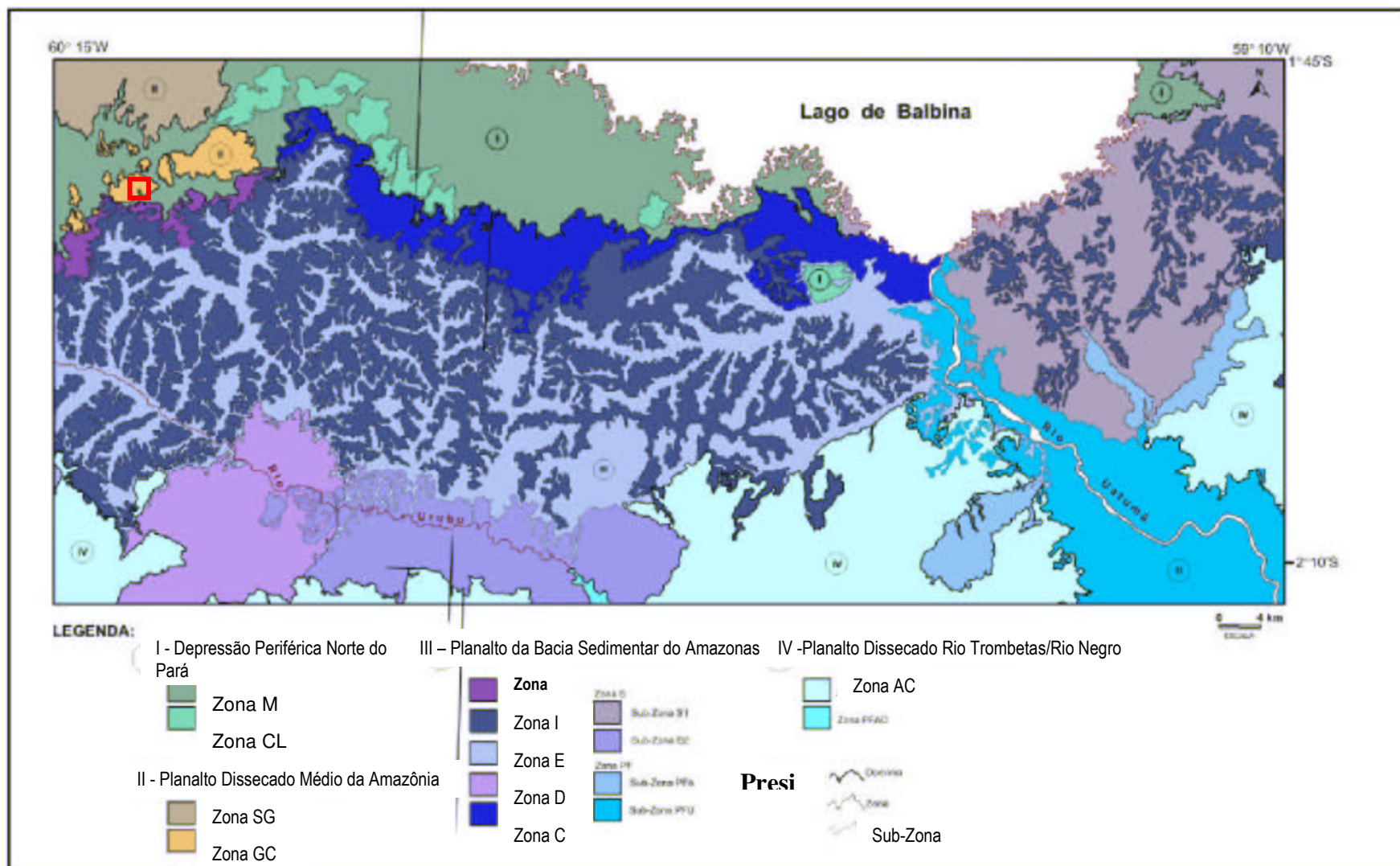


FIGURA 06 – Mapa Geomorfológico de Presidente Figueiredo (AM): o quadrado em vermelho (a noroeste da figura) localiza a Fazenda Caipuru.

Fonte: SARGES *et al*, 2001.

Org: Deivison Molinari

Localmente, a Fazenda Caipuru está inserida no que Araújo Neto e Moreira (1976) e Muller e Carvalho (2005) definiram como Peneplano Granítico-Vulcânico (Pgr), que corresponde à **zona GC** (área azul do mapa) anteriormente citada. Tal peneplano caracteriza-se por apresentar uma superfície peneplanizada, uniformemente modelada em colinas entre 50 e 200m, apresentando drenagem relativamente densa, compondo um padrão dendrítico a sub-retangular, igarapés com vales em forma de “v”, sem nenhuma faixa aluvial.

1.2.3. SOLOS

A área de estudo está inserida nos solos do Pré-Cambriano, nos quais os materiais de origem são provenientes de rochas do Supergrupo Uatumã (Proterozóico Médio) do embasamento cristalino (Sul do Escudo das Guianas). Essa região caracteriza-se por apresentar regimes de umidade do solo ústico, údico⁶ e periúdico, com área maior de clima mais seco e vegetação predominantemente de Zona de Mata Aberta ou Floresta Densa. Os solos são bem drenados, destacando-se Argissolos Vermelho Amarelo Álico⁷ e os Latossolos Vermelhos Álicos.

Os latossolos vermelho álicos apresentam um B óxido e se assemelham aos latossolos amarelos quanto às características físicas, químicas e morfológicas, com as seguintes características: conteúdo de Fe_2O_3 em torno de 6-9%; relação Al_2O_3/Fe_2O_3 entre 3,6 e 7,0; relação silte/argila menor que 0,3; e demonstram ser mais facilmente intemperizados do que os latossolos amarelos.

No caso específico da Fazenda Caipuru, o solo predominante é do tipo Argissolo Vermelho Amarelo Álicos, que se caracteriza por apresentar saturação de alumínio superior a 50% mas que nunca chegam a atingir o percentual de 80%,

⁶ Classes de regime hídrico do solo baseadas em ausência, presença e permanência de água retida a uma tensão < 1,5 MPa em uma seção de controle durante períodos do ano. No caso do regime údico, nenhuma parte da seção de controle do solo poderá permanecer seca por 90 ou mais dias cumulativos durante o ano, na maioria dos anos. Já o regime ústico constitui-se numa classe de transição entre o árido e o údico (CURI, 1993, p.18).

⁷ Termo empregado para denominar alta saturação por alumínio trocável.

ao contrário dos argissolos da Formação Solimões, onde é muito comum atingir essa taxa; além disso, a relação silte/argila é sempre baixa, e o grau de flocculação é bastante elevado. Outro aspecto a ser destacado refere-se à matéria orgânica na quais as fibras que a compõem apresentam moderado grau de decomposição, o que permite classificá-lo como hêmico, devido a dois fatores: está na classe de 5 a 6 na escala de decomposição de von Prost, e seu teor de fibra esfregada varia de ≥ 17 e $< 40\%$ por volume (EMBRAPA, 2003). Em geral, apresenta plintita a partir dos 30 cm de profundidade de um horizonte B textural, ou então esse material se encontra em algum subhorizonte dentro dos 120 cm de profundidade da superfície do solo, indicando possivelmente restrição de drenagem nesse setor do manto de intemperismo.

No que compete aos horizontes, apresentam profundidade média, bem a moderadamente drenados, com seqüência de horizontes do tipo A, B e C. O horizonte A é normalmente subdividido em A1 e A3, e o B em B1, B2 e B3. Às vezes constata-se a presença de um horizonte A2 eluvial, de coloração clara e com significativo decréscimo nos valores de argila, ferro e alumínio. A retirada constante dos elementos com Ca e Mg e de outros elementos do complexo coloidal do solo, por certos fatores naturais, como água das chuvas e remoção erosiva das camadas superficiais, conferem-lhes, após prolongado tempo, intensa acidificação. Em conseqüência da ação desses fatores, verificam-se: baixa soma de bases (S), variável capacidade de trocas de cátions (T) e saturação de base (V%) também muito baixa. Convém salientar que os valores S, T e V% são mais elevados no horizonte A, em decorrência da maior retenção de cátions proporcionada pela matéria orgânica em quantidades mais significativas. A saturação com alumínio geralmente é superior a 50% em todo o perfil, conferindo a esses solos o caráter álico (COSTA *et al.*, 1978; EMBRAPA, 2003).

O horizonte A apresenta espessura média de 25 cm, coloração brunada nos matizes 10YR e 7,5YR; a estrutura é geralmente fraca, muito pequena, pequena a média, granular ou subangular e grãos simples; a textura varia entre as classes areia franca e argila. Por outro lado, os horizontes B e C apresentam

cores brunadas ou avermelhadas nos matizes 10YR, 7,5YR, 5YR e 2,5YR; a estrutura vai de fraca a moderada, de tamanho pequeno a médio, do tipo blocos subangulares; a textura pode variar entre as classes franco-arenosos e argila pesada. A transição entre os subhorizontes vai de gradual a difusa.

1.2.4. CLIMA

O clima predominante é o tipo quente e úmido das florestas equatoriais, e corresponde ao clima Am na classificação de Köppen (1948) *apud* Araújo Neto e Moreira (1976), havendo uma estação seca branda (julho a outubro), compensada por elevadas precipitações na estação chuvosa (dezembro a março). Diante disso, o clima da área de estudo representa uma transição entre o clima Af, sem estação seca definida, ou seja, clima equatorial super-úmido das regiões do alto e médio rio Negro, e o clima Aw, da região do Planalto Central Brasileiro, de período seco bem definido, de maio a setembro, quando a pluviosidade chega a ser nula em certos meses (ARAÚJO NETO e MOREIRA, 1976).

As temperaturas médias anuais são elevadas, variando de 27°C a 29°C. As amplitudes diárias máximas são bastante significativas, variando de 11°C a 14°C. Entretanto, a amplitude térmica anual é menor, da ordem de 8°C, enquanto a amplitude térmica das temperaturas médias do mês mais quente e do mais frio é inferior a 2°C, caracterizando sua situação equatorial, sem estações definidas, havendo unicamente dois períodos distintos pelas diferenças de precipitação pluviométrica. No período mais quente do ano, relativo aos meses de setembro e outubro, ocorrem os valores relativos absolutos máximos de temperatura, da ordem de 35°C a 37°C, enquanto os valores mínimos absolutos, ficam em torno de 19°C a 22°C, registrados geralmente nos meses de julho e agosto (ARAÚJO NETO e MOREIRA, 1976).

No que se refere à umidade relativa do ar, é sempre alta (84% a 90%), nos meses de maior incidência de chuvas, quando também os valores de

nebulosidade são elevados (0,7 a 0,9) e os de insolação, relativamente baixos (110 a 150 horas por mês). Nos meses de poucas chuvas a umidade relativa decresce para 73% a 80%, e a nebulosidade para 0,5 a 0,7, enquanto a insolação aumenta para 180 a 280 horas por mês. Já os ventos que incidem na área são brandos, predominantemente de nordeste para sudeste, com velocidades normalmente abaixo de 5 m/s (SANTOS *et al.*, 1984).

1.2.5. VEGETAÇÃO

Os domínios fitoecológicos do município são genericamente classificados em três unidades bem definidas: áreas das formações pioneiras, áreas de tensão ecológica e áreas antrópicas. Essas unidades são evidenciadas pelas matas de campina ou campinarana, matas de várzea, matas fechadas e matas abertas (ARAÚJO NETO e MOREIRA, 1976; MAGNAGO *et al.*, 1978).

As características destas unidades fitoecológicas serão destacadas para, em seguida serem sumarizados os aspectos locais da vegetação. As formações pioneiras têm sua ocorrência restrita às áreas de acumulação com influência aluvial, apresentando fisionomia com estágios de evolução variando desde graminosas até arbóreas. Por outro lado, a mata de campina ou campinarana é bastante ampla e bem distribuída, revestindo áreas de acumulação inundáveis, áreas sedimentares pediplanadas em relevo tabular, ondulado e dissecado e ainda em planícies aluviais, basicamente sobre solos do tipo Podzol Hidromórfico e Areias Quartzosas Hidromórficas (MAGNAGO *et al.*, 1978).

As matas de várzea localizam-se geralmente onde a topografia é plana cujos diferentes tipos de vegetações recebem terminologias locais, como açazais, buritizais etc. Essas áreas apresentam altos níveis hidrostáticos, causando alagadiços principalmente nas épocas de maior índice pluviométrico de chavascas. As matas fechadas localizam-se nas várzeas do rio Uatumã. Em alguns de seus afluentes ocorre vegetação do porte intermediário entre as matas

de campina e as matas abertas, em razão das inundações causadas nas épocas de cheias, que invadem os vales, impedindo o desenvolvimento de matas abertas de grande porte (ARAÚJO NETO e MOREIRA, 1976).

A área de estudo situa-se na zona de mata aberta, de típica floresta equatorial que, vista do alto, apresenta-se como um manto contínuo, uniforme e monótono, só interrompido pelos cursos d'água e por pastagens. Dois fatores condicionam a existência dessa vegetação: clima e litologia. A floresta equatorial é mantida por elevada taxa hídrica, e na região onde existe mata aberta normalmente ocorrem rochas pré-cambrianas. As espécies que caracterizam tal vegetação geralmente são de grande porte, como a castanheira (*Bertholletia excelsa*), pau-rosa (*Aniba rosas odora*), maçaranduba (*Lucuma procera*), andiroba (*Carapa guianensis*), mogno (*Swietenia mahogany*) e cedro (*Cedrela odorata*) (MAGNAGO *et al.*, 1978).



FIGURA 07 – Vista panorâmica da área cuja predominância de pastagens

Fonte: Deivison Molinari – junho/2004.

No entanto, especificamente na fazenda Caipuru as encostas são revestidas de vegetação secundária, cuja predominância herbácea (gramínea ou capoeirinha) é visível desde o topo até a área de deposição na base, onde se

encontra um pequeno filete d'água (nascente). A vegetação primária (mata aberta) foi retirada para dar lugar ao pasto (**Fig. 07**).

1.2.6. HIDROGRAFIA

O município de Presidente Figueiredo abriga seis principais bacias de drenagem, três das quais afluentes ou subafluentes do rio Negro (Curiuaú, Apuaú e Pardo), dois afluentes diretos do rio Amazonas (Uatumã e Urubu) e um subafluente do mesmo rio (Abonari). A configuração de todo o conjunto hidrográfico está condicionada intrinsecamente ao substrato geológico e aos lineamentos estruturais.

Dois padrões principais de drenagem podem ser observados: um representando os rios de substrato pré-cambriano, e outro, os rios que drenam a bacia paleozóica. No primeiro caso estão as bacias dos rios Pardo, Curiuaú e Uatumã; no segundo, as bacias dos rios Urubu e Apuaú.

O controle estrutural do sistema de drenagem na região é percebido pelas seguintes características: assimetria dos tributários, descontinuidade entre terraço e planície-margem, margens com escarpas expressivas, rios tortuosos e meandros mal calibrados, alinhamento de lagos e rios, rios de foz afogada ou rio-lago ou rias interiores, entre outros (BEMERGUY e COSTA, 1991). A maioria de seus lineamentos apresenta direção NE-SW, concentrado entre 0-40°NE e 10-50NW e referem-se a falhas de transferência associadas as falhas normais NE-SW (BEMERGUY e COSTA, 1991) nas quais devem ter atuado com movimentações frontal e oblíqua (COSTA *et al.*, 1991). Por outro lado, os lineamentos E-W ou N-S são subordinados, influência que pode ser verificada nos rios jovens e truncados por falhas NE-SW e/ou lineamentos sobre as rochas da formação Nhamundá e Manacapuru, porção sul do município, justamente onde surgem as cachoeiras (NOGUEIRA e SARGES, 2001).

De maneira geral, dentre os cursos d'água que drenam rochas pré-cambrianas sendo pouco providos de faixas aluviais, exibindo dois padrões

principais: um sub-retangular e outro dendrítico. Este último desenvolve-se sobre substratos arenosos da Formação Prosperança, é extremamente denso, localmente tendendo a subparalelo. O padrão sub-retangular, dominante na área, exibe uma densidade de drenagem bastante variável, geralmente mais denso nas áreas vulcânicas e menos denso nas áreas de substrato granítico.

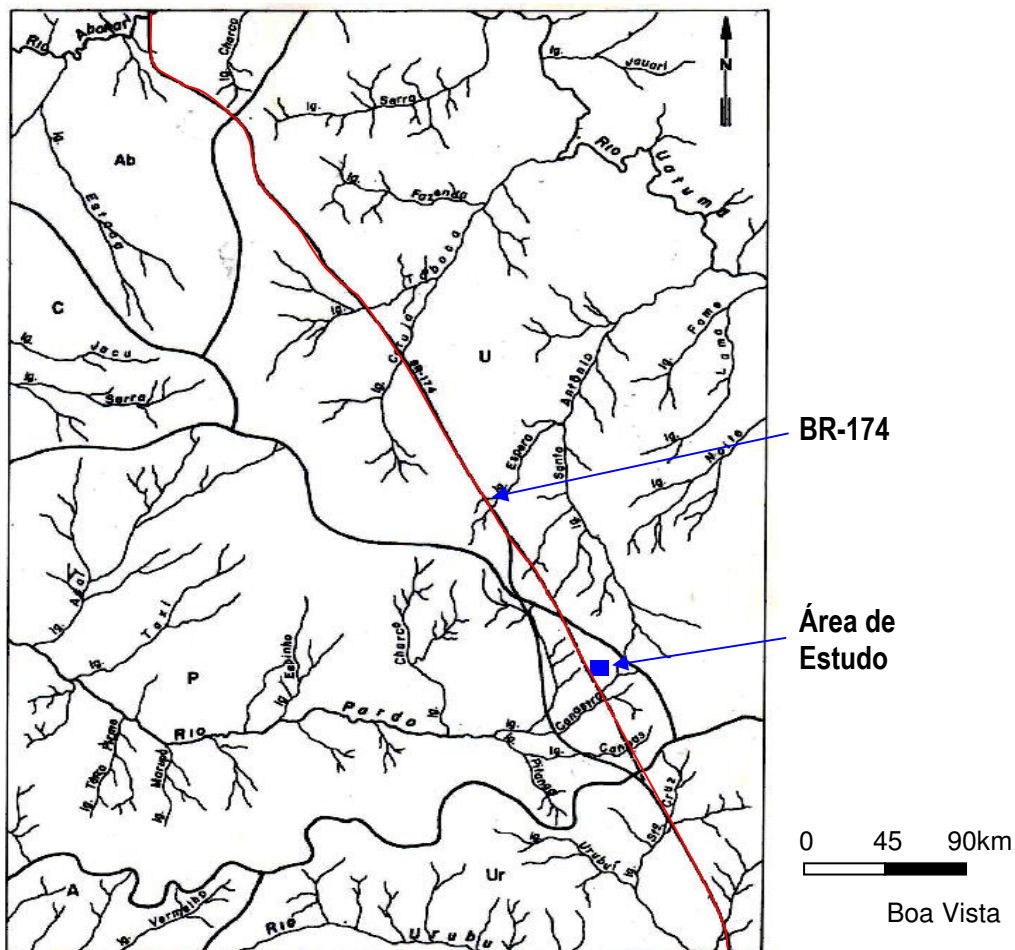


FIGURA 08 – Rede Hidrográfica de Presidente Figueiredo. O quadrado em Azul localiza a Fazenda Caipuru.

Fonte: Araújo Neto e Moreira - 1976

Org.: Deivison Molinari

A Fazenda Caipuru localiza-se nas proximidades do igarapé da Canastra, subafluente do rio Pardo. Em termos gerais, esse igarapé constitui-se no maior em ordem de grandeza do rio Pardo, superando os igarapés Canoas, Parirí, Terra Firme, Dique, Açaí e Rastro (**Fig. 08**). Os padrões de drenagem desses igarapés são retilíneos, típicos de rochas pré-cambrianas.

CAPÍTULO II – HIDROLOGIA E PROCESSOS EROSIVOS

A erosão dos solos embora seja um dos fenômenos naturais mais estudados, ainda é pouco compreendida, principalmente no que se refere a sua previsão, tanto no espaço quanto no tempo. Tal dificuldade resulta, dentre outras razões, das complexas interações entre os diversos fatores condicionantes, os vários mecanismos de ruptura dos solos, as características de transporte, além da intervenção humana, cada vez mais freqüente. Sabe-se também que as diferentes feições erosivas observadas na natureza encontram-se associadas a processos bem específicos, fato este que dificulta ainda mais o desenvolvimento de estudos (FERNANDES *et al.*, 2001).

Nas áreas equatoriais, como a Região Amazônica, tal complexidade se intensifica devido à dinâmica hidrológica resultante dos elevados índices pluviométricos que ocasionam diferentes configurações do balanço hídrico, como o pulso de inundação nas várzeas (cheia, inundação, vazante e seca), altas taxas de evapotranspiração, alterações físico-químicas e geomecânicas nos interflúvios tabulares e nas encostas, aumentando a susceptibilidade aos processos erosivos.

A dinâmica hidrológica constitui-se nos caminhos da água após e durante os eventos chuvosos até o leito do rio. Esse percurso caracteriza-se por algumas etapas, como a interceptação por meio do fluxo de atravessamento pela copa das árvores, a infiltração e percolação no solo, o armazenamento de água em subsuperfície e os escoamentos superficiais e subsuperficiais. Em termos de bacia hidrográfica e rede de drenagem, os escoamentos constituem-se nos principais mecanismos de retirada dos materiais, tanto em superfície quanto em subsuperfície.

O presente capítulo tem como objetivo principal analisar a relação entre a hidrologia de encosta e os processos erosivos. Para tanto, inicialmente discutir-se-á a dinâmica hidrológica em vertentes, cuja ênfase recairá sobre os *escoamentos superficiais* e *subsuperficiais*, enfocando: fatores controladores, tipos (difuso e

concentrado) e influência na deflagração de feições erosivas. A partir desses enfoques serão ponderados aspectos relacionados aos *processos erosivos* propriamente ditos, cujo estudo incidirá sobre os *movimentos de massa e voçorocamentos*, realizando: tipificação, formas (no caso das voçorocas) e os mecanismos de retrabalhamento dessas feições erosivas (como marmitas, alcovas, costelas, dutos etc.).

Portanto, as considerações sobre mecanismos e processos hidrológicos pertinentes à morfodinâmica de vertentes visam estabelecer a interdependência entre os elementos do sistema vertente, marcadas pela troca de fluxo de energia (variações de volume e dinâmica dos escoamentos) e a matéria (deposição de sedimentos) características desse sistema aberto e dinâmico.

2.1. HIDROLOGIA DE ENCOSTA

O ciclo hidrológico constitui sistema⁸ complexo caracterizado pela integração entre os processos hidrológicos, geomorfológicos e biológicos, nos quais a água é o agente mais dinâmico dessa interação. Assim sendo, o retrabalhamento e a conseqüente evolução das superfícies e/ou vertentes através da erosão e da deposição de sedimentos na escala temporal humana é fruto direto da interdependência entre biosfera, litosfera e hidrosfera.

O dinamismo da água no ciclo é marcado pela sobreposição entre os diversos estágios, ou seja, a infiltração ocorre simultaneamente aos escoamentos, pois um é motor do outro e vice-versa, caracterizando a retroalimentação⁹ entre esses dois estágios. Acrescente-se que em diferentes domínios morfoclimáticos (Amazônia e Semi-árido) cujas configurações geo-bio-hidrológicas (fisiografia, biogeografia, pedologia, litoestratigrafia etc.) são bastante distintas, o

⁸ Conjunto integrado dos elementos e das relações entre si e entre seus atributos numa escala global e/ou local nos quais há transferência de matéria e energia (CHORLEY e HAGGETT, 1974; CRISTOFOLETTI, 1974).

⁹ Propriedade dos sistemas no qual o efeito de uma alteração volta a atuar sobre a variável ou elemento inicial, produzindo uma circularidade de ação (CRISTOFOLETTI, 1974).

comportamento hidrológico dar-se-á de forma diferenciada, principalmente no que concerne a velocidade e intensidade dos estágios.

Após eventos chuvosos, a água da chuva pode seguir várias direções: uma parte cai diretamente na superfície do terreno (devido à falta de vegetação, ou entre os espaços nela existentes), e outra é interceptada pela copa das árvores, da qual uma parcela chega ao solo por gotejamento das folhas, fluxo de atravessamento (*throughfall*) ou por escoamento de tronco (SILVEIRA *et al.*, 1993; COELHO NETTO, 1994).

Kobyama (2005) assinala que a capacidade de interceptação da biomassa vegetal é condicionada pelos seguintes fatores: quantidade e intensidade da precipitação, estação do ano, condições meteorológicas (velocidade dos ventos), características e graus de cobertura da copa (área basal e dos troncos) e características das espécies (estágio sucessional). O escoamento de tronco¹⁰ (*stemflow*) participa no balanço hídrico, sendo controlado pela densidade, número de ramos, área do ramo, acúmulo de líquens e fungos, diâmetro do caule, posição e ângulo dos ramos, aspereza do ramo, grau de umidade do ramo, abundância de plantas trepadoras e pela presença de estratos jovens.

Em termos gerais, a vegetação constitui fator positivo na dinâmica hidrológica devido à manutenção do equilíbrio geomórfico local, evitando os processos erosivos. No entanto, a presença de cobertura vegetal em determinadas condições topográficas e meteorológicas apresenta também efeitos negativos. Nesse sentido, Pio Fiori e Borchardt (1997) atestam que em locais com vegetação, de topografia acidentada e sob dinâmica eólica intensa, o peso das árvores pode ocasionar a ruptura mecânica na interface do sistema radicular e no solo, causando alguns movimentos de massa.

¹⁰ Algumas espécies vegetais, como as palmeiras, apresentam grandes índices de fluxo de tronco em decorrência da geometria convergente de suas folhas e galhos, o que pode acelerar os processos erosivos, uma vez que permitem a formação de pingos grossos de água que provocam, ao cair no solo, desagregação ainda maior (ROCHA LEÃO *et al.*, 1995).

Uma vez atingido o terreno, a água tende a passar da superfície para o interior do solo podendo ficar estagnada nos poros, evaporar por capilaridade ou infiltrar-se até a capacidade de absorção ser atingida. Neste último caso, no instante em que todos os espaços entre os grãos (poros) estiverem preenchidos, haverá a obstrução da entrada de água. Assim, a água que não se infiltrar nos solos ou nas rochas escoará superficialmente. Quanto à água infiltrada, depois de preencher o déficit hídrico do solo, gerará uma rede de fluxo (ou escoamento) subsuperficial.

O processo de infiltração de água no solo é condicionado pela cobertura vegetal que reduz a energia cinética das gotas de chuva e evita seu impacto direto no solo (salpicamento), o que dificulta a formação de crostas superficiais em decorrência do aumento da porosidade causada pelo sistema radicular (raízes) que facilita a percolação da água (MOLINARI, 2004a). Outro fator importante é o teor de matéria orgânica ou serrapilheira que auxilia na coesão dos materiais superficiais, evitando a erosão, pois, devido a sua composição e estrutura, controlam a capacidade de retenção e armazenamento de água. Coelho Netto (1994) afirma que a camada superior retém em média 250% da água; a camada inferior retém em torno de 300% por ser mais decomposta e, conseqüentemente, apresentar maior superfície específica. Nota-se, portanto, que cobertura vegetal e teor de matéria orgânica estão intrinsecamente relacionados, pois esta última é resultado da decomposição física, química e biológica da vegetação. Esse fato reforça a importância da vegetação e da matéria orgânica para a manutenção do balanço hídrico na vertente.

A esses dois fatores, devem ser acrescentadas as características físicas do solo, como textura, porosidade, estrutura dos agregados (forma de disposição dos torrões), atividade endopedônica (relacionada a escavadores, como formigas, tatus e outros) formando bioporos; e do sistema radicular (raízes). As raízes atuam decisivamente na mecânica dos solos, condicionando o aumento da porosidade, reduzindo as poro-pressões positivas e gerando modificações nas taxas de agregabilidade; e na estruturação e estabilidade dos solos devido à decomposição

de raízes mortas, produzindo dutos, além da intensa atividade biogênica em suas proximidades (FREIRE ALLEMÃO *et al.*, 1995; JANSEN e COELHO NETTO, 1998).

2.1.1. REDE DE FLUXO NAS ENCOSTAS E PROCESSOS EROSIVOS

A água que não se infiltrar tenderá a escoar superficialmente, enquanto a água infiltrada, depois de preencher o déficit hídrico do solo, gerará uma rede de fluxo (ou escoamento) subsuperficial na vertente. Estes fluxos (superficial e subsuperficial) apesar de possuírem características e dinâmicas distintas, desempenham papel fundamental na deflagração de processos geodinâmicos, como a erosão dos solos.

Os escoamentos superficiais são formados através de dois fluxos que se diferenciam em função dos mecanismos envolvidos, podendo ser hortoniano ou saturado (dunniano). O primeiro é gerado quando a intensidade da chuva é superior à capacidade de absorção do solo, sendo bastante comum em regiões áridas e semi-áridas, mas pode ocorrer em qualquer região. Pode-se afirmar que, a água não consegue infiltrar-se devido às pressões exercidas pelo ar e/ou pela umidade (sucção) existente nos poros do solo e tende a escoar superficialmente.

A capacidade de infiltração é definida como a taxa máxima de absorção de água superficial. Esta começa com um valor máximo no início da chuva e logo diminui, conforme a compactação da superfície pela ação das gotas, o preenchimento coloidal dos interstícios do solo e a saturação de água nas camadas superiores (WARD, 1984 *apud* KOBAYAMA *et al.*, 1998).

Por outro lado, o escoamento superficial saturado (dunniano) é causado pela elevação da zona de saturação em superfície, geralmente em pouca profundidade, dentro do solo ou sobre a rocha alterada e/ou são, em situações de descontinuidade hidrológica produzida por variações texturais ou de decréscimo na condutividade hidráulica em profundidade (DUNNE e BLACK, 1978; DUNNE,

1990). Esse tipo de escoamento é bastante comum na base das encostas e/ou próximos dos canais fluviais.

A predominância de um tipo ou de outro escoamento superficial é determinada por fatores locais (às vezes pontuais) como as propriedades (morfologia e hidrologia, umidade antecedente) do solo, topografia (área de contribuição, forma e posição da encosta), clima (intensidade e volume de chuva) e geologia (direção do mergulho das falhas), entre outros.

Apesar das redes de fluxos superficiais e subsuperficiais apresentarem características e dinâmicas distintas, sabe-se de sua relação quase indissociável, verificada na geração do escoamento superficial saturado (dunniano). Diante disso, tais fluxos (superficiais e subsuperficiais) serão abordados separadamente por critérios meramente didáticos, com a finalidade de detalhar o escoamento superficial (hortoniano e dunniano) e sua relação com a morfodinâmica de vertente, visualizada nos processos erosivos (pedestais, sulcos, ravinas, voçorocas etc.). Em seguida, será discutida a dinâmica hidrológica subsuperficial, enfocando: linhas de fluxos, cunha de saturação, fluxo de retorno, dutos (*pipings*) e sua influência na deflagração de feições erosivas, como movimentos de massa e voçorocamentos.

2.1.1.1. Escoamento Superficial

A dinâmica dos fluxos hídricos superficiais é controlada fundamentalmente por dois fatores: o primeiro deles condiciona a energia cinética transferida aos fluxos, referindo-se, portanto, à atuação da componente lateral da força gravitacional, que é por sua vez controlada pela declividade do terreno; o segundo controla o padrão espacial do escoamento, subordinando-o ao comportamento das linhas de fluxo, referindo-se, portanto, à geometria do terreno.

Em trabalhos experimentais, analisando a relação entre permeabilidade dos solos e produção de escoamentos superficiais, Dunne e Black (1978) apontam

alguns fatores para a geração de fluxos, dentre os quais se destacam: tipo e umidade do solo, topografia, nível piezométrico na base da vertente, distância para a base (exutória), presença de fluxos de retorno e área de contribuição, além da intensidade e duração das precipitações.

Esses autores chamam atenção para dois aspectos, que são a umidade antecedente do solo e a intensidade das precipitações. Os experimentos realizados demonstraram que a quantidade de escoamentos era bem inferior em solos secos do que em locais que haviam sofrido eventos pluviométricos recentes, demonstrando o efeito da umidade antecedente. Outro aspecto interessante é que a formação de escoamentos superficiais nos locais secos ocorreu somente após 1 a 2 horas depois das precipitações, diferentemente dos locais que haviam sofrido precipitações recentes, onde rapidamente se formavam redes de escoamentos superficiais.

A influência da intensidade da chuva foi verificada nas taxas de erosividade dos solos. A erosividade da chuva representa a sua capacidade de promover o destacamento das partículas, sendo controlada pela quantidade, frequência e intensidade da chuva (HUDSON, 1961 *apud* GUERRA, 1994); esta última característica atua de forma decisiva na erosão através da compactação dos solos.

Faria (1999) afirma que a compactação dos solos ocorre em duas etapas: a selagem e o encrostamento. Num primeiro momento, ocorre a desagregação estrutural de uma fina camada na superfície do solo através do impacto das gotas de chuva ou pela irrigação pesada, denominada selagem, à qual se segue o endurecimento da superfície selada e a subsequente fase de ressecamento, constituindo o encrostamento superficial.

A consequência direta da compactação é endurecimento da parte mais externa da superfície, dificultando a infiltração de água e promovendo o aumento das taxas de escoamento superficial e contribuindo para formar incisões erosivas. A velocidade desses fluxos é determinada pela natureza das superfícies.

No que reporta aos tipos, tanto no fluxo superficial hortoniano quanto no fluxo superficial saturado a água pode correr no terreno sem seguir caminhos preferenciais, resultando no que se chama de escoamento difuso (*sheetflow*). No entanto, quando a água começa a correr em caminhos preferenciais, assume a característica de escoamento concentrado, cuja capacidade erosiva é bem superior à do escoamento difuso.

O escoamento difuso ocorre após a acumulação de água nas depressões do terreno (microtopografia) começando a escoar-se pela encosta quando o solo está saturado e quando as poças não conseguem mais contê-la. Na medida em que o fluxo de água aumenta e se acelera encosta abaixo, ocorre o destacamento das partículas do solo e, finalmente, a erosão começa a ocorrer a partir de uma distância crítica do topo da encosta (GUERRA, 1994,1999).

Outra característica peculiar de tal fluxo é a presença de pedestais (*demoiselles*), indicando a ocorrência de salpicamento (embate da gota de chuva na superfície do terreno - *splash erosion*) intercalado com a remoção das partículas pelo escoamento. Em geral, essas feições são formas residuais esculpidas abaixo de um objeto cuja densidade não permitiu a sua remoção (grânulos e seixos de materiais variados), sendo muito comuns no interior de incisões erosivas ou em vertentes desprovidas de vegetação, fornecendo, de imediato, um parâmetro para estimar a taxa de ablação pluvial da superfície nas quais são esculpidas (OLIVEIRA, 1999).

Por outro lado, o fluxo concentrado conhecido por fluxo linear (*flowline*) caracteriza-se, num primeiro momento, pela concentração do fluxo (de montante para jusante) em pequenos filetes em pontos aleatórios da encosta, nos quais a profundidade aumenta e a velocidade diminui, devido à rugosidade da superfície, havendo uma queda simultânea da energia do fluxo, causada pelo movimento de partículas que são transportadas por essas pequenas fissuras denominadas sulcos (GUERRA, 1999).

Posteriormente, o escoamento recai sobre canais bem definidos retirando as irregularidades e os sedimentos inconsolidados internamente, formando ravinas. Essas feições são, na verdade, aprofundamentos dos sulcos com profundidades variando de 0,50m a 1,5m, cuja calha de escoamento de água tem a forma de V. Além disso, as ravinas apresentam crescimento de caráter intensivo, tanto progressivo ou vertical (de montante para jusante) como regressivo (de jusante para montante), muito embora prevaleça o crescimento progressivo (GUERRA, 1999).

Por fim, a evolução das ravinas tende a formar cabeceiras (*headcuts*) nas quais ocorre a formação de picos na produção de sedimentos, resultantes da erosão dentro das ravinas, havendo zonas de deposição de sedimentos abaixo das cabeceiras, demonstrando que a taxa de produção de sedimentos, a partir do recuo das cabeceiras, excede a capacidade de transporte do fluxo de água. À medida que as cabeceiras recuam em direção às partes mais elevadas (crescimento regressivo ou areolar), e em caráter extensivo, o canal torna-se mais largo, e quando atinge dimensões superiores a 1,5m de profundidade e largura, comprimento superior a 3m, com parede vertical é denominado voçoroca (GUERRA, 1999).

Nesse aspecto, a voçoroca (*gully*) se concretiza no estágio mais avançado e complexo da erosão dos solos, pois os condicionantes para seu surgimento não se restringem somente ao aprofundamento dos canais, como no caso dos sulcos e das ravinas decorrentes do escoamento superficial concentrado. Além da mecânica do *runoff*, o mecanismo de formação das voçorocas pode incluir a dinâmica da rede de fluxos subsuperficiais (MONTGOMERY e DIETRICH 1988; COELHO NETTO *et al.*, 1988; DUNNE, 1990; AVELAR e COELHO NETTO, 1992a; COELHO NETTO, 2003, entre outros).

2.1.1.2. Escoamento Subsuperficial

A série de inter-relações entre a hidrologia e a geomorfologia é notória quando se explica a formação da rede de canais baseada no mecanismo do *runoff*, ou seja, a princípio, a erosão se processa nas encostas, de forma concentrada nas superfícies inclinadas, nos canais e nos fundos de vale, organizando, assim, a rede de drenagem em determinada área.

Nesse sentido, a influência dos fluxos subsuperficiais (*throughflow*) na morfodinâmica das vertentes é fundamental. Em termos conceituais, de acordo com Chorley (1978) *apud* Dunne (1990) esse escoamento é definido como o fluxo subsuperficial da água ocorrido entre os vazios do solo, usualmente em condições não-saturadas.

A distribuição dos fluxos e os caminhos a serem percorridos pela água estão relacionados a diversos fatores interligados, dentre os quais destacam-se as características pedológicas (descontinuidades texturais entre os horizontes, variações de porosidade e umidade, aumento da profundidade, diferentes graus de alteração das rochas e solos, condutividade hidráulica saturada, capacidade de infiltração); litológicas (tipos de rochas, diques, bandamentos, xistosidades); geomorfológicas (declividade, área de contribuição, descontinuidade nas formações superficiais, formas e posição da encosta); climatológicas (intensidade e duração de chuva); hidrológicas (presença de escoamento superficial, nível piezométrico, distância da exutória e fluxos de retorno), entre outras (DUNNE e BLACK, 1978; RUHE, 1975; ANDERSON e BURT, 1978a, 1978b; MONTGOMERY, 1984; DUNNE, 1990; FERNANDES, 1990; COLÂNGELO, 1990, 1995; PIO FIORI, 1995).

A principal relação entre a rede de fluxos subsuperficiais e os processos erosivos, como os voçorocamentos (e também movimentos de massa), ocorre por três mecanismos internos: 1) desenvolvimento de frentes de saturação; 2) fluxo de retorno; e 3) macroporos longitudinais interligados ou *pipings*. Esses mecanismos ocasionam variações nas propriedades geomecânicas dos materiais, como

coesão e fricção interna, respectivamente de natureza química e física, ocasionando a instabilidade e a evolução das vertentes.

O ***desenvolvimento de zonas de saturação subsuperficial*** refere-se à formação de áreas de intumescência nas quais há convergência de fluxos. Em geral, a cunha de saturação é condicionada por limiares topográficos, como forma e posição da encosta, além de fatores pedológicos. Existem três zonas de máxima aglutinação de água: as concavidades, as encostas côncavas e as bases das encostas (ANDERSON e BURT, 1978a; FERNANDES, 1990).

A priori, torna-se necessário uma sucinta sistematização de alguns termos a serem discutidos a seguir, para facilitar a compreensão dos processos hidrológicos de encosta. Nesse sentido, Carson e Kirkby (1972) *apud* Anderson e Burt (1978a, p.1124) clara e objetivamente definem “as encostas côncavas como as áreas onde as curvas ortogonais são convergentes, e as encostas convexas como as áreas onde as curvas ortogonais são divergentes podendo os fluxos superficiais apresentar várias direções”.

No que concerne à área de convergência de água, Coelho Netto (2003) esclarece:

O termo é conhecido internacionalmente por cabeceira de drenagem, desenvolvendo-se nos domínios de encostas e apresentam topografia côncava, sobre as quais se originam ou avançam as cabeças de canais. O termo “cabeceira de drenagem” é tratado na literatura internacional como “hollows” (HACK, 1960) e no Brasil como “rampa” (MEIS & MONTEIRO, 1979) ou “concavidade” (AVELAR & COELHO NETTO, 1992a, 1992b). O termo cabeça de canal refere-se às extremidades de montante dos canais erosivos que avançam progressivamente através dos fundos dos vales das cabeceiras de drenagem e correspondem ao “channel head” de Dietrich & Dunne (1993) ou “stream head” (KIRKBY, 1994) (COELHO NETTO, 2003, p.70).

As concavidades ou *hollows* presentes nas encostas são formadas pela ruptura nas laterais das encostas e dos complexos de rampas, apresentando

corpos coluviais de geometria inclinada convergente para o eixo longitudinal e reentrâncias de fundo plano subhorizontal a horizontal resultante do preenchimento de paleocanais erosivos por materiais alúvio-coluviais (rampa de alúvio-colúvio) (MOURA *et al.*, 1991). A partir das diferenciações de reafeiçoamento evidenciado pelo ângulo de articulação das encostas laterais com o eixo longitudinal e sua relação com a drenagem principal. Moura *et al.* (1991) propõem uma tipologia para os *hollows* côncavos, definindo cinco tipos: plano (HCP), articulado (HCA), suspenso (HCS), embutido (HCE) e plano reafeiçoado (HCPR).

Por outro lado, considerando *encostas côncavas*, e não somente parte delas como são as concavidades, existem duas componentes de convergência vinculadas a essa geometria. Uma refere-se à convergência forçada pela redução progressiva da superfície de escoamento disponível, a outra é decorrente de redução dos fluxos hídricos através da ação da força tangencial contra a superfície. A primeira componente, ligada à concavidade das formas em planta, provoca um aumento progressivo da disponibilidade de água por unidade de área, por convergência. A segunda, relacionada à concavidade em perfil, facilita a retenção da água e, conseqüentemente, dificulta a percolação em subsuperfície (COLÂNGELO, 1990).

De acordo com a configuração morfológica, haverá variações no comportamento hidrológico, principalmente no que se refere à direção e à velocidade dos fluxos superficiais e subsuperficiais. Além do limiar fisiográfico, a dinâmica dos escoamentos depende de outros fatores, como as taxas de recarga, estratigrafia, espessura dos solos, extensão lateral e propriedade hidráulica de formação das rochas (DUNNE, 1990). Dessa maneira, a expansão ou retração da área saturada (cunha de saturação) ocorrerá na área onde a água deveria emergir através de um fluxo subsuperficial rápido resultante do acréscimo da água advinda da área de contribuição e condicionada pela intensidade da chuva (DUNNE e BLACK, 1978).

No caso da *base da encosta*, apresenta proximidade do lençol freático, por isso a umidade do solo é superior à da média e da alta encosta, já que nos

períodos de elevados índices pluviométricos a recarga hídrica subsuperficial tende a elevar-se, aumentando a instabilidade manifestada na forma de erosão basal através de ravinamentos, voçorocamentos, movimentos de massa ou fluxos de lama. Nesses casos, a forma erosiva gerada resultará da interação entre os mecanismos e condicionantes induzidos pela relação entre a quantidade de água e as propriedades físico-químicas dos materiais.

Ponto importante a ser destacado é que as encostas não apresentam uniformidade morfológica (da base ao topo), como côncavas, convexas ou retilíneas. Baseando-se nessa constatação, Ruhe (1975) combinou os três tipos de formas, estabelecendo nove geometrias básicas dentro da perspectiva tridimensional. Verifica-se assim, que a dinâmica subsuperficial (e superficial) dos fluxos de uma encosta apresenta características de convergência ou divergência (ou os dois), dependendo de sua forma exata. Diante disso, os fluxos apresentam configurações espaciais de difícil identificação, principalmente em função das variações piezométricas¹¹ nas diferentes faixas da encostas.

Em síntese, a cunha de saturação representa a faixa subsuperficial onde a água se concentra, representando a elevação do nível freático ou piezométrico, que em geral é bastante concentrada na base da encosta, diminuindo em direção à média e à alta encosta, devido às percolações convergentes. A formação de zonas de saturação proporciona condições para o surgimento de canais incisos (voçorocas) por meio das exfiltrações e dutos (*pipings*) apontados como principais mecanismos subsuperficiais responsáveis pela deflagração de tais processos sinalizando formas de evolução das cabeceiras de drenagem.

O segundo mecanismo relacionado aos processos hidrológicos subsuperficiais são os **fluxos de retorno**, também chamados de *efeito pistão*. Os fluxos de retorno ocorrem quando há o decréscimo na capacidade do solo de transmitir o fluxo subsuperficial, causando a emergência da água subsuperficial na

¹¹ O nível piezométrico pode ser identificado e monitorado por meio de poços de observação, que são canos de PVC de 32 mm (por exemplo), com a extremidade superior vedada por uma tampa e a inferior aberta e com uma rede de orifícios laterais, com altura aproximada de 1,5 m, a partir da sua base, procurando abranger as oscilações do lençol ao longo do ano hidrológico (LUIZ, 2003).

forma de exfiltração (DUNNE, 1990). Em outras palavras, após os eventos chuvosos, cada incremento hídrico implica certo deslocamento dos volumes de água retidos no solo, forçando-os a sair no extremo inferior da vertente. Os fluxos de retorno somente ocorrem quando a taxa de umidade do solo é máxima, evidenciada depois de várias chuvas antecedentes.

Dunne (1990, p. 06 e 13) afirma que a distribuição espacial das exfiltrações é governada pela “geometria da rede de fluxo subsuperficial, superfície topográfica, condutividade hidráulica e as taxas de recarga” (...) e “profundidade do solo”. A dimensão das frentes de exfiltração é fortemente controlada pelas condições geológicas e topográficas, visto que as grandes nascentes (*springs*) comumente ocorrem em estratigrafia e/ou estruturas heterogêneas.

As frentes de exfiltrações afloram superficialmente de forma canalizada principalmente na base das encostas, como resultado da integração hídrica promovida pela saturação na base da vertente causada pela interação entre as oscilações piezométricas e a rede de fluxos subsuperficiais, as quais, em conjunto, proporcionam condições ideais, para a deflagração de processos geodinâmicos, como voçorocamentos e movimentos de massa (ANDERSON e BURT, 1978b).

Dietrich e Dunne (1978) *apud* Dunne (1990) afirmam que a instabilidade geomecânica na base da encosta é causada pela interação entre expansão da zona de saturação, exfiltração de água e a formação de *pipings*. Esses se constituem nos principais mecanismos hidrológicos subterrâneos para a integração entre canal fluvial e encosta.

A extensão da calha fluvial a montante da encosta resulta da combinação hidrogeológica causada pela concentração da descarga hídrica promovida pelas exfiltrações no desenvolvimento de ravinamentos e voçorocamentos fortemente condicionada por baixa condutividade hidráulica, alta porosidade e susceptibilidade para a intemperização promovendo a redução da tensão efetiva e a perda de coesão dos materiais.

O terceiro mecanismo relaciona-se aos **macroporos longitudinais interligados ou pipings**, que representam interligações subsuperficiais formadas pela instabilidade geodinâmica causada pelos escoamentos subsuperficiais, provocando ruptura pela diminuição e/ou queda da tensão efetiva dos materiais. O *piping* é caracterizado basicamente pela formação de um caminho (duto) preferencial e concentrado dos fluxos nos quais produz um tempo de resposta (por causa da sua maior condutividade hidráulica) bem menor do que o restante da matriz do solo, de maneira a propiciar a interconexão rápida entre as camadas do solo afetadas.

Para Beven e German (1982) *apud* Kobayama *et al.* (1998), os pipings não constituem os únicos tipos de macroporos, dentre os quais destacam-se: a) poros formados pela fauna; b) poros formados pelas raízes das plantas; e c) poros formados pelas fissuras e rachaduras. Os diversos tipos de macroporos revelam distintos mecanismos de formação, sendo assim (por exemplo), no caso do último grupo, sua formação está relacionada ao dessecamento dos solos argilosos e/ou às técnicas de cultivos convencionais, como o subsolamento.

De acordo com Dunne (1990) são cinco as condições para a formação e manutenção do duto erosivo: a) saturação da superfície acima do horizonte subsuperficial ou a área dos macroporos densamente recarregada por percolações; b) passagem inicial ou a saída da água dentro de uma zona saturada ocorrer por um fluxo concentrado; c) força de destacamento suficientemente alta no limite da passagem para exceder a força de resistência ao cisalhamento; d) capacidade de transporte, de fluxo e do gradiente hidráulico suficientes para gerar descarga capaz de erodir os sedimentos; e) coesão suficiente para sustentar a parede e o teto durante todo o tempo.

Outro condicionante fundamental para a formação dos dutos é a velocidade dos fluxos, a qual determinará a dimensão do efeito erosivo, verificado na dimensão (ou circunferência) do duto. A descarga de fluxos nos macroporos é fortemente controlada pela intensidade da chuva, umidade antecedente do solo, a

tensão e consistência do solo (DUNNE, 1990), a profundidade da cunha de saturação e a forma da encosta (ANDERSON e BURT, 1978b).

Dunne (1990) lembra que muitos autores têm documentado evidências de fluxos subsuperficiais ao longo de fraturas ou túneis em solos ricos em sódio com elevados potenciais de compactação ocorrendo em regiões com fortes regimes hidrológicos. Essas condições proporcionam não somente condições iniciais de redes de fluxos subsuperficiais por escoamentos e transporte de sedimentos, mas também a redução da condutividade hidráulica promovida pela saturação e pelo aumento do fluxo de passagem.

A interação entre a remoção das partículas pelos fluidos e o colapso gravitacional das margens do túnel erosivo causado pela flutuação na concentração de sedimentos na parte interna do duto é reflexo das características químicas dos solos, da dinâmica de pulso dos fluxos interpedais condicionados pela presença de falhas geológicas e/ou condicionamentos tectônicos (DUNNE, 1990).

No momento em que a coesão do solo é reduzida a ponto de não sustentar o peso do material acima do duto, ocorre o colapso de seu teto e a conseqüente integração entre subsuperfície e superfície, manifestando geomorfologicamente uma forma erosiva denominada voçoroca.

Em síntese, a dinâmica hidrológica subsuperficial através do desenvolvimento de zonas de saturação, associado à formação de frentes de exfiltração, *pipings* e a subida do lençol (zona saturada) constituem em mecanismos de deflagração aos processos erosivos, influenciando todos os demais condicionantes (solo, estrutura geológica, vegetação etc.) e controladores dos processos erosivos em áreas de clima úmidos.

Considerando o exposto, para entender e analisar a complexidade inerente aos diversos processos morfodinâmicos de vertentes, os voçorocamentos e os movimentos de massa serão enfatizados no item seguinte, no qual serão discutidas essas incisões na perspectiva de realçar seu papel como resposta aos balanços sinérgicos na interface vertente-canal de drenagem.

2.2. MORFODINÂMICA DE VERTENTES

O estudo da dinâmica de vertentes tem como pressuposto básico que a vertente alude um sistema hidrodinâmico ajustado a um conjunto de parâmetros nos quais os materiais superficiais inconsolidados são sustentados por forças coesivas e de fricção, respectivamente de natureza química e física. Nessa perspectiva, a compreensão dos processos atuantes nas vertentes, como a erosão, constitui elemento fundamental para o estudo da evolução dessas formas de relevo.

A erosão dos solos representa a tendência dos sistemas naturais para atingir um estado de equilíbrio entre energia disponível e eficiência do sistema em dissipar energia. Assim, quando um sistema natural (encosta, bacia hidrográfica etc.) não é eficiente para dissipar energia disponível, o sistema se adapta, de forma a atingir novo estado de equilíbrio. No caso dos solos, tanto a mudança na quantidade de energia disponível (intensidade e frequência de precipitações etc.), quanto a alteração das características do sistema (uso do solo, cobertura vegetal, grau de estruturação etc.) podem levar a uma situação de desequilíbrio entre energia disponível e capacidade de dissipação de energia (OLIVEIRA, 1999).

Em termos geomorfológicos, pode-se dizer que a erosão é o processo que envolve o destacamento e o transporte de solos e fragmentos de rochas, tanto no domínio das encostas como no fluvial. A erosão ocorre sempre que a força de cisalhamento excede a força de resistência, resultante de propriedades mecânicas intrínsecas aos materiais. A erosão pode ser operada por distintos mecanismos físicos, incluindo: a) ação direta do salpico das gotas de chuva; b) ação do escoamento superficial do tipo hortoniano ou do tipo dunniano; c) ação do escoamento subsuperficial em dutos e túneis (associado à atividade biogênica, às discontinuidades lito-pedológicas e aos fissuramentos dos solos); d) excesso de poro-pressões nas faces de exfiltração do escoamento subsuperficial; e) ação gravitacional, ou movimentos de massa, especialmente quando as poro-pressões positivas se tornam críticas dentro dos perfis de solo. Uma vez iniciada a erosão, a

incisão pode progredir através do mesmo mecanismo deflagrador ou pode vir a catalisar outros mecanismos, de tal modo que uma cadeia de mecanismos será responsável pela escultura das formas erosivas no relevo e sua progressão espaço-temporal (COELHO NETTO, 1998).

Na verdade, a erosão é o processo natural de retrabalhamento e aplainamento das superfícies que, de acordo com o agente de deflagração, pode ser natural ou acelerada. A primeira refere-se à manifestação geomórfica de reajustes do sistema morfogenético (encosta, p.e.) na busca de novo estado de equilíbrio, apresentando dinâmica que vai de lenta a acelerada devido à ação de chuvas, gelo ou vento resultante da inter-relação de fatores naturais (erosividade da chuva, propriedades do solo, cobertura vegetal e características da encosta), sem influência da ação do homem (DORST, 1973).

Já a erosão acelerada alude ao tipo de processo erosivo e seus resultados como incisões/feições (pedestais, sulcos, ravinas, voçorocas e cicatrizes de movimentos de massa) na qual a intensidade das transformações na paisagem é superior à erosão natural, podendo ou não estar associada à influência do homem (elemento e/ou agente do sistema), acelerando a dinâmica dos processos naturais.

Assim, as diferentes formas erosivas se devem a distintos mecanismos e condicionantes. Na perspectiva de entender a dinâmica destes processos e sua integração no sistema vertente, a seguir serão discutidos os movimentos de massa e os voçorocamentos, bem como as feições de retrabalhamento (alcovas, marmitas, costelas etc.) que por sua vez surgem dentro (ou não) dessas formas erosivas maiores.

2.2.1. MOVIMENTOS DE MASSA

Os movimentos de massa (*landslides* ou *mass movement*) correspondem ao deslocamento de terra ou rocha pela ação da gravidade. Selby (1990) afirma que se incluem nesse processo, desde deslocamentos lentos dos materiais de encostas pouco e medianamente inclinadas até a queda livre de blocos rochosos em vertentes íngremes.

A característica principal de tais processos é o destaque simultâneo de certa massa bem definida de solo ao longo de uma superfície de ruptura, em que o material removido (solo, rocha, lixo etc) projeta-se encosta abaixo acionado pela água e deslocado pela força gravitacional sendo diretamente condicionado por sua fluidez e pela forma da encosta, podendo depositar-se na área de convergência de fluxos (anfiteatro) e/ou alinhando-se ao longo de terracetes marginais.

Além da quebra natural do equilíbrio dinâmico entre os elementos da paisagem, o uso irregular do solo é fator importante para o surgimento dessas feições. Em decorrência disso, inúmeros problemas socioeconômicos e ambientais eclodem, principalmente nas áreas urbanas, haja vista o adensamento habitacional acentuado em áreas susceptíveis à erosão. Dessa maneira, os primeiros atingidos pela instabilidade dos materiais nas encostas são os próprios residentes. Isto se confirma por meio das grandes catástrofes acontecidas no Rio de Janeiro (por exemplo), desde o início da ocupação dos morros, como atestam Sternberg (1949), Meis e Xavier-da-Silva (1968), Lacerda e Sandroni (1985), Fernandes *et al.* (1999), Fernandes *et al.* (2001), Gonçalves e Guerra (2001), entre outros.

Além dos prejuízos econômicos, os movimentos de massa causam mortes e prejuízos materiais de grande vulto que, dependendo do local de sua ocorrência, afetam rodovias e ferrovias que cruzam ou margeiam as encostas, as populações que nelas habitam, usinas hidrelétricas e suas linhas de transmissão e, finalmente, em alguns casos, os complexos industriais e as próprias cidades quando situadas

nas adjacências de encostas mais susceptíveis de instabilização (FERNANDES *et al.*, 2004; CRUZ, 2001).

Acrescente-se que o volume de material mobilizado pode desencadear outros processos erosivos bastante significativos, como a erosão laminar e/ou erosão concentrada em sulcos, ravinas e voçorocas, graças ao desenvolvimento imediato do escoamento superficial, sobre a massa de material mobilizado ou sobre a própria cicatriz (MOLINARI, 2004b).

2.2.1.1. Condicionantes Biogeofísicos

Os movimentos de massa são condicionados por complexa relação entre fatores geomorfológicos, com destaque para morfologia e morfometria da encosta; geológicos-geotécnicos, englobando as características lito-estruturais, fraturas subverticais e falhamentos tectônicos; hidrológico-climáticos, com ênfase sobre as poro-pressões positivas e negativas, teor de umidade do solo; pedológicos, mormente as propriedades físicas, morfológicas (densidade, porosidade etc.) e hidráulicas do solo (condutividade hidráulica saturada e não saturada) (FERNANDES *et al.*, 2001); além do elemento humano, acelerando a dinâmica dos processos naturais, devido à quebra do equilíbrio dinâmico entre os condicionantes biogeofísicos aumentando a incidência de movimentos de massa.

2.2.1.1.1. Geomorfologia

Os fatores geomorfológicos muitas vezes são associados erroneamente à topografia altimétrica e à inclinação do terreno, limitando a análise da influência desses fatores na deflagração dos movimentos de massa. Diante desta limitação, torna-se necessário incluir as relações entre a forma e a hidrologia (superficial e subsuperficial) da encosta englobando outros aspectos, tais como: declividade, área de contribuição, forma e orientação da encosta.

Guimarães *et al.* (1998) e Fernandes *et al.* (2004) atestam que o potencial de movimentos de massa cresce com o aumento da *declividade* entre 37° até 55°. A partir daí novos incrementos na declividade, ao contrário, acarretam uma diminuição do potencial de movimentos de massa. No entanto, fica evidente a existência de relações entre declividade e parâmetros relacionados à geologia, como: espessura do solo e fraturas de alívio de tensão, os quais controlam a estabilidade das encostas.

A *área de contribuição* constitui um dos aspectos fundamentais para o estabelecimento de áreas susceptíveis a movimentos de massa, ou seja, a análise do papel da topografia no condicionamento destes processos deve ir além da tradicional medição da declividade do terreno: é preciso também identificar o tamanho da área onde há convergência de água para os pontos mais susceptíveis nas vertentes.

A *forma de encosta* é outro condicionante importante a ser considerado, pois pode influenciar de forma direta e indireta o desencadeamento dos movimentos de massa. De forma direta, pode ser observada através da equação de Coulomb (estabilidade de encosta), no qual o ângulo nas encostas implica redução do fator de segurança, pois aumenta a força de cisalhamento e diminui o auxílio que a força normal dá para a resistência (LACERDA, 1973; GUIDICINI e NIEBLE, 1976). Indiretamente, a morfologia do terreno exerce influência na geração de zonas convergentes e divergentes dos fluxos superficiais e subsuperficiais.

No que concerne a *orientação da encosta*, Sterneberg (1949) e Guimarães *et al.* (1998) afirmam que a orientação influencia a deflagração dos movimentos de massa, devido às diferenças microclimáticas locais. Tal fato pode ser visto na distinção do revestimento florestal que se forma entre um terreno localizado a barlavento e outro a sotavento da encosta. Assim, como conseqüência direta desse fator, a água escorre pela superfície em diferentes quantidades nessas duas superfícies, apresentando diferentes intensidades erosivas.

Outro aspecto a ser destacado sobre a morfometria é o comprimento da encosta, que influi no tempo de escoamento superficial e, conseqüentemente, nas taxas de erosão (CUNHA, 1991). Em outras palavras, quanto maior for a encosta, maiores serão os escoamentos e a susceptibilidade aos movimentos de massa.

2.2.1.1.2. Geologia

Os elementos geológico-geotécnicos influenciam a deflagração de movimentos de massa, pois redimensionam a hidrologia da encosta através do direcionamento de fluxos de água, tanto em superfície quanto em subsuperfície, causando a instabilidade dos materiais. Nesse sentido, podem ser destacados os seguintes condicionantes: fraturas e falhas tectônicas; descontinuidades mecânica e hidrológica do solo; e depósitos de encosta (FERNANDES e AMARAL, 1996).

As *fraturas e/ou falhas* representam importantes descontinuidades, tanto em termos mecânicos quanto hidráulicos. Algumas se originam de processos geológicos internos (fraturas tectônicas), durante o resfriamento do magma ou mesmo durante fases de deformação de caráter rúptil. Outras têm sua gênese associada a eventos não tectônicos, sendo chamadas de fraturas atectônicas, dentre as quais destaca-se a *fratura de alívio de tensão* que é formada pela expansão da rocha em direção à superfície.

A essas devem ser acrescidas as *fraturas subverticais*, formadas próximo ou na superfície do terreno, constituindo sistemas de falhas subsuperficiais, no sentido vertical ao sistema vertente, influenciando diretamente os fluxos de água e a conseqüente modelagem superficial em alguns trechos da encosta (LACERDA, 1997; COELHO NETTO, 2003).

Em suma, as fraturas de tensão refletem descontinuidades mecânicas e estruturais superficiais, condicionando as taxas de absorção de água no solo, de forma que, as fraturas subverticais influenciam a percolação da água e os teores de umidade ao longo da vertente.

As *falhas tectônicas* estão diretamente relacionadas à dinâmica epirogenética da terra (terremotos, soerguimentos etc.) e atuam como caminhos preferenciais de alteração, permitindo que a frente de intemperismo avance para o interior do maciço de modo mais efetivo. Conclui-se, portanto, que as fraturas de tensão e subverticais estão contidas nesse grande arcabouço geológico que são as falhas geológicas tectônicas. No entanto, para compreender a influência de tal aspecto na movimentação de massa, é necessário analisar alguns elementos, como: tipo de fraturamento, geometria e propriedade mecânica das juntas e das camadas, composição litológica dos materiais da encosta e estrutura geológica da área (GERRARD, 1994).

As *descontinuidades mecânicas e hidrológicas* são consequência direta das feições estruturais relíquias do embasamento rochoso e dos horizontes do solo formados pela atuação pedogenética. Essas descontinuidades atuam decisivamente no condicionamento das distribuições das poro-pressões no interior da encosta e, conseqüentemente, na sua estabilidade (AVELAR e COELHO NETTO, 1992a, 1992b; COELHO NETTO, 2003).

Selby (1990) atesta que fraturas de relíquias podem condicionar escorregamentos, principalmente em encostas que apresentam: a) um ou mais desses sistemas mergulhando para fora da encosta; b) juntas relíquias preenchidas por material argiloso formando barreiras ao fluxo e ao nível de água suspenso; c) juntas relíquias que tiverem uma redução no ângulo de atrito devido às mudanças mineralógicas decorrentes do avanço do intemperismo ao longo da fratura.

2.2.1.1.3. Clima

O fator climático talvez seja o principal condicionante para os movimentos de massa, devido à saturação dos solos e a conseqüente perda de estabilidade dos agregados. Pio Fiori (1995) descreve que os movimentos de massa são fenômenos de modelagem da superfície terrestre estreitamente ligados às

condições climáticas úmidas, ao intenso processo de intemperismo das rochas e à força de gravitacional.

A associação da água no desencadeamento desses processos é tão evidente que é quase uma unanimidade afirmar que os eventos pluviométricos constituem-se em fatores preparatórios para os movimentos de massa nas vertentes. Tal fato pode ser verificado nos trabalhos de Sterneberg (1949), Wolle e Carvalho (1989), Lima (1998), Fernandes (1996; 2004) e Luiz (1996, 2003), entre outros.

Há pelo menos dois fatores pluviométricos condicionantes na deflagração dos escorregamentos. Em primeiro lugar, deve-se considerar a chuva que ocorre durante o evento, ou seja, em período de tempo relativamente curto, provocando a ocorrência da frente de saturação (WOLLE e CARVALHO, 1989). No entanto, a configuração de uma situação crítica está intimamente associada às condições de pré-saturação do solo, ou seja, aos níveis de umidade em que o terreno já se encontrava quando foi submetido à infiltração. Em outras palavras, quanto mais úmido estiver o solo, mais rapidamente ocorrerá a saturação em superfície, e com maior velocidade a frente de saturação avançará através do solo. Por outro lado, quanto mais seco o solo, mais difícil será a ocorrência das condições que podem deflagrar um escorregamento (NEWERLA, 1999).

Portanto, é da ação combinada de chuva precedente e chuva intensa de curta ou média duração que resulta um escorregamento, tornando-se fundamental identificar as seguintes características pluviométricas: tempo de duração, intensidade mínima e as condições iniciais de umidade.

2.2.1.1.4. Solo

As características do solo influenciam diretamente o equilíbrio entre as forças integrantes do sistema vertente, principalmente através das variáveis morfológicas, hidráulicas e mineralógicas. No que se refere à *morfologia* do solo,

as características físicas importantes são: textura, estrutura, densidade e porosidade, detalhando, em alguns casos, a macroporosidade e a microporosidade. Tais elementos são importantes para a análise do direcionamento e do condicionamento dos fluxos de água, tanto em superfície quanto em subsuperfície.

Entre as *propriedades hidráulicas* dos solos destacam-se a condutividade hidráulica saturada e não-saturada, as quais são influenciadas pelas características locais do ambiente, como: atividade biogênica, presença de raízes, existência de fendas de tração, textura e estrutura do solo. Assim, quando há o aumento da absorção de água pelo solo ocorre a significativa perda de resistência dos materiais, pois a força de cisalhamento é largamente controlada pelo conteúdo de água presente no material (SELBY, 1990; LUIZ *et al.*, 1995). Em termos práticos, o encharcamento do solo indica que todos os poros estão sendo preenchidos pela água e isto pode provocar um aumento da pressão exercida pela água sobre as partículas de solo, levando à diminuição da situação de equilíbrio, que será seguido por movimentos de massa.

Lima (1998) afirma que o *tipo de mineral* presente no solo constitui-se em elemento importante para a compreensão da resistência dos materiais. Assim, solos com minerais argilosos, como a caulinita, não se expandirão tanto após os eventos chuvosos, pois não são capazes de absorver muito conteúdo de água. Por outro lado, solos onde os minerais de argila são do tipo montmorilonita se expandirão, devido a sua elevada capacidade de expansão e contração, capaz de absorver moléculas d'água entre os cristais. Portanto, solos com argilas do tipo 2:1 como as montmorilonita estarão sujeitos a extremos comportamentos plásticos e líquidos. Eles se contraem sob condições de secagem e se expandem em condições de umedecimento, promovendo o aparecimento e o fechamento de fendas.

Conclui-se que as características do solo influenciam decisivamente no equilíbrio dinâmico das vertentes sob duas formas: a primeira, em condicionar os fluxos subsuperficiais proporcionando zonas de saturação e percolação de fluxos

em diversos pontos da encosta, instabilizando-as; e, por último, devido à perda de coesão dos materiais e da redução do ângulo de atrito interno, o que reduz consideravelmente a sua força de resistência ao cisalhamento.

2.2.1.1.5. Atividade Humana

Vários estudos realizados no mundo (SELBY, 1990; GERRARD, 1994) e no Brasil (FERNANDES e COELHO NETTO, 1999; CRUZ, 2001; FERNANDES *et al.*, 2001, 2004; GONÇALVES e GUERRA, 2003, entre outros) revelam que as intervenções humanas têm papel importantíssimo como agente preparatório para a ocorrência de movimentos de massa. Em termos gerais, o uso e ocupação irregular de áreas naturalmente susceptíveis a erosão, como as encostas íngremes, e/ou a mudança na geometria das encostas acelera e amplia a instabilidade dessas superfícies.

Newerla (1999) demonstra, por analogia, que as encostas em condições naturais mantêm-se como um copo com um pouco de água; as intervenções humanas de forma irregular ocasionam o preenchimento desse copo até a borda, e a chuva é, nesse caso, a gota d'água que faltava para o transbordamento.

A ação humana altera a dinâmica natural da vertente através (por exemplo) da remoção da cobertura vegetal, elemento importante para a sua estabilidade. A vegetação determina o volume de precipitação que atinge a superfície inclinada, amortece o impacto das gotas de chuva, direciona os escoamentos superficiais e fortalece o solo para resistir aos efeitos das forças erosivas. Segundo Sternberg (1949) o dossel de folhas intercepta, em média, 10 a 25% da precipitação, e durante chuviscos de pequena duração, chega a deter 100% da precipitação. Essa água é diretamente evaporada, não atingindo o solo. No entanto, se o solo estiver desprovido de cobertura vegetal e, principalmente, da camada de serrapilheira (folhas e galhos caídos de árvores) que cobre o solo mineral, ocorrerá o impacto direto das gotas de chuva, conhecido como salpicamento ou *splash erosion*.

Destarte, verifica-se que a ação do homem acelera a dinâmica dos processos nessas superfícies, principalmente desequilibrando a relação existente entre água e solo, onde os efeitos se manterão em toda a vertente. Assim, as porções mais superficiais dos solos exercem influência dominante sobre os processos que regulam a distribuição das águas nas vertentes (HORTON, 1933 *apud* COELHO NETTO *et al.*, 1980).

2.2.1.2. Equilíbrio de Forças na Vertente

A forma tridimensional modelada pelos processos de denudação atuantes no presente ou no passado que representam a conexão dinâmica estendida do interflúvio ao meio do leito fluvial e da superfície do solo ao limite superior da rocha não intemperizada é denominada vertente (DYLIK, 1968, DALYMPLE *et al.*, 1968 *apud* CHRISTOFOLETTI, 1974).

Tal definição é composta por algumas características fundamentais para a análise dos processos morfodinâmicos responsáveis pela configuração atual dessas formas de relevo, além dos mecanismos causais deles derivados. Pode-se destacar o *dinamismo dos processos geomórficos nas vertentes*, cuja morfologia atual resulta dos diferentes processos de erosão e deposição, derivados das flutuações climáticas e/ou de eventos orogenéticos (escala geológica) e processos geodinâmicos recentes, naturais ou acelerados, quase sempre determinados pela influência do homem (escala humana).

Genericamente, Colângelo (1990) afirma que, sob condições habituais, os diversos mecanismos do sistema vertente atuam para ajustar formas, material e processo em cada setor favorecendo o equilíbrio. Em termos práticos, no setor convexo de alta vertente, mais arenoso, a permeabilidade do solo deve ser mais elevada que no setor côncavo basal mais argiloso. Ao mesmo tempo, maior permeabilidade significa maior taxa de infiltração e de abastecimento do lençol freático e diminuição do escoamento superficial no setor de alta vertente. Esse mecanismo ajusta-se às condições locais de maior erodibilidade do solo,

regulando o volume de *runoff* e diminuindo o risco de erosão acelerada. Ao contrário, em direção à baixa vertente, a erodibilidade decresce em função dos crescentes teores de argila, possibilitando que os efeitos do escoamento superficial, acelerado e avolumado pelas contribuições de montante, não gerem danos, a não ser que haja desequilíbrios de origem climática ou interferência humana.

Segundo Bigarella (2003), entre os processos que ativam a ruptura dos materiais estão aqueles relacionados à alteração das condições internas (alteração do nível freático, abertura de fraturas de tensão etc.), externas (geometria do talude, descalçamento de base) e à influência da água reduzindo a resistência, através de cargas hidrostáticas laterais. Nessas condições, os materiais saturados tendem a ter suas propriedades alteradas e a modificar seu comportamento físico e mecânico, tornando-se mais susceptíveis a distintos processos erosivos, dentre eles os movimentos de massa.

Nessa perspectiva, os movimentos de massa resultam do desequilíbrio entre a força de cisalhamento e a força de resistência ao cisalhamento, expressos na Lei de Coulomb da mecânica dos solos (LACERDA e SANDRONI, 1985; LACERDA, 1997). A força de cisalhamento está estreitamente relacionada à força gravitacional, à carga sobrejacente dos materiais (força normal) e à declividade do terreno.

Já a força de resistência ao cisalhamento depende das variáveis: coesão (por cimentação e aparente) e fricção interna do solo. A coesão resulta da “cimentação” das partículas de rocha ou de solo, não sendo controlada por forças compressivas, mas pelas propriedades das partículas produzidas através da união química dos óxidos, componentes orgânicos, carbonato sílica e alumínio (LIMA, 1998). Nesse caso, a coesão aparente distingue-se da coesão por cimentação, pois resulta da força da pressão capilar da água contida nos solos (pressão externa), que é determinada pelo tamanho e pela forma das partículas, pelo tipo de argilo-mineral e pelo conteúdo de água e pelo tamanho dos poros no solo (SELBY, 1990).

Assim, em locais com fortes declividades em setores retilíneos (por exemplo) poderá haver a manutenção do material subjacente se este apresentar quantidade suficiente da fração areia e baixo grau de seleção, capazes de gerar a força de fricção necessária para compensar a elevada força de cisalhamento. No caso de elevados teores de umidade nos materiais de baixa vertente seriam suficientes para instabilizá-los e fazê-los escorregar, talvez mesmo em condições normais de drenagem, se neles não houvesse a quantidade necessária de argila, material capaz de absorver grandes quantidades de água antes de se desagregar. Poderiam assim que o aporte e acúmulo destes materiais devem favorecer a condição de estabilidade no setor côncavo basal, sob condições hídricas habituais. De maneira geral, enquanto na alta vertente a sustentação das massas superficiais ocorre devido à fricção mecânica, própria de areias, na baixa vertente a sustentação se deve à mobilização de coesão química, própria das argilas (COLÂNGELO, 1995).

Por outro lado, a fricção interna do solo constitui-se numa variável que depende de algumas características relacionadas ao solo, tais como: grau de aspereza, variação de profundidade e tamanho das partículas, densidade aparente e mineralogia dos agregados. No que compete à mineralogia, geralmente nos horizontes mais inferiores de solos menos alterados observa-se aumento na concentração relativa de mica e suas formas transformadas, como a illita e a vermiculita. Esses minerais de argila possuem maior superfície específica e são mais expansivos que a caulinita e a gibsitita, garantindo maior poder de transmissão de plasticidade e coesão à massa do solo (COLÂNGELO, 1990).

Outra característica importante é que os ângulos de fricção interna aparente são muito próximos para materiais da mesma litologia, mas apresentam diminuição progressiva e significativa quando ocorrem mudanças litológicas, como de granitóides para migmatitos e destes para micaxistos. As causas podem estar relacionadas ao progressivo aumento de siltes micáceos em direção aos micaxistos, cujas partículas exibem formas placóides, provocando a diminuição do ângulo de fricção interna devido a maior orientação de tais partículas. Em segundo

lugar, a existência de minerais de argila do tipo 2:1, principalmente illita, que apresenta estrutura foliar (COLÂNGELO, 1990).

As condições de ruptura dos materiais estão também relacionadas a determinadas propriedades mecânicas. Estas são influenciadas pelo teor de umidade presente na massa envolvida e pelo estado de energia dessa água, a qual é responsável pelo controle da magnitude e diferenciação dos fluxos ao longo da encosta em superfície e subsuperfície (FERNANDES, 1990). Desta forma, o potencial mátrico (medidas de sucção ou poro-pressão negativas), a poro-pressões positivas (pressão além da saturação ou excesso de água) e a umidade do solo em diferentes profundidades e em diferentes posições da encosta constituem-se em variáveis vitais para a análise dos movimentos de massa, porque caracterizam a magnitude e o sentido dos fluxos d'água no interior dos solos.

Portanto, o equilíbrio no sistema de vertente é condicionado por mecanismos ligados às propriedades (internas) dos materiais, fatores ambientais locais (falhas geológicas, configuração topomorfológica) e das forças gravitacionais atuantes nas partículas individuais e nas massas de solos e rochas ao longo de tais superfícies.

2.2.1.3. Tipologia e Características dos Movimentos de Massa

Os movimentos de massa são condicionados por relações complexas entre topografia, estrutura geológica, espessura das formações superficiais de encostas (solo, depósitos de alterações), circulação das águas e ação humana. No entanto, a feição resultante (cicatriz) pode apresentar morfologia variada, determinando, portanto, uma tipologia.

Entre os critérios utilizados para diferenciar os movimentos de massa destacam-se: o tipo de material, a velocidade e o mecanismo do movimento, o

modo de deformação, a geometria da massa movimentada e o conteúdo de água (SELBY, 1990). Contudo, os diferentes tipos podem ser divididos entre aqueles com características de fluxo e aqueles que apresentam uma superfície de ruptura definida (THOMAS, 1994 *apud* LUIZ, 1996).

De acordo com tais critérios, Cunha (1991) classifica os movimentos de massa em **lentos**, como é o caso do rastejo (*creep*); ou **rápidos**, de caráter episódico, mobilizando grande quantidade de material, em escala de tempo diminuta (dias/horas), como é o caso das corridas (*flows*); escorregamento rotacional (*slumps*) e translacional; e as quedas de blocos.

Geralmente os movimentos de massa lentos apresentam formas complexas e estão associados a mais de um tipo de movimento; ocorrem de forma descontínua, apresentando importantes dimensões espaciais, resultantes de deflagrações antigas e atuais, circunscritos na paisagem local de médias e grandes extensões das áreas afetadas.

2.2.1.3.1. Rastejo (*Creep*)

São movimentos lentos cujo deslocamento ao longo do tempo é mínimo (poucos centímetro/ano), podendo ser contínuos ou pulsantes, associados a alterações climáticas sazonais (umedecimento e secagem). Esse processo não apresenta superfície de ruptura bem definida (plano de movimentação), ou seja, os limites entre a massa em movimentação e o terreno estável são transicionais (CUNHA, 1991).

Segundo Terzaghi (1952) *apud* Luiz (1996), o rastejo pode ser dividido em dois tipos: contínuo ou sazonal. O primeiro é totalmente devido à atuação da força da gravidade e depende da presença de significativa quantidade de argila no solo. A argila sofre não só a influência da força da gravidade, como também *stress* do peso do material subjacente e, como consequência, se deforma, pois tem natureza plástica. Já o rastejo sazonal é influenciado por processos cíclicos ou

sazonais que atingem o solo, como a variação do conteúdo de umidade. Os horizontes superiores do solo apresentam maior taxa de movimento, pois concentram mais raízes e promovem mais trocas com o ambiente.

Muitas vezes os rastejos podem ser notados pela simples verticalidade de árvores, cercas, postes e estacas presentes no terreno e pelo aparecimento de fissuras que antecedem os escorregamentos rotacionais (GUIDICINI e NIEBLE, 1976) (**Fig. 09**).

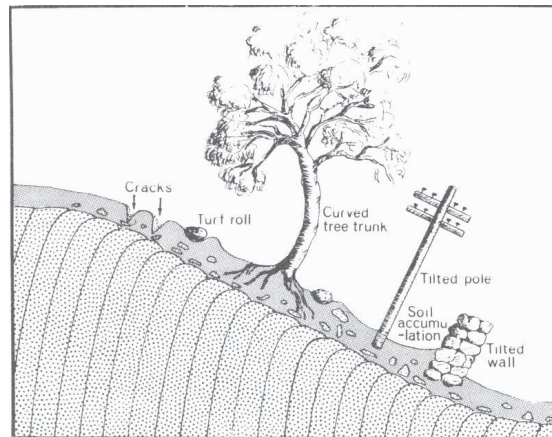


FIGURA 09 – Desenho esquemático de rastejo

Fonte: SELBY (1990)

Sterneberg (1949) lembra que a presença de terraços é outra característica típica. Esses terraços em miniatura, também chamados de “trilhos de gado”, não ultrapassam 0,20 cm de altura no terreno e resultam do pisoteio do gado, contribuindo diretamente para desestruturar e compactar os agregados superficiais (**Fig. 10**).

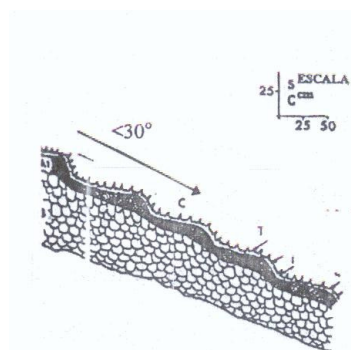


FIGURA 10 – Desenho esquemático de Terracete

Fonte: SELBY (1990)

Outro ponto a ser destacado é que os rastejos se diferenciam dos movimentos de massa rápidos (escorregamentos) devido à continuidade e à lentidão da sua movimentação, além da diferença no mecanismo de deformação, ou seja, se nos escorregamentos, o mecanismo de deformação do terreno é o de um sólido que tenha atingido, ao longo da superfície de movimentação, a respectiva tensão de cedência ao cisalhamento, o mecanismo de deformação nos rastejos se assemelha ao de um líquido muito viscoso.

2.2.1.3.2. Corridas ou Fluxos (*Flows*)

As corridas são movimentos rápidos nos quais os materiais se comportam como fluidos altamente viscosos, geralmente associadas a um processo de fluxo contínuo de material terroso que abastece um curso d'água (FERNANDES e AMARAL, 1996). Esses processos são ocasionados pela perda de atrito interno, devido à destruição de sua estrutura, em presença de excesso de água. As corridas estão no limite entre os movimentos de massa e o escoamento concentrado.

Associe-se aos efeitos hidrodinâmicos a ação antrópica através da construção de residências nas margens dos canais, desviando e bloqueando parcialmente os canais naturais para arruamentos, além da existência de grandes quantidades de material inconsolidados na superfície, contribuindo para aumentar as proporções das corridas.

Por fim, os fluxos podem apresentar-se de várias formas: corrida de detritos ou de silte e areia (*debris flows*), corrida de terra (*earth flows*), corrida de lama (*mudflows*) (GUIDICINE e NIEBLE, 1976; SELBY, 1990).

2.2.1.3.3. Escorregamento (*Slides*)

São movimentos rápidos de duração relativamente curta, caracterizados por uma geometria bem definida, tanto em seus limites laterais como em profundidade. Em geral a geometria dos escorregamentos depende do tipo de material e de sua espessura, além da forma e inclinação da encosta (SELBY, 1990).

Nos escorregamentos, pode-se observar uma nítida distinção entre o material deslizado e aquele não movimentado, configurando-se sob extensas e largas cicatrizes, em profundidades que variam entre 2,5 e 4,0 m de altura ou mais dependendo da profundidade do material afetado.

Conforme Guidicini e Nieble (1976) para ocorrer um escorregamento é necessário que a relação entre a resistência média ao cisalhamento do solo ou da rocha e as tensões médias de cisalhamento na superfície potencial de movimentação tenha decrescido, de um valor inicial maior que 1 até a unidade, no instante do escorregamento. Nessa relação geralmente o decréscimo gradual, envolvendo uma deformação progressiva do corpo de material situado acima da superfície potencial de escorregamento e um movimento em declive de todos os pontos situados na superfície daquele corpo.

A movimentação do material durante o escorregamento apresenta-se num primeiro momento bastante acelerado; mas, à medida que o escorregamento se desencadeia, tende a tornar-se mais estável e adquire um caráter retardado, assumindo em alguns casos características de rastejo. Tais movimentos podem estar associados a fatores naturais, como a erosão basal provocada pelo rio, ou a outros fatores artificiais, como corte de estradas. Em muitos casos esses movimentos podem ser controlados por planos de cisalhamento e pela variação da resistência dos materiais (GUIDICINE e NIEBLE, 1976).

Os escorregamentos são divididos com base no tipo de material em movimento e na forma do plano de ruptura. O material movimentado pode ser

constituído por solo, rocha, por uma complexa mistura de solo e rocha e até mesmo lixo doméstico (FERNANDES e AMARAL, 1996). Quanto à forma de ruptura os escorregamentos subdividem-se em translacionais e rotacionais.

Os *escorregamentos translacionais* são o tipo mais freqüente de movimentos de massa nos países tropicais; caracterizam-se por uma superfície de ruptura com forma planar a qual acompanha, de modo geral, descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior do material. Outro aspecto a ser destacado é que, em geral, são compridos e rasos, na grande maioria das vezes com plano de ruptura em profundidades que variam entre 0,5m e 5,0m (**Fig. 11**).

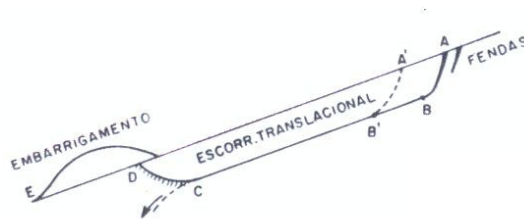


FIGURA 11 – Desenho Esquemático de Escorregamento Translacional

Fonte: Krynine e Judd (1957) *apud* Guidicini e Nieble (1976)

Tais planos de fraqueza ocorrem mormente em períodos de intensa precipitação, originando-se ao longo da interface solo-rocha, a qual representa importante descontinuidade mecânica e hidrológica. Esses planos de ruptura podem também estar associados às atividades de processos geológicos (acamamentos e fraturas, entre outros), geomorfológicos (depósitos de encostas) ou pedológicos (contato entre horizontes, contato solum-saprolito) (FERNANDES e AMARAL, 1996).

Outro aspecto importante a ser destacado é que esse tipo de escorregamento pode ser subdividido em: de rocha, de solo residual e de tálus/colúvio e de detritos (incluindo o lixo). No entanto, deve-se ter em mente que, na natureza, tais limites são muito menos rígidos ocorrendo, em muitos casos, uma mistura de materiais em movimento (GUIDICINI e NIEBLE 1976; FERNANDES e AMARAL, 1996).

Os *escorregamentos rotacionais* apresentam uma superfície de ruptura curva, côncava para cima, ao longo da qual se dá um movimento rotacional da massa do solo. São condicionados pela existência de solos espessos e homogêneos, muito comuns em encostas compostas por material de alteração originado de rochas siltosas como argilitos e siltitos. A esses efeitos, como elementos importantes na compreensão das causas desses escorregamentos devem ser acrescentados os efeitos da percolação lenta, as alterações do nível do freático e as características morfológicas e hidráulicas dos materiais envolvidos (Fig. 12).

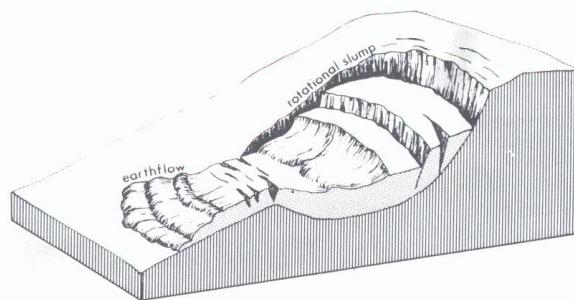


FIGURA 12 – Desenho esquemático de escorregamento rotacional

Fonte: SELBY (1990)

Algumas feições resultantes desses escorregamentos, como voçorocamentos, ravinamentos, escarpas de topo, línguas de material acumulados no sopé das encostas e fendas transversais no material mobilizado caracterizam esses processos.

2.2.1.3.4. Quedas e Tombamentos de Blocos

Apresentam-se de forma geral como sendo movimento abrupto de queda livre de material (rochas) extremamente rápido, caindo pela ação da gravidade sem a presença de uma superfície de deslizamento. Ocorrem nas encostas íngremes de paredões rochosos e contribuem decisivamente para a formação dos depósitos de tálus (SELBY, 1990).

A ocorrência desses processos está condicionada à presença de afloramentos rochosos em encostas íngremes, potencializados pelas amplitudes térmicas da dilatação e da contração da rocha, e por descontinuidades (fraturas, planos de fraquezas), que liberam blocos/lascas de rocha (CUNHA, 1991).

2.2.2. VOÇOROCAMENTO

A variação dos estados hidrodinâmicos em diferentes configurações geomorfológicas a partir da formação de uma rede de fluxos superficiais e subsuperficiais com diferentes intensidades e formas, responsáveis por desequilíbrios de energia, induz o sistema a buscar novo estado de equilíbrio alcançado pela dissipação de tal energia acumulada em determinado ponto da vertente, e manifestado na erosão dos solos.

Dentre as feições erosivas que apresentam dinâmica mais complexa e de impactos socioambientais e econômicos graves estão as voçorocas (*gullies*). Estas são caracterizadas morfologicamente pela formação de canais incisivos naturais resultantes dos desequilíbrios naturais ou induzidos pelo homem.

Do ponto de vista conceitual, as definições encontradas na literatura internacional (HORTON, 1945; HOWARD, 1965) e nacional (CANIL *et al.*, 1995 *apud* OLIVEIRA, 1999; GUERRA, 1994) sobre voçorocas (ou boçoroca) apresentam muitas contraposições, quase sempre associadas a critérios dimensionais (morfometria e morfologia) ou a mecanismos de deflagração (genética) ocasionando confusão com a definição de ravinas.

Oliveira (1999) assinala que o Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT) define ravinas como sendo canais de até 50 cm de largura e profundidade criados pela ação do escoamento superficial, enquanto as voçorocas são as incisões esculpidas pela ação do afloramento do lençol freático, onde a profundidade ultrapasse esses índices. Entretanto, esta definição opõe, por exemplo, os mecanismos que com freqüência interagem em diferentes estágios do processo

erosivo, dificultando a compreensão da evolução do processo erosivo a partir de sulcos, passando por ravinas até chegar à formação de voçorocas; embora nem sempre essa evolução ocorra, sua utilidade pedagógica é incontestável.

Segundo a literatura internacional, a voçoroca é resultado direto da dinâmica hidrológica subsuperficial visualizada na presença de dutos, insurgência do lençol freático e/ou frentes de exfiltração (HORTON, 1945; DUNNE, 1990); tal definição é seguida por diversos pesquisadores nacionais (COELHO NETTO *et al.*, 1988, FERNANDES, 1990; BIGARELLA, 2003).

Por outro lado, alguns autores ligados a geociências no Brasil afirmam que essas incisões podem surgir da evolução dos sulcos e/ou da conjunção dos fatores subsuperficiais com os superficiais (escoamentos), levando em consideração os aspectos ambientais peculiares da região em análise. Dessa forma, as voçorocas constituem canais incisos resultantes da interação de diferentes mecanismos e processos condicionados principalmente pela hidrologia superficial na forma de escoamento concentrado, manifestando a evolução dos sulcos e ravinas, bem como a dinâmica hidrológica subsuperficial devido ao colapso do teto dos macroporos longitudinais interligados (*pipings*) (GUERRA, 1994).

Diante da necessidade de integração dos mecanismos genético-dimensionais responsáveis pela deflagração de voçorocamentos e levando em consideração as características regionais amazônicas: solos profundos, topografia suave composta de platôs e pequenas colinas e altos índices pluviométricos, verificou-se que tais condições proporcionam a formação de incisões erosivas bastante profundas (acima de 7m) e que muitas vezes não apresentam afloramento de canal ou presença de macroporos longitudinais interligados.

Nessa perspectiva, com base no critério genético de Guerra (1994) e considerando essas peculiaridades regionais, Vieira (1998), Vieira *et al.* (2004) e Vieira e Molinari (2005) afirmam que para a região Amazônica analisada, voçoroca pode ser caracterizada morfológicamente como sendo uma incisão erosiva que

apresenta queda em bloco das camadas laterais do solo, paredes verticais, fundo plano, com dimensões superiores a 1,5 m de profundidade e largura e comprimento superiores a 3 m.

O voçorocamento é causado por vários mecanismos que atuam em diferentes escalas temporais e espaciais, derivados de rotas tomadas pelos fluxos de água, que podem ocorrer na superfície ou em subsuperfície, como: a) o deslocamento de partículas por impacto de gotas de chuva; b) atrito de partículas de solo pelo escoamento superficial difuso; c) transporte de partículas por fluxos concentrados; erosão por queda d'água (*plunge pool erosion*); d) solapamento na base dos taludes; e) liquefação de materiais do solo; f) movimentos de massa localizados; g) arraste de partículas por percolação; h) arraste de partículas por fluxos concentrados em túneis ou dutos (OLIVEIRA, 1999).

Por outro lado, os condicionantes podem estar relacionados a fatores físicos naturais¹² associados ou não às ações do homem, como a erosividade da chuva, erodibilidade do solo, cobertura vegetal e características da encosta (GUERRA, 1994).

Antes de analisar detalhadamente os processos de voçorocamento torna-se necessário alicerçar algumas terminologias. Nesse sentido, Oliveira *et al.* (1995b) chamam atenção para a diferença entre os termos *mecanismos* e *processos* de erosão. O termo *processo* refere-se à seqüência dos estados de transformação de um sistema ao longo do tempo. No caso da erosão sobre encostas, alude o processo de erosão por voçorocas e suas modificações no tempo e no espaço. Por outro lado, a expressão *mecanismo* refere-se ao modo de funcionamento das forças que provocam o movimento de material ou de água dentro das voçorocas. Os mecanismos são inferidos por observação de marcas ou impressões deixadas no interior da incisão.

Devido à distinção e interconexão entre os mecanismos e os processos relacionados ao voçorocamento, e como forma de facilitar sua compreensão, será

¹² Detalhes desses condicionantes no item 2.1, referente a hidrologia de encosta.

analisado, em primeiro plano, a forma de evolução de voçorocas, tipificando e classificando as suas formas, para depois serem caracterizados os diversos mecanismos de retrabalhamento nas bordas e no interior das incisões erosivas.

2.2.2.1. Modelo de Evolução de Voçorocas

Do ponto de vista sistêmico, os processos e mecanismos desencadeados na vertente estão estritamente ligados à dinâmica hidrológica da bacia hidrográfica. Em outras palavras, o surgimento de uma incisão erosiva como a voçoroca na baixa, média ou alta encosta está relacionado diretamente ao comportamento hidrodinâmico, pois a faixa circundante da feição, tanto a montante, área de contribuição, quanto a jusante, entre o leito do rio e a feição na qual haverá variações subsuperficiais do nível piezométrico, ocorrem fluxos superficiais e subsuperficiais que propiciam a completa integração do sistema.

Com base nesse pressuposto, e fundamentado na concepção do nível de base associado às leis de mecânica dos fluidos, Horton (1945) propôs um modelo de formação de canais no qual a ação dos escoamentos superficiais em áreas íngremes e planas, através de uma série de sulcos erosivos paralelos, atuam a partir de uma distância crítica dos divisores de água. Após algum tempo, haveria ajustes laterais via micropirataria entre os sulcos erosivos adjacentes, acarretando o aprofundamento e a competição entre os sulcos de maior concentração de escoamentos superficiais, originando canais incisos.

Aperfeiçoando essa proposta metodológica com elementos da dinâmica subsuperficial, Dunne (1970) *apud* Coelho Netto (2003) esclarece que, em regiões úmidas, a formação e o crescimento da rede de canais resulta de mecanismos erosivos por excesso de poro-pressão em face de exfiltração da água subterrânea. Além disso, o avanço remontante dos canais tenderia a estabilizar-se em determinada distância crítica dos divisores em função da redução progressiva da área de contribuição dos fluxos de água subterrâneo que convergem para a

cabeça do canal erosivo, limitando a geração de descargas críticas na face de exfiltração e dos escoamentos superficiais.

Sob o respaldo teórico de Horton (1945) e Dunne (1990) acerca da formação de canais, aliado à compreensão da sinergia entre os diferentes mecanismos específicos em que a magnitude do evento supera o simples somatório de seus efeitos individuais, sobretudo ao longo do tempo, Oliveira e Meis (1985) elaboraram um modelo conceitual para a evolução de voçorocas.

De acordo com Oliveira (1999) esse modelo surgiu a partir da identificação e do cadastramento de vários casos de incisões erosivas no vale do rio Paraíba do Sul (SP), onde, através da observação e da localização de incisões erosivas nas encostas, considerando a sua relação com canais de primeira ordem em campo, uma primeira generalização levou a identificar incisões conectadas a e desconectadas da rede hidrográfica. Assim, com base em alguns casos, nos quais grandes feições erosivas ocupam longitudinalmente o conjunto da encosta, sugeriu-se a hipótese de que essas grandes incisões seriam resultado de tal integração, ao longo do tempo, de incisões conectadas a e desconectadas da rede hidrográfica.

Nesse modelo existiriam três tipos de voçorocas: conectadas, desconectadas e integradas (**Fig.13**). As **conectadas** estão associadas ao escoamento hipodérmico e/ou subterrâneo promovido pela expansão das zonas de saturação subsuperficial associada às exfiltrações nas partes baixas da encosta (ver item 2.1.1.2). Estudos realizados no médio vale do rio Paraíba do Sul (OLIVEIRA *et al.*, 1995b) constataram que esse tipo de incisão apresenta alcovas de regressão, erosão em filetes subverticais hierarquizados, liquefação espontânea, deslocamento de fendas de tração, erosão por infiltração ou afloramento do lençol freático, *piping*, erosão pluvial (salpico e escoamento difuso, concentrado e em lençol) no interior e nas bordas da incisão e movimentos de massa localizados.

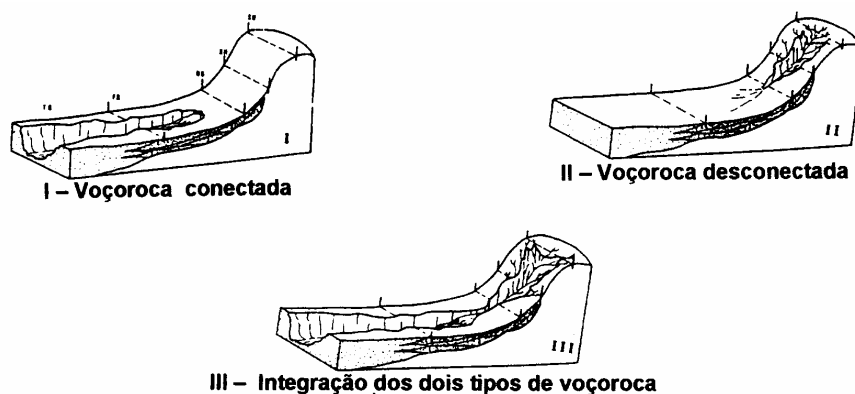


FIGURA 13 – Modelo Conceitual de Evolução de Voçorocas

Fonte: Oliveira (1989, 1997)

Por outro lado, as voçorocas **desconectadas** estariam ligadas a dois mecanismos primários: escoamento superficial concentrado (hortoniano), condicionado pelo pisoteio do gado (compactando o solo) e/ou pela combinação deste com processos de movimentação de massa (rastejamento, movimentos planares e rotacionais) na média e na alta encosta. Oliveira (1995a, p.649) detalha como ocorre a integração desses dois mecanismos:

Na gênese das ravinas, ou canais desconectados formados por estes mecanismos verifica-se o papel associado do rastejamento, acelerado pelo pisoteio do gado, na formação de uma rede de calhas de escoamento superficial concentrado que favorecem a criação de escoamentos em cascata entre os degraus de rastejamento. A capacidade erosiva do escoamento superficial é, portanto aumentada em função do aumento da velocidade e da turbulência do fluxo decorrente do aumento do gradiente hidráulico sobre os degraus de rastejamento (OLIVEIRA, 1992).

Entre os degraus de rastejamento é freqüente a existência de fendas de dessecação e de tração. Essas fendas criam zonas de maior macroporosidade (porosidade fissural). O escoamento superficial percola entre as fendas, alargando-as. Nas fendas os turbilhões criados pelo movimento de saltação favorecem a formação de túneis descontínuos que podem evoluir para ravinas descontínuas. Com o tempo essas ravinas tendem a integrar-se numa única incisão (OLIVEIRA, 1992). Embora criando túneis subsuperficiais, o

mecanismo responsável pela gênese da forma subsuperficial é o escoamento superficial concentrado e não o escoamento hipodérmico (OLIVEIRA, 1995a, p. 649).

Em termos gerais, essas feições não podem ser consideradas um canal de primeira ordem por não estarem ligadas à rede de drenagem (OLIVEIRA, 1989).

No momento em que há a integração entre voçorocas conectadas e desconectadas tem-se a voçoroca **integrada**, considerada como estágio final na evolução dessas incisões. O surgimento desse tipo de voçoroca implica necessariamente a presença dos dois tipos anteriores: uma captura a outra, integrando-se numa nova (OLIVEIRA, 1989).

No que concerne aos mecanismos responsáveis pela integração entre voçorocas destacam-se o fluxo subsuperficial e superficial, o desenvolvimento de frentes de exfiltração, ocorrência de movimentos de massa e/ou desmoronamentos na cabeceira da voçoroca e a presença de túneis erosivos (OLIVEIRA, 1997). Esses mecanismos são desencadeados principalmente nos períodos de chuvas intensas, atuando de forma decisiva na geração dessas formas erosivas e passando a agir conjuntamente ao longo do comprimento total de uma mesma encosta. Devido a essa característica, e por ocupar o conjunto da vertente, o processo associado a essas formas erosivas foi denominado erosão total (OLIVEIRA, 1995a).

A integração dos dois tipos de incisões erosivas (conectadas e desconectadas) demonstra o máximo grau de sinergia entre os mecanismos no momento em que os entalhes conectados e desconectados integraram-se numa única incisão. Nesse momento, a morfologia da encosta afetada pelo processo erosivo será modificada de forma duradoura, irrecuperável na escala de tempo das atividades humanas (OLIVEIRA *et al*, 1995b; OLIVEIRA, 1997).

Como se vê, o resultado do trabalho erosivo acelerado é o surgimento e a evolução das voçorocas. Além dos diferentes tipos, essa forma erosiva assume formas variadas, refletindo diretamente as diferenças de materiais, no que compete a resistência, como as discontinuidades texturais e/ou hidráulicas; a

presença de zonas de fraquezas litoestruturais ou tectônicas (presença de falhas) ou a localização exata dos mecanismos erosivos. Tais condicionantes dão forma às incisões erosivas.

As formas das voçorocas resultam da resistência do material onde estão sendo entalhadas, em especial, da profundidade e das características texturais do manto de intemperismo, além do tempo de formação da incisão, ou seja, se o entalhe erosivo alcançou ou não uma camada mais resistente do material erodido.

Nesse sentido, Ireland *et al.* (1939) *apud* Bigarella e Mazuchowski (1985) com base na classificação dos canais fluviais classificaram as voçorocas quanto à forma, como: linear, bulbiforme, dendrítica, em treliça, paralela, composta (**Fig.14**). Utilizando essa classificação, Vieira (1998), Vieira *et al.* (2004) e Vieira e Molinari (2005), em estudos realizados no Amazonas, observaram que determinadas incisões apresentavam forma retangular e/ou tendiam a evoluir para essa forma (bulbiforme para retangular ou linear para retangular). Esta constatação permitiu o acréscimo da forma retangular ao esquema classificatório.

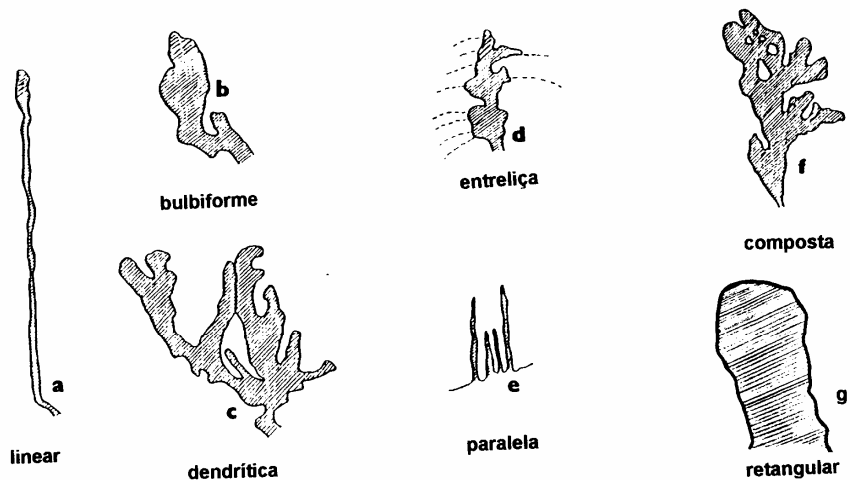


FIGURA 14 – Formas de Voçorocas

Fonte: Ireland *et al.* (1939) *apud* Bigarella e Mazuchowski (1985) e Vieira (1998)

Em síntese, cumpre atentar para a dinâmica dos processos em análise, pois as diferentes formas inscritas na superfície podem, em pequenas escalas de tempo, transformar-se em outras incisões. Sua constante mutabilidade se deve

principalmente à sinergia entre os diversos mecanismos deflagradores e processos de retrabalhamento nas próprias feições.

Para melhor compreender as formas resultantes dos diferentes mecanismos erosivos responsáveis pela formação de tais incisões, no próximo item serão discutidas as diversas feições erosivas presentes nas vertentes e que às vezes surgem dentro ou nas bordas das voçorocas.

2.2.3. OUTRAS FEIÇÕES EROSIVAS

Os diferentes mecanismos que atuam na formação dos diferentes tipos de movimentos de massa e voçorocamentos em escalas temporais distintas são responsáveis pela formação de outras formas erosivas, importantes para identificar os mecanismos específicos atuantes nessas incisões. Entre as feições erosivas mais comuns segundo Oliveira (1999) destacam-se: alcovas; filetes subverticais; dutos de convergência e caneluras; marmitas ou painéis; costelas e depressões; e fendas e dutos.

2.2.3.1. Alcovas

O termo *alcova* tem origem árabe *al-quhhá* ou *abóbada*, relacionando-se à forma abobadada dessas feições observadas nas frentes de maior atividade das voçorocas. Essas formas tendem a avançar regressivamente, promovendo o solapamento e o desmoronamento dos horizontes superficiais do solo na encosta afetada pelo processo erosivo (OLIVEIRA *et al.*, 1995b).

Segundo Oliveira (1995a, 1999 e 2004), as alcovas são freqüente e erroneamente consideradas como dutos (*pipings*) ou resultado da erosão por exfiltração (*seepage erosion*), ou em túneis (*tunneling scour*), mas que assumem feições erosivas que podem ser observadas sob diferentes condições litológicas e climáticas, podendo ser esculpidas pelo *escoamento superficial* através de 4 mecanismos de entalhe: a) dissecação por filetes subverticais hierarquizados no

final de enxurradas sobre camadas não coesivas (com predominância de fração areia e silte); b) liquefação espontânea produzida por molhamento (fluxo de adesão) e transporte ao longo dos filetes; c) ou por gotejamento ao longo dos filetes, acelerando a remoção do material das paredes do teto da alcova quando esta se aprofunda bastante; d) deslizamento planar subvertical ao longo de fendas de tração e de cavidades criadas pela hierarquização dos filetes subverticais.

Outros mecanismos podem ser identificados como formadores das alcovas e estão relacionados à dinâmica subsuperficial verificada na *erosão por infiltração*; quando o entalhe situa-se ao nível do lençol freático, ocorre o solapamento lento e contínuo pelo canal de drenagem; e no caso da *exfiltração do lençol freático* quando da proximidade do lençol, o umedecimento dos materiais sobre a parede da voçoroca implica a diminuição da coesão e maior susceptibilidade ao efeito exercido pelos filetes subverticais.

De acordo com os mecanismos envolvidos e a forma de evolução, as alcovas podem ser regressivas e progressivas. No primeiro caso, as feições são geradas por associação complexa entre os “mecanismos de erosão por cascata, por filetes subverticais e por percolação, ao passo que a alcova de progressão pode ser formada pela erosão por percolação da água empoçada, após o escoamento concentrado” (PAISANI e OLIVEIRA 2001, p. 56).

2.3.2. Filetes Subverticais

São uma rede de filetes subverticais que se estabelece sobre as paredes de entalhes erosivos no final de eventos chuvosos de alta intensidade. Tais filetes originam-se em todo e qualquer corte e podem ser criados tanto pelo molhamento direto da parede da voçoroca exposta às chuvas (por exemplo) como pela diminuição do fluxo de escoamento superficial desaguando na voçoroca em forma de cascata (OLIVEIRA *et al.*, 1995b).

Em termos práticos, no final dos eventos chuvosos a água escorre em filetes ao longo das paredes expostas e exerce efeito erosivo significativo sobre as camadas ou horizontes de solos não coesivos, individualizando colunas e escavando cavidades por desmoronamento ou liquefação espontânea. Em materiais mais coesivos, como saprolitos derivados de siltitos e argilitos, os filetes tendem a organizar-se numa rede subvertical hierarquizada, na qual os filetes de maior ordem exercem efeito erosivo mais significativo (OLIVEIRA, 1995a; OLIVEIRA, 1999).

2.3.3. Dutos de Convergência e Caneluras

São feições bastante comuns em incisões de pequeno porte (ravinas) e entre sulcos ou ravinas descontínuas e indicam variações das características mecânicas das coberturas superficiais. Podem também ocorrer como feições de detalhe em voçorocas ou cicatriz de movimentos de massa. Seu mecanismo de deflagração geralmente está associado à convergência de fluxo superficial para o interior de fenda ou de macroporos biogênicos, podendo interagir posteriormente com zonas de saturação próximas à superfície. Resultam, portanto, de interações entre erosão por queda d'água (*plunging pool erosion*) e eventuais ressurgências de zonas de saturação. Desenvolvem-se com freqüência em encostas nas quais terracetes são formados pelo rastejamento (OLIVEIRA, 1999).

2.3.4. Marmitas ou Painelas

As marmitas ou painelas indicam a atuação de erosão por quedas-d'água na base dos taludes ou nos degraus no interior de voçorocas ou cicatriz de movimentos de massa. Em geral, apresentam geometria relativamente dissimétrica, sendo mais profundas a montante e mais rasas a jusante (OLIVEIRA, 1999).

Analisando o desenvolvimento de uma incisão erosiva descontínua e desconectada da rede hidrográfica no Paraná, Paisani e Oliveira (2001), descrevem os mecanismos responsáveis pelo surgimento e evolução de marmitas

próximas às voçorocas; segundo eles, considerando que as pisadas do gado formam terracetes que convergem nos pontos de inflexão com a incisão, haveria concentração de escoamentos superficiais provenientes tanto das redes de terracetes, quanto da área de contribuição. Assim, ao passar pelas rupturas de declive causadas pelos degraus, o escoamento superficial formaria pequenas cachoeiras e zonas de turbilhonamento provavelmente responsáveis pela criação e pelo aprofundamento das marmitas.

2.3.5. Costelas e Depressões

São feições de detalhe que podem ser encontradas em materiais de origens diversas (aluvial, coluvial etc.), em geral poligenéticas, e indicam variações, em profundidade, da resistência ao cisalhamento dos materiais de cobertura superficial. São expostas pela dissecação de incisões e individualizadas, tanto pela ação dos filetes subverticais quanto pela exfiltração do lençol freático. No caso da exfiltração do lençol, não são identificadas feições de detalhe, como escamas e filetes, nas paredes das costelas nem das depressões (OLIVEIRA, 1999).

2.3.6. Fendas e Dutos

Fendas e dutos indicam a existência de movimento generalizado da encosta em torno da incisão erosiva. Podem ser formados por movimentos translacionais profundos, por tração nas bordas da incisão, ou por expansão e contração de argilominerais do tipo 2:1 com substituições octaédricas. Tais feições podem servir de passagem para água oriunda tanto da superfície da encosta, quanto do lençol freático, constituindo o que geralmente se denomina erosão por *pipes* (OLIVEIRA, 1999).

CAPÍTULO III – PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

A metodologia teve como fio condutor a compreensão de que os processos erosivos estudados possuíam interligação entre si. Em termos gerais, foi constituída por diversas técnicas desenvolvidas em três etapas, tendo como finalidade central a consecução dos objetivos desta Dissertação de Mestrado.

3.1. ÁREA DE ESTUDO

A fazenda Caipuru, localizada no município de Presidente Figueiredo (AM), foi escolhida como área de estudo visando dar continuidade à pesquisa de monografia, desenvolvida no segundo semestre de 2004 (MOLINARI, 2004), na qual foram identificadas duas cicatrizes erosivas de dimensões destacáveis (maiores) se comparadas às demais encontradas no mesmo município. Outro fator que motivou a escolha da área foi o fato de esta ser a primeira pesquisa (até onde se conhece) relacionada ao tema processos erosivos em áreas rurais (em nível de pós-graduação *stricto sensu*) desenvolvida no Estado do Amazonas.

3.2. ETAPAS DE TRABALHO

Os procedimentos metodológicos foram desenvolvidos em três etapas: 1) revisão bibliográfica; 2) trabalhos de campo; e, 3) análise dos dados coletados em campo e elaboração da Dissertação de Mestrado. A execução de cada etapa não obedeceu a uma ordem cronológica de execução, de forma que atividades realizadas ocorreram, em dados momentos, em períodos simultâneos.

3.2.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A primeira etapa constituiu-se da revisão bibliográfica e teve como objetivo fornecer fundamentação teórica sobre o tema em discussão, no intuito de compreender os condicionantes (geomorfológicos, geológico-geotécnicos,

hidrológico-climáticos, pedológicos e de ocupação humana), os mecanismos de ruptura dos materiais entre outros elementos inerentes aos movimentos de massa e voçorocamento, além de fornecer subsídios para análise dos dados coletados em campo.

3.2.2. TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados em 2005 (julho e entre outubro a dezembro) e 2006 (junho e julho) tendo como objetivo principal a consecução dos objetivos específicos da pesquisa, sumarizados em: 3.2.2.1. Caracterização das vertentes; 3.2.2.2. Caracterização e monitoramento das cicatrizes, voçorocas e outras feições (canelura e alcova); 3.2.2.3. Identificação dos aspectos físicos e geomecânicos do solo; e, 3.2.2.4. Monitoramento pluviométrico e índices de erosividade, conforme se detalha a seguir.

3.2.2.1. Caracterização das vertentes

O critério utilizado para a seleção das vertentes foi a presença das cicatrizes de escorregamento (C1 e C2) e das voçorocas (Voç01, Voç02, Voç03, Voç04).

A caracterização compôs-se da verificação dos seguintes aspectos: forma, declividade, cobertura vegetal, afloramento de rochas e de feições erosivas. As técnicas utilizadas foram: observações diretas, anotações em caderneta, utilização de bússola e trena, e elaboração de croqui e de perfil esquemático das vertentes a partir de fotografias.

A declividade de cada segmento da encosta (alta, média e baixa) foi obtida pela média dos valores coletados pontualmente através da utilização de bússola. Os demais elementos da vertente como: a vegetação, o afloramento de rocha e as feições erosivas foram caracterizados via observação direta e medições com trena e bússola e devidamente anotados em caderneta de campo,

para, em seguida, serem representados em croqui ilustrativo, facilitando a visualização de sua localização ao longo da encosta.

A caracterização contemplou os seguintes aspectos: 1) vegetação – destacando-se o estrato (arbóreo, arbustivo etc.), altura e distribuição, e, em alguns casos, a inclinação; 2) afloramento rochoso – destacando-se a localização (alta, média ou baixa encosta), tamanho, forma, cor, textura, e granulação; e, 3) feições erosivas – dimensão (comprimento, largura e profundidade) e inclinação (topo e base).

Por último, a forma da encosta foi obtida, primeiramente, por observação direta em campo. Em seguida (em laboratório), utilizando o *software Corel Draw 12.0*, foi realizado perfil a partir de fotografias retiradas lateralmente da encosta, permitindo a visualização dos contornos (côncavos, convexos ou retilíneos) desde o topo até a base. Esse perfil, além de destacar a forma nos diversos segmentos da encosta (alta, média e baixa), contemplou a localização relativa da vegetação, dos afloramentos rochosos (quando existentes) e das cicatrizes erosivas.

3.2.2.2. Caracterização e monitoramento das cicatrizes, voçorocas e outras feições (canelura e alcova)

Dentre as feições encontradas na área de estudo foram caracterizadas e monitoradas duas cicatrizes de escorregamento (C1 e C2), quatro voçorocas (voç01, voç02, voç03 e voç04), além de 1 (uma) canelura e 1 (uma) alcova. A caracterização dessas incisões contemplou os seguintes aspectos: 1) forma; 2) tipo (somente das voçorocas); 3) dimensão; 4) área erodida ou ocupada (m²); e, 5) volume de material perdido (m³).

A forma das incisões foi obtida adotando-se três critérios: observação direta, análise das figuras do monitoramento e análise das fotografias em planta. No caso dos escorregamentos (C1 e C2), da alcova e da canelura, suas formas estão associadas a figuras geométricas, ao passo que, nas voçorocas, as formas

remetem ao formato de canais de drenagem (exceto a retangular). Isto posto, no caso das voçorocas, verifica-se que esses critérios serviram de base para o enquadramento da forma encontrada em campo, ao padrão estabelecido no esquema classificatório de Bigarella e Mazuchowski (1985) e Vieira (1998), segundo o qual, as voçorocas podem se apresentar quanto à forma: lineares, bulbiformes, dendríticas, em treliças, paralelas, compostas e retangulares (**Fig.14** – pág. 81).

O tipo constitui-se de uma característica peculiar das voçorocas, denunciando sua relação com o canal de drenagem ou fundo de vale. Assim, a voçoroca pode ser: conectada, desconectada ou integrada (OLIVEIRA e MEIS, 1985; OLIVEIRA, 1995) (**Fig. 13** – pág. 79).

Quanto aos parâmetros dimensionais (largura, comprimento e profundidade) foram coletados a partir da utilização de trena (**Fig. 15**).



FIGURA 15 – Parâmetros dimensionais das voçorocas
Fonte: Antonio F.G. Vieira – julho/2006

No entanto, especificamente no escorregamento rotacional (C2) em virtude dos degraus internos e das dificuldades de medição com trena, as averiguações de profundidade foram realizadas a partir de interpretações de fotografias com escala associada à utilização do curvímetro. As fotografias foram tiradas a partir da encosta vizinha, numa posição frontal a esta, de forma a abranger todo o escorregamento. Alguns critérios foram seguidos, como: 1) o fotógrafo – (esteve)

localizado na outra encosta manteve posição, altura e zoom da foto intactos; 2) a escala – (foi) composta pela mira (régua graduada de 4m de altura) localizada verticalmente e com inclinação semelhante à parede da incisão. Em seguida, com a fotografia impressa em escala (mira), utilizou-se o curvimetro para identificar o comprimento da parede, que, ao ser transformado de acordo com a escala utilizada, permitiu a identificação da profundidade da parede em análise.

Finalmente, a área erodida (m^2) e o volume de material perdido (m^3) dos escorregamentos, voçorocas, alcova ou canelura, foram facilmente encontradas a partir das seguintes operações descritas a seguir:

Onde: C = comprimento (m)
L = largura (m)
A = área (m^2)
P = profundidade (m)

Área (m^2) = C x L
Volume (m^3) = A x P

Quanto ao monitoramento das incisões, utilizou-se a técnica poligonais-planimétricas para o acompanhamento evolutivo dos escorregamentos (C1 e C2) e das voçorocas (voç01, voç02, voç03 e voç04), enquanto a canelura e a alcova, o monitoramento efetuou-se através de medições de largura, comprimento e profundidade.

A técnica poligonais-planimétricas (OLIVEIRA *et al.*,1996) se iniciou com uma linha mestra definida a partir do ponto que se propôs monitorar, cuja extremidade foi marcada utilizando pontos fixos (estacas, árvores etc.) no local da incisão (cicatriz ou voçoroca) monitorada. Com uma bússola, obteve-se o azimute da linha mestra utilizada. No momento da medição, grampos de metal foram fincados nos contornos da borda da incisão. De cada grampo, um fio de nylon foi esticado até uma das extremidades que se denominou de **Ponto A**. Através de um transferidor mediram-se os sucessivos ângulos de cada linha em relação à linha mestra e, com uma trena, as distâncias entre o grampo e o Ponto A. (**Fig.16**).

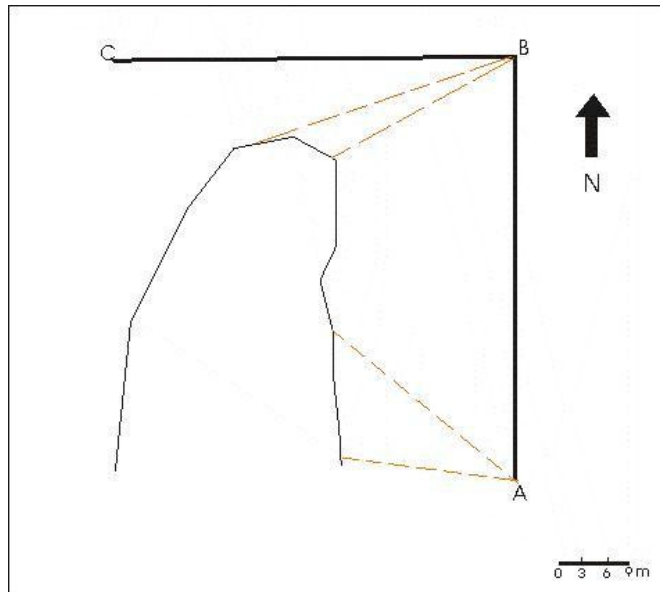


FIGURA 16 – Técnica poligonais-planimétrica usada no monitoramento das incisões (cicatrizes e voçorocas)

Fonte: Deivison Molinari

Esse monitoramento foi realizado duas vezes, em outubro (2005) e julho (2006), nos 2 (dois) escorregamentos e em 4 (quatro) voçorocas, permitindo a identificação das seguintes taxas erosivas: volume erodido e a área da incisão.

Por outro lado, a canelura e a alcova foram monitoradas nos meses de outubro (2005) e julho (2006) através de medições, com trena, da largura, comprimento e profundidade em pontos fixos das bordas e do interior da incisão.

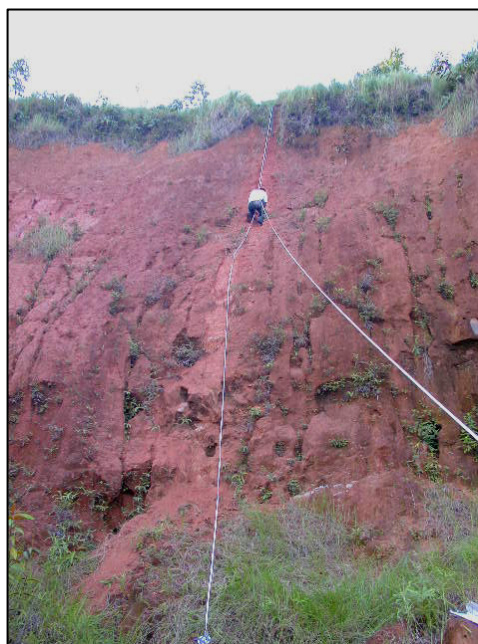
3.2.2.3. Identificação dos aspectos físicos e geomecânicos do solo

As 46 amostras de solo coletadas foram distribuídas da seguinte maneira: 1) parede do escorregamento C1 (12 amostras); 2) parede da cicatriz C3 (1 amostra); 3) paredes da cicatriz C2 (12 amostras); 4) voçorocas: Voç01 (13 amostras); Voç03 (12 amostras); Voç04 (6 amostras).

As amostras tiveram no mínimo 500g de peso cada uma, e foram coletadas de 3 (três) formas: perfil, tradagens e pontual (**Fig. 17 e 18**). A cicatriz de escorregamento (C1) foi a única em que se realizou perfil de solo, devido à

presença de superfície de arranque (parede) que possibilitou a identificação dos limites entre os horizontes do solo. O perfil foi realizado através de rapel, tendo os seguintes procedimentos: 1) fixação de cordas de sustentação numa árvore próxima à cabeceira da cicatriz para a descida na parede; 2) limpeza da camada superficial da parede formando uma faixa vertical de 0,60m de largura; 3) coleta e identificação de solo em saco plástico; 4) descrição das características (cor, textura, estrutura, consistência, estrutura, resistência ao cisalhamento e dos aspectos gerais como raízes, formigas etc.); e 5) identificação dos limites e profundidade dos horizontes na parede do escorregamento.

As tradagens realizadas nas cabeceiras das voçorocas foram obtidas com uso do trado holandês (Laboratório de Pedologia do Depto. Geociências – UFSC). Tais tradagens obtiveram profundidade média de 4,0m e as coletas de solo obedeceram aos seguintes critérios: 1) entre 0,0 - 1,0m: coletas praticamente a cada 0,10m de profundidade; e, 2) entre 1,0 - 4,0m: coletas somente quando houve mudanças significativas das propriedades do solo, destaque para a textura e para a cor.



FIGURAS 17 e 18 – Formas de coleta de solo: Tradagens (esq.) e Perfil (dir.)

Fonte: Deivison Molinari – agosto/2005

Por último, as coletas pontuais foram efetuadas em situações nas quais não foi possível realizar perfis ou tradagens, de forma que as amostras tiveram que ser coletadas aleatoriamente, a partir da altura do pesquisador, como realizadas nas paredes do escorregamento rotacional (C2) e na cicatriz (C3).

Os aspectos de solo identificados em campo foram: cor, estrutura, consistência, características gerais (presença de raízes, formigas etc.), resistência ao cisalhamento e textura. As cores do solo foram identificadas através da comparação das amostras coletadas com os matizes da tabela *Munsell Color Charts*. Já a estrutura (prismática, bloco e granular) e a consistência (desde muito friáveis até muito resistentes) dos agregados foram identificadas através de ensaios táteis dos torrões de solo (**Fig. 19**). Os aspectos superficiais do solo foram anotados de acordo com sua ocorrência, como presença de raízes, fissuramentos, nódulos e concreções ferrosas entre outras.

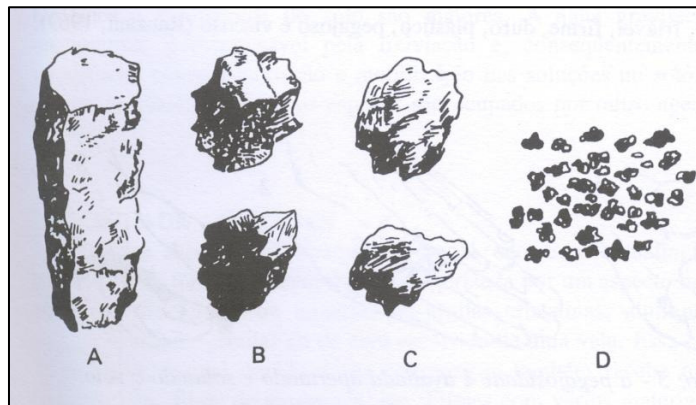


FIGURA 19 – Estrutura dos Agregados: a) prismática; b) e c) bloco e, d) granular
Fonte: Lepsch, 1976

Quanto às características de resistência ao cisalhamento identificadas, destacou-se o ângulo de atrito interno e coesão. Para isso, em campo, utilizando o cisalhômetro e o penetrômetro manuais (Laboratório de Geodinâmica Superficial do Depto. Geociências – UFSC) coletaram-se valores brutos parciais de resistência (**Fig. 20 e 21**).



FIGURA 20 e 21: Ensaio de resistência do solo: cisalhômetro (esq.) e penetrômetro (dir.)

Fonte: Deivison Molinari – agosto/2005

De posse desses valores, em laboratório, obteve-se o seguinte procedimento: a) elaboração de gráfico cartesiano com os círculos correspondentes aos valores coletados em campo com o cisalhômetro e com o penetrômetro; b) desenhados esses círculos, de acordo com as especificações (raio e diâmetro), traçou-se uma reta tangente às porções superiores dos dois círculos; c) a inclinação angular dessa reta equivale ao ângulo de atrito interno, lido através de transferidor; d) o ponto do eixo das ordenadas que é cruzado por essa reta tangente equivale ao valor da coesão do material (**Fig. 22**).

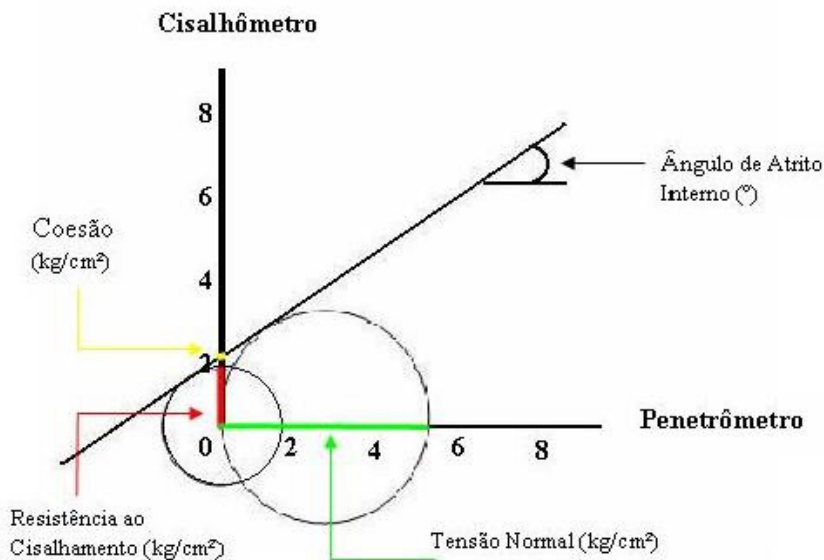


FIGURA 22 – Características Geomecânicas

Fonte: Gráfico de Mohr (CAPUTO, 1980)

Desenho: Deivison Molinari

Por último, a textura foi identificada em campo e em laboratório. No primeiro momento, em campo, as amostras foram submetidas a ensaios táteis com o objetivo de fornecer uma prévia da possível predominância textural. Assim quando a amostra era: a) arenosa – a sensação era de aspereza; b) argilosa – a sensação viscosa formando lineamentos (“cobrinha”); e, c) siltosa – a sensação de talco e não se formaram lineamentos (LEPSCH, 1976).

No laboratório de Geografia Física (UFAM), realizaram-se as análises granulométricas dos sedimentos segundo os procedimentos da EMBRAPA (1997). A técnica baseia-se na velocidade e queda das partículas que compõem o solo e observa os seguintes procedimentos: a) fixa-se o tempo para o deslocamento vertical na suspensão do solo com água; após a adição de um dispersante químico, solução NaOH 0,1 mol L⁻¹, deixa-se descansar por uma noite, em 20g de TFSA e agitar com alta rotação durante 15 minutos; b) pipeta-se um volume da suspensão, para determinação da fração argila que é quantificada pelo método da pipeta, seca em estufa e pesada; c) a fração grosseira (areia total) é separada por tamisação, seca em estufa e pesada para obtenção do percentual; e, d) o silte correspondente ao complemento dos percentuais para 100% é obtido pela diferença das outras frações em relação à amostra original.

Outras características do solo identificadas em laboratório foram: densidade real, densidade aparente e volume total de poros. Os procedimentos para obtenção da densidade real (EMBRAPA, 1997) podem ser sumarizados em: a) pesar 20g de solo, colocar em lata de alumínio de peso conhecido, levar à estufa e deixar por 6 a 12h para dessecar e pesar novamente, a fim de se obter o peso da amostra seca a 105°C; b) transferir a amostra para balão aferido de 50ml; c) adicionar álcool etílico, agitando bem o balão para eliminar as bolhas de ar que se formam; d) prosseguir com a operação, vagarosamente, até a ausência de bolhas e completar o volume do balão; e) anotar o volume de álcool gasto; realizando o seguinte cálculo:

$$\text{Densidade de partículas (g/cm}^3\text{)} = \frac{a}{50 - b}$$

Onde: a = peso da amostra seca a 105°C
b = volume de álcool gasto

A densidade aparente foi obtida através do método do balão volumétrico (KIEHL, 1979), utilizando o seguinte procedimento: a) com um balão volumétrico de 100ml limpo pesa-se em balança de precisão e anota-se o resultado; b) com auxílio de funil, enche-se o balão com terra fina seca ao ar (TFSA), colocando-se pequenas porções por vez e apoiando-se o balão sobre uma mesa, bate-se com o punho nas paredes do frasco, a fim de que a terra se concentre no fundo; c) quando a última porção juntada ao frasco alcança o volume do balão de 100 ml, pesa-se o frasco cheio e anota-se; d) determina-se a massa de terra; e) determina-se a densidade aparente com esses dois dados, através da seguinte fórmula:

$$\text{Densidade aparente (g/cm}^3\text{)} = \frac{M}{V}$$

Onde: M = Massa
V = Volume

Por último, a porosidade total é encontrada pela relação entre a densidade real e a aparente. De acordo com Kiehl (1979), a porosidade é:

$$\%VPT = \frac{\{1 - Da\}}{Dr} \times 100$$

Onde: Da = densidade aparente
Dr = densidade real

3.2.2.4. Monitoramento pluviométrico e índices de erosividade

Os índices pluviométricos foram acompanhados entre julho (2005) e junho (2006) através de 1 (um) pluviômetro instalado na fazenda Caipuru. As coletas foram realizadas diariamente, sempre às 07h da manhã, para evitar perdas de água por evaporação.

Para facilitar a coleta, utilizaram-se seringa e copo graduados para retirar a água de dentro do recipiente, de forma que, nos dias de chuva muito intensa, a água era despejada no copo graduado (por baixo do pluviômetro), ao contrário dos

dias de pouca chuva, quando a água era retirada através da seringa (por cima do pluviômetro).

O pluviômetro utilizado foi elaborado a partir de garrafa *pet*, tendo as seguintes dimensões: raio 50mm; distância da superfície 1,70m (altura); e, 20m de distância para árvore e/ou obstáculo próximo. Esse último dado revela que não houve interceptação por parte de nenhum obstáculo, o que fornece credibilidade dos dados de chuva coletados.

Os dados coletados em mililitro (ml) foram transformados para mm através da seguinte fórmula (COELHO NETTO e AVELAR, 1996):

$$V = \pi \cdot r^2 \cdot h$$

Onde:

r – raio do coletor (garrafa *pet*)

π – 3,14

X – valor em (mm)

De posse dos dados em milímetro (mm), foram elaboradas tabelas e gráficos com os níveis totais e as médias (diária e mensal) de chuvas no período da pesquisa. Esses dados permitiram a identificação dos índices de erosividade de chuva, ou seja, a capacidade que a chuva tem de causar erosão. Para isto, bastou aplicar a equação de Fournier (1960) *apud* Vieira (1998):

$$Elm = \frac{p^2}{P}$$

Onde: Elm = Índice de erosividade (mm)

p^2 = precipitação média mensal

P = precipitação média anual

3.2.3. ANÁLISE DOS DADOS E ELABORAÇÃO DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

A análise dos dados e a elaboração da Dissertação de Mestrado foram concluídas na terceira etapa metodológica desta pesquisa, cujo objetivo foi correlacionar as características de solo, os índices pluviométricos e de erosividade, com a dinâmica erosiva nas cicatrizes de movimentos de massa da área de estudo.

CAPÍTULO IV – RESULTADOS: ANÁLISES E DISCUSSÕES

Este capítulo tem como objetivo central expor os resultados da pesquisa, que consiste em analisar a dinâmica erosiva em cicatrizes de movimentos de massa da área de estudo. Desta forma, o texto encontra-se dividido em 3 itens:

No **Item 4.1.** realiza-se a caracterização geral das vertentes e das feições erosivas, destacando-se as dimensões e formas das encostas e das incisões, visando promover conhecimento geomorfológico da área.

O **Item 4.2.** intitula-se *Monitoramento e dinâmica das feições erosivas* e visa discutir como se desenvolvem as incisões. Nesse item, apresenta-se e discute-se a dinâmica erosiva das feições monitoradas (deslizamentos, voçorocas, canelura e alcova), destacando as seguintes características: direção, estágio de evolução, volume de material erodido e área da incisão. Além disso, caracterizam-se as feições de retrabalhamento (detalhe) como as alcovas e os filetes verticais (quando presentes) no interior das feições monitoradas.

Num segundo momento, são abordados os condicionantes deflagradores dessas incisões, na perspectiva de identificar suas possíveis causas de evolução. Dessa forma, sintetizam-se algumas características naturais como: a) solo – destacando-se a morfologia (textura, consistência, estrutura) e os aspectos geomecânicos (resistência ao cisalhamento, coesão, tensão normal e ângulo de atrito interno); b) pluviometria – enfatizando os totais diários e mensais de chuvas na área; e, c) índices de erosividade.

Com base nas análises e discussões realizadas, o **Item 4.3.** pauta-se na formulação de *Hipóteses para evolução das feições erosivas e suas implicações geomorfológicas locais*, com vistas a contextualizar as transformações pontuais ocorridas por meio das incisões ao conjunto geral das vertentes da área de estudo.

4.1. CARACTERIZAÇÃO GERAL DAS VERTENTES E FEIÇÕES EROSIVAS

O relevo da fazenda Caipuru enquadra-se na descrição feita por Sarges *et al.* (2001), sendo formado por colinas cujos tipos variam entre fortemente dissecadas a dissecada caracterizadas pela semelhança de comprimento, em torno de 200m, e pela diferença de forma, desde côncavas-convexas a convexas-retilíneas. Foram selecionadas para a caracterização duas encostas (**encosta 01 e 02**), aquelas onde se verificaram as cicatrizes e as voçorocas. Observou-se em campo que, na base destas duas encostas, encontram-se pequenos canais de drenagem interligados a uma grande superfície de convergência permanentemente inundada, formando um banhado.

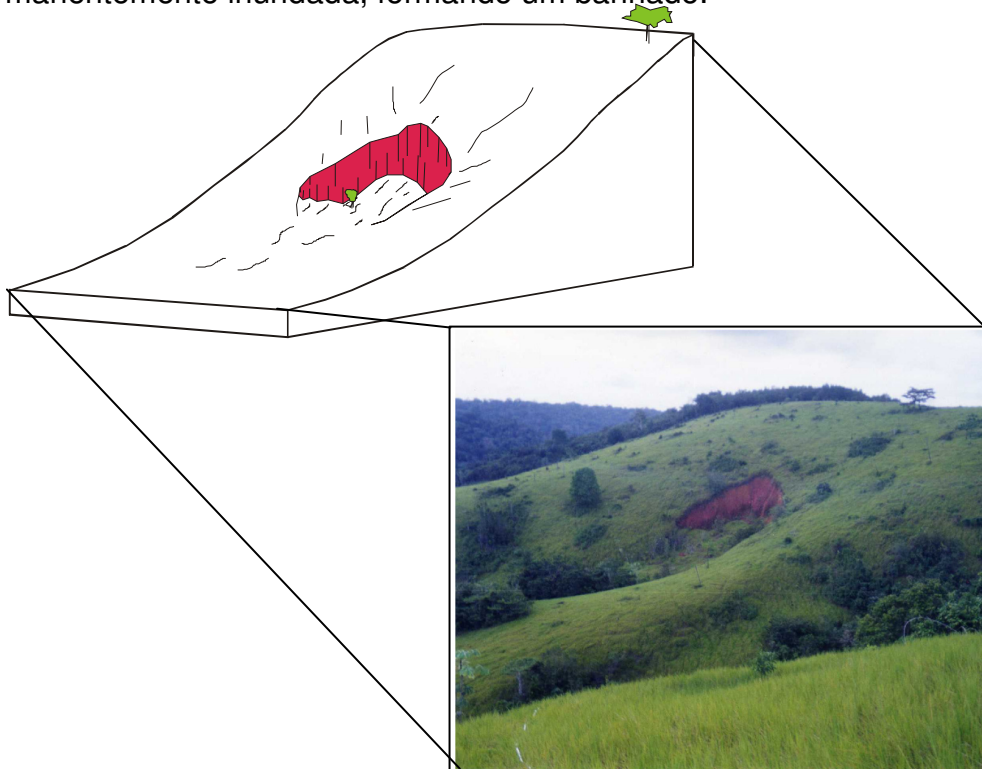


FIGURA 23 – Forma da encosta 01 e cicatriz (C1)¹³

Desenho: Antonio F.G. Vieira
Org: Deivison Molinari

Verificou-se que a (**Encosta 01**) possui forma convexa no topo e côncava na base. O segmento superior, apesar de ser convexo, apresenta cume levemente plano com extensão média, em torno de 10 a 20m de comprimento. Por outro

¹³ Simbologia utilizada para designar a cicatriz 01.

lado, o segmento inferior côncavo é facilmente identificado pela forma convergente, aparentando uma grande cunha, na qual está circunscrita a cicatriz (C1), característica marcante nessa encosta, conforme ilustra a **Fig. 23**.

Esta incisão caracteriza-se pela presença de uma superfície de ruptura abrupta e uniforme na forma losangular, na qual é possível visualizar verticalmente todo o manto de intemperismo (**Fig. 24**).

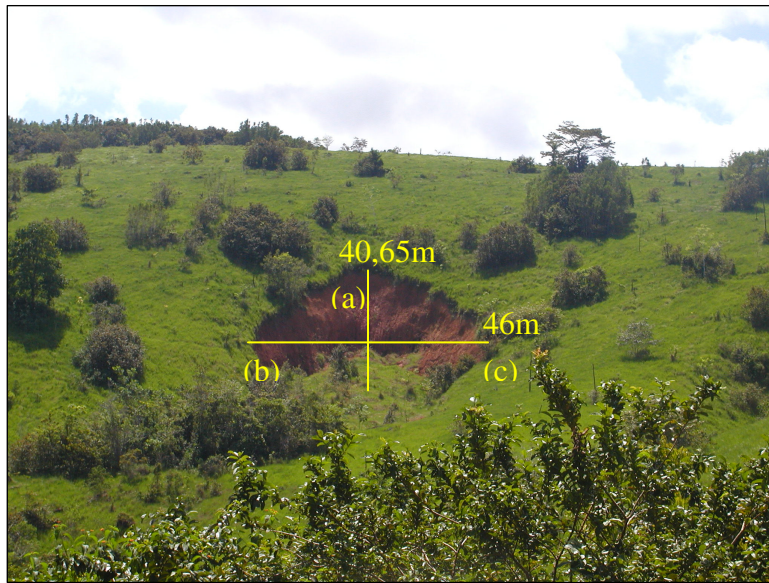


FIGURA 24 – Visão frontal - cicatriz (C1)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2004

As dimensões identificadas revelam que a cicatriz (C1) possui: 46m de largura, 40,65m de comprimento e 19,20m de altura. Além disso, a distância da cabeceira da cicatriz (C1) para o topo da encosta é de 215m, e a declividade da incisão varia entre 28° (base) a 33° (topo). É importante frisar que devido à forma losangular da incisão ser marcada por paredes verticais, existem várias larguras e alturas desde a cabeceira (**Ponto a**) até as laterais (**Ponto b e c**) (**Fig. 24**). No entanto, devido às dificuldades de acesso, a identificação da altura e da largura foi restrita somente à cabeceira e à base, locais de maiores dimensões da incisão.

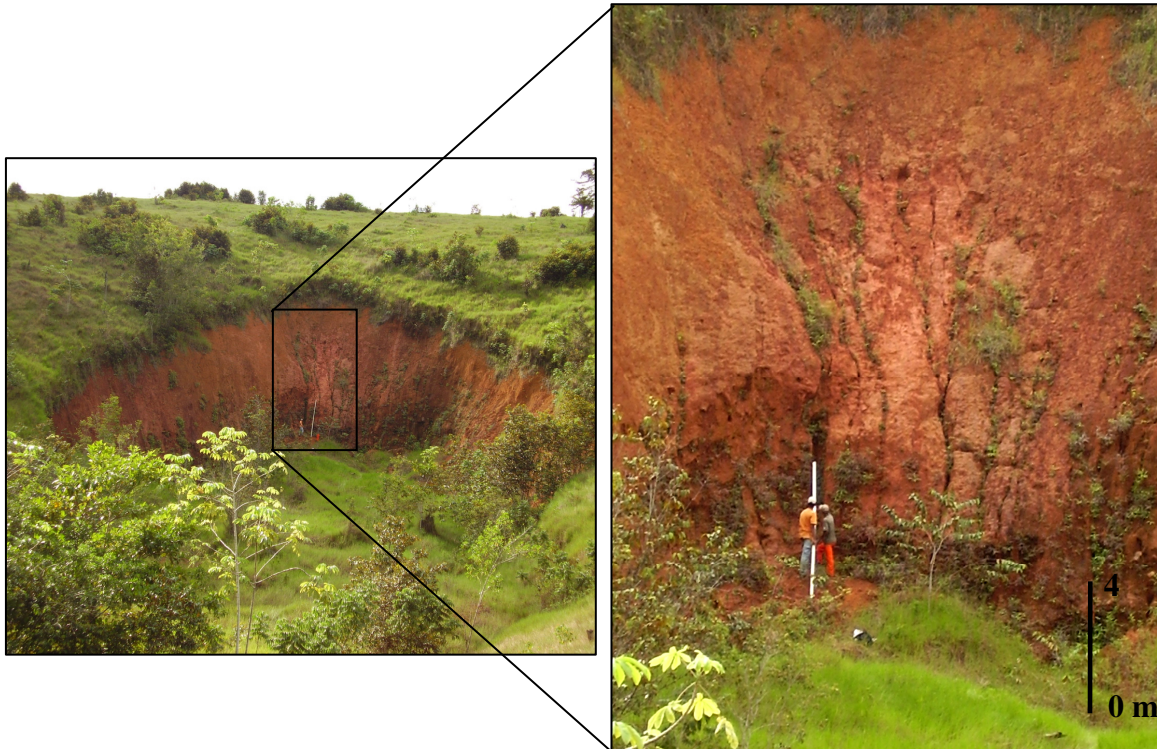


FIGURA 25 – Feições erosivas no segmento central - cicatriz (C1)

Fonte: Antonio F.G. Vieira – junho/2006

Outro aspecto a ser destacado é o constante retrabalhamento erosivo interno, visualizado na presença de feições erosivas de detalhe (filetes verticais, sulcos, marmitas, escamas, alcovas) localizadas na parte central da incisão (**Fig. 25**). Dentre as diversas feições, uma canelura e uma alcova foram escolhidas para monitoramento (**item 4.2**) com a finalidade de complementar a análise da dinâmica erosiva na cicatriz (C1).

A segunda característica desta encosta é o afloramento de matacões de rochas básicas localizadas no limite inferior da encosta (**Fig. 26**). De maneira geral, as principais características dos matacões observadas foram: tamanho médio 1,0m x 1,0m, geralmente arredondados, de coloração cinza escura, textura fanerítica fina, estrutura maciça de granulação equigranular, composição mineralógica composta de plagioclásio (claro de 1mm) e minerais escuros não identificados.



FIGURA 26 – Matação de rochas básica - base da cicatriz (C1)

Fonte: Deivison Molinari – dezembro/2005

Outra especificidade dessa encosta é a presença de pequena cicatriz de movimento de massa, localizada na porção baixa de uma das encostas vizinhas (**Fig. 27**). A feição erosiva localiza-se no segmento mais inclinado da vertente, quase 90°, possuindo 8m de largura e comprimento, e plano de ruptura planar raso, inferior a 1,0m.



FIGURA 27 – Visão a partir do topo da C2¹⁴: retângulo delimita a incisão, disposta a jusante da cicatriz (C1) localizada a direita.

Fonte: Deivison Molinari – novembro/2005

¹⁴ Nomenclatura utilizada para designar a cicatriz 2

A segunda encosta (**Encosta 02**) a ser caracterizada constitui a superfície onde ocorreu o escorregamento (C2). Essa encosta apresenta topo e base convexa, com ligeira retilinearidade no segmento central, conforme a **Fig. 28** que destaca também a inclinação de uma árvore (lado esquerdo – visão frontal), denunciando movimentos de massa lentos, na forma de rastejos.

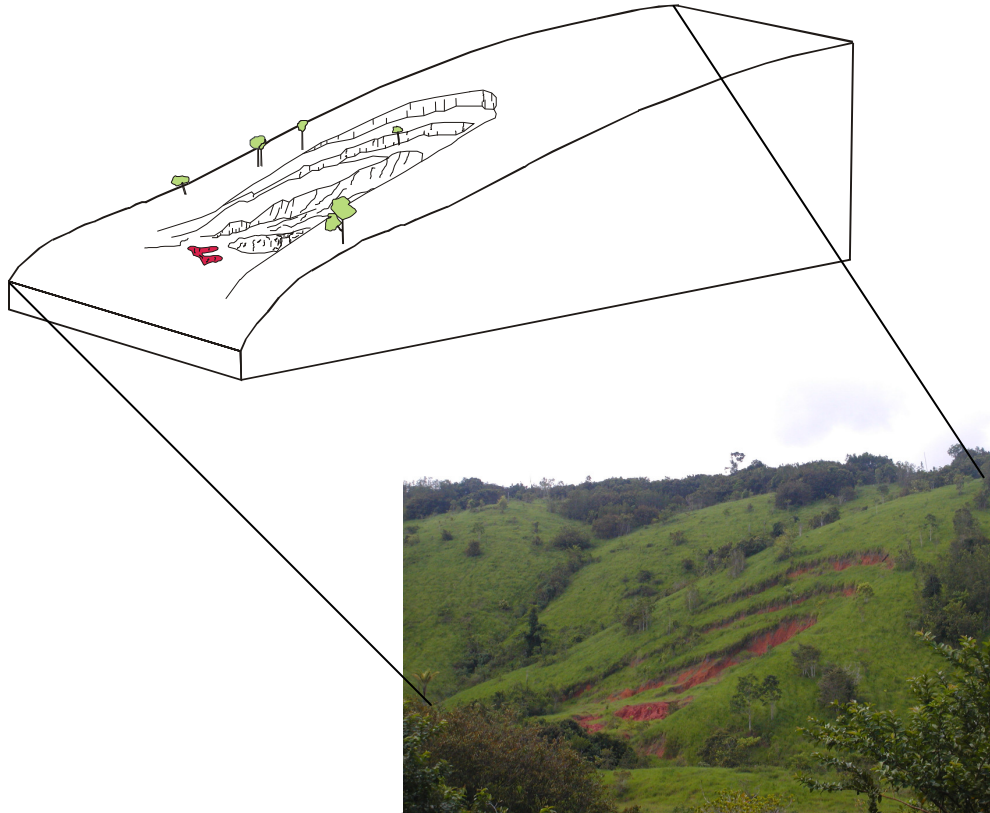


FIGURA 28 – Forma da encosta e cicatriz (C2)

Desenho: Antonio F.G. Vieira
Org: Deivison Molinari

Destaca-se nesta encosta a presença de superfície côncava, marcando o eixo de drenagem visualmente manifestado pelo contraste da cobertura vegetal arborescente com a vegetação herbácea do restante do segmento. Na medida em que se aproxima da média e baixa encosta, a base da concavidade tende a estreitar-se, adquirindo a forma de vale levemente encaixado, e totalmente recoberto pela vegetação arbustiva (**Fig. 29**).

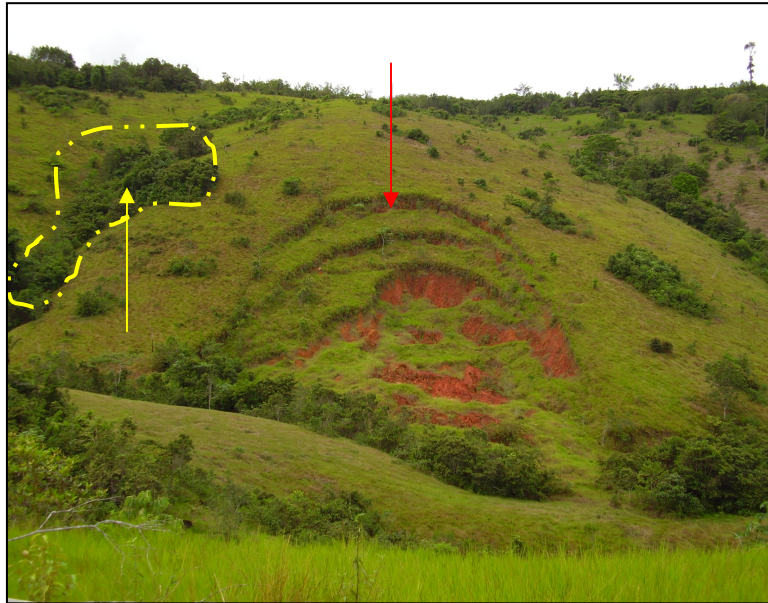


FIGURA 29 – Característica da Encosta 02: 1) seta (amarelo) aponta incisão de drenagem na encosta; 2) seta (vermelho) sinaliza a cicatriz (C2)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

O segmento médio da encosta apresenta as seguintes características: inclinação entre 36 a 38°, revestimento vegetal herbáceo e presença de cicatriz erosiva (C2). Essa incisão estende-se do segmento médio até a base da encosta, sendo marcada por superfícies de ruptura curva côncava na forma de arcos (ou degraus). Quanto às dimensões, verificou-se que apresentam: 61,6m de comprimento, 142,4m de largura e área aproximada de 7.569m². No entanto, devido à presença de degraus, verificou-se a existência de várias alturas nas diversas partes (laterais e centrais) da incisão.

As paredes dos degraus são caracterizadas pelo constante retrabalhamento erosivo, marcado pela presença de filetes verticais e sulcos (**Fig. 30**). Ao passo que no sopé dos degraus, a acumulação de material, contrastando com o restante da superfície recoberta de gramíneas, denuncia possíveis movimentos de massas pontuais e recentes.



FIGURA 30 –

Filetes verticais na parede da cicatriz (C2)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

A base da cicatriz (C2) é marcada pelo acúmulo de material mobilizado pela própria incisão, tornando a forma da encosta ligeiramente convexa. Essa superfície de deposição possui solo bastante friável, inclinação aproximada de 12° e irregularidades na cobertura vegetal, basicamente constituída de gramíneas.

Identificou-se também uma rede de pequenos canais incisos na forma de sulcos, ravinas e voçorocas, bem como diversas feições como alcovas e marmitas, evidenciando a atividade erosiva. Dentre essas feições, destacam as voçorocas (num total de cinco), que manifestam o estágio mais avançado do processo erosivo linear, se comparadas às demais incisões (**Fig. 31**).



FIGURA 31 – A seta sinaliza voçoroca na massa movimentada - cicatriz (C2)

Fonte: Antonio F.G. Vieira – outubro/2005

Essa encosta caracteriza-se também pela presença de pequena cicatriz erosiva contígua à base da cicatriz (C2) cujas dimensões são as seguintes: 2,5m de altura, 12m de largura e 4m de comprimento (**Fig. 32**).

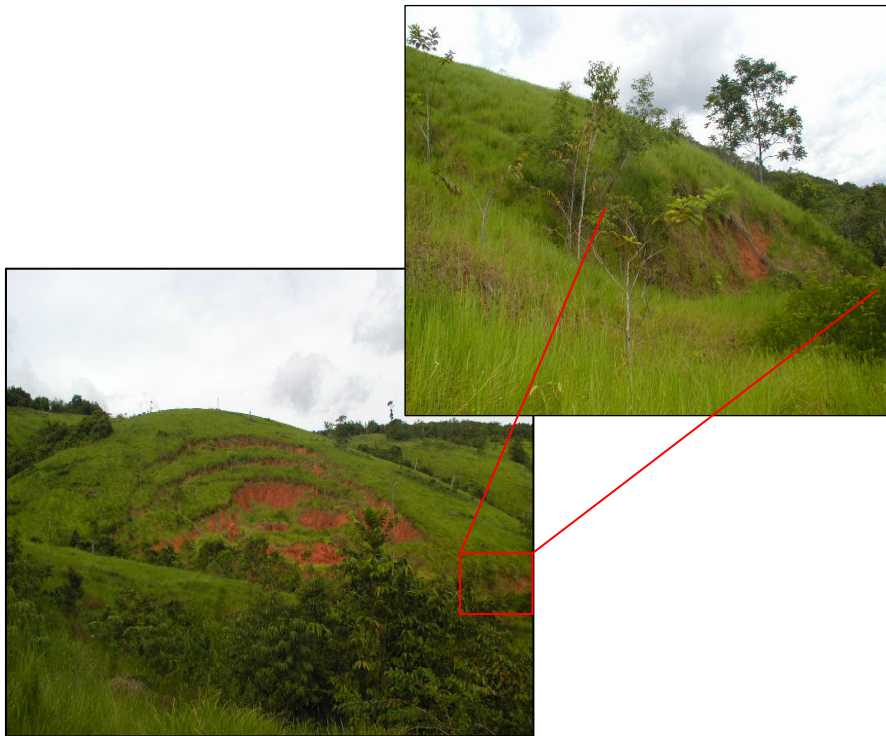


FIGURA 32 – Destaque da cicatriz erosiva na base da cicatriz (C2)

Fonte: Deivison Molinari – outubro/2005

No local, verificaram-se, ainda, na porção central da parede da incisão, pequenos buracos de até 6cm de diâmetro, raízes de até 0,10m de profundidade (sentido topo-base), e inclinação nos tufo de vegetação. A amostra coletada (*amostra C3*) a 2,0m de altura mostrou que o solo é silto-arenoso (51,3% silte, 40,7% areia e 8,0% argila) com cor 10R 4/6, e com pequenas intercalações de nódulos de material amarelo e branco.

Considerando as características (forma, tamanho, processos atuantes etc.) das duas cicatrizes destacadas para estudo (C1 e C2), conclui-se que elas foram formadas a partir de movimentos de massa. No caso da cicatriz (C1), a forma losangular acrescida da ausência de fissuras na superfície (antes da cabeceira - montante) e o ravinamento (na área do material evacuado - jusante) denuncia que o entalhe erosivo possivelmente tenha se formado num único evento

(escorregamento ou liquefação). Além disso, verificou-se significativa semelhança entre a forma da cicatriz e o tipo de movimento de massa denominado de escorregamento em cunha¹⁵ descrito por Cunha (1991). Portanto, todos esses aspectos mostram que a cicatriz (C1) possivelmente seja fruto de um escorregamento ou liquefação na forma de cunha, ocorrido neste setor da vertente.

No caso da cicatriz (C2), os entalhes erosivos formados pelos degraus surgiram num único evento através do escorregamento do solo desde a base da encosta até o segmento superior da incisão. Em geral, cicatrizes erosivas com essa morfologia e que apresentam degraus (arcos) são tipicamente conhecidas como *slumps* ou escorregamentos rotacionais (FERNANDES e AMARAL, 1996). Diante disso, conclui-se que a cicatriz (C2) é resultado de movimento de massa na forma de escorregamento rotacional.

4.2. ANÁLISE DA DINÂMICA DAS FEIÇÕES EROSIVAS

O monitoramento das incisões teve como objetivo identificar as taxas erosivas, sendo constituído pelas seguintes informações: área da incisão, volume de material erodido e estágio de evolução. Tais características associadas à pluviometria, às propriedades físicas e geomecânicas do solo e às formas da encosta permitiram a discussão e análise da dinâmica erosiva das feições em foco.

Na encosta 01 houve o monitoramento do escorregamento em cunha (C1), seguido de acompanhamentos dimensionais (comprimento, largura e profundidade) de uma canelura e uma alcova. Essas duas últimas incisões foram escolhidas devido ao seu tamanho e recorrência na parede do escorregamento. Já na encosta 02, monitorou-se o escorregamento rotacional (C2) e as 4 voçorocas (Voç1, Voç2, Voç3, Voç4).

¹⁵ Segundo Cunha (1991) os escorregamentos em cunha caracterizam-se pela ruptura do material na forma losangular. Em geral, sua origem esta associada a existência de panos de fraquezas nos materiais (solo).

4.2.1. CICATRIZ DE ESCORREGAMENTO EM CUNHA (C1)

Nesta feição realizaram-se 2 (dois) monitoramentos (um em outubro/2005 e outro em julho/2006), (**Fig. 33**) obtendo-se os dados descritos na **Tab. 01**. Vale destacar que os dados são aproximados, tendo em vista a impossibilidade de medição precisa do material perdido oriundo das diversas feições localizadas na superfície exposta (parede) da incisão.

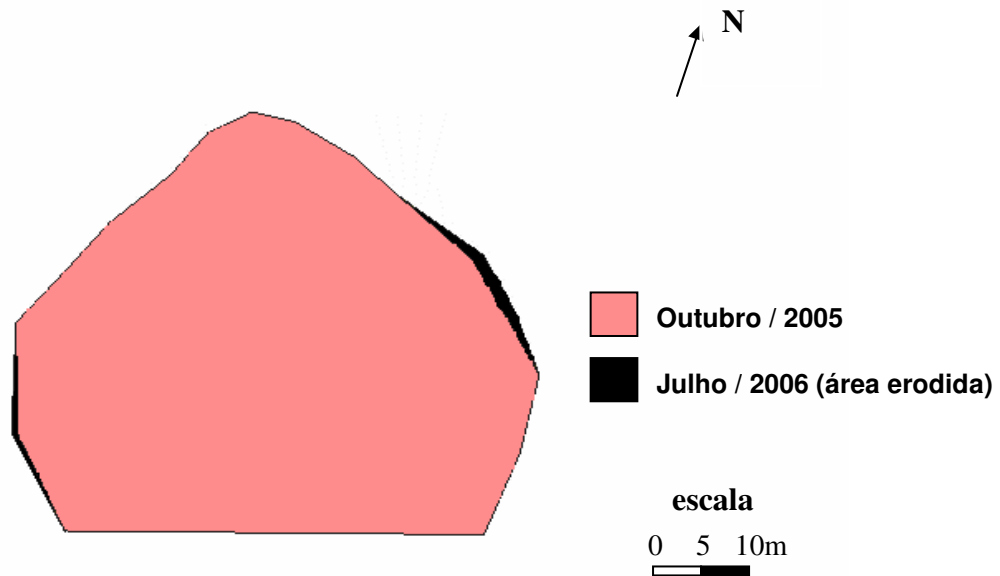


FIGURA 33 – Projeção vertical do monitoramento do escorregamento em cunha
Fonte: Deivison Molinari

TABELA 01: Dimensões e taxas erosivas do escorregamento

Monitoramento Cicatriz (C1)	Larg.	Comp.	Prof.	Área Erodida	Vol. de Material Perdido
outubro/2005	46m	40,65	19,20	1.869 m ²	35.884 m ³
julho/2006	48m	40,65	19,20	1.951m ²	37.459 m ³

Fonte: Deivison Molinari

O monitoramento permitiu observar que, em geral, a forma e o tamanho da incisão praticamente permaneceram intactos, de forma que a pequena atividade erosiva esteve concentrada em movimentos de massa nas bordas da superfície de arranque (parede) e no reafeiçoamento das paredes internas centrais através de feições de retrabalhamento.

Verificou-se que os avanços remontantes são muito lentos, quase imperceptíveis. Entretanto, nos locais de atividade erosiva mais atuante, a parede é “bem limpa” e não apresenta vegetação. Nestes locais foi possível identificar depósitos de solo na base da parede do escorregamento em cunha, cujos volumes variam de acordo com a magnitude do movimento de massa ocorrido (Fig. 34).



FIGURA 34 – Depósito de material na base da parede – escorregamento em cunha

Fonte: Deivison Molinari – dezembro/2005

Apesar disso, a atividade erosiva que mais contribui para a evolução da cicatriz de escorregamento está relacionada à atuação das feições de detalhe, localizadas na parede da incisão como: marmitas, alcovas, sulcos, caneluras etc. Essas feições concentram-se na porção central, desde o segmento médio até a base, e são caracterizadas por apresentarem formas e tamanhos distintos.

Dentre as características físicas naturais identificadas, responsáveis pela evolução da cicatriz de escorregamento, destacam-se: a) índices pluviométricos; b) propriedades físicas e geomecânicas do solo; e, c) forma do escorregamento.

a) Pluviometria

O monitoramento pluviométrico, realizado entre julho/2005 a junho/2006, revelou que o período chuvoso situou-se entre os meses de novembro/2005 e

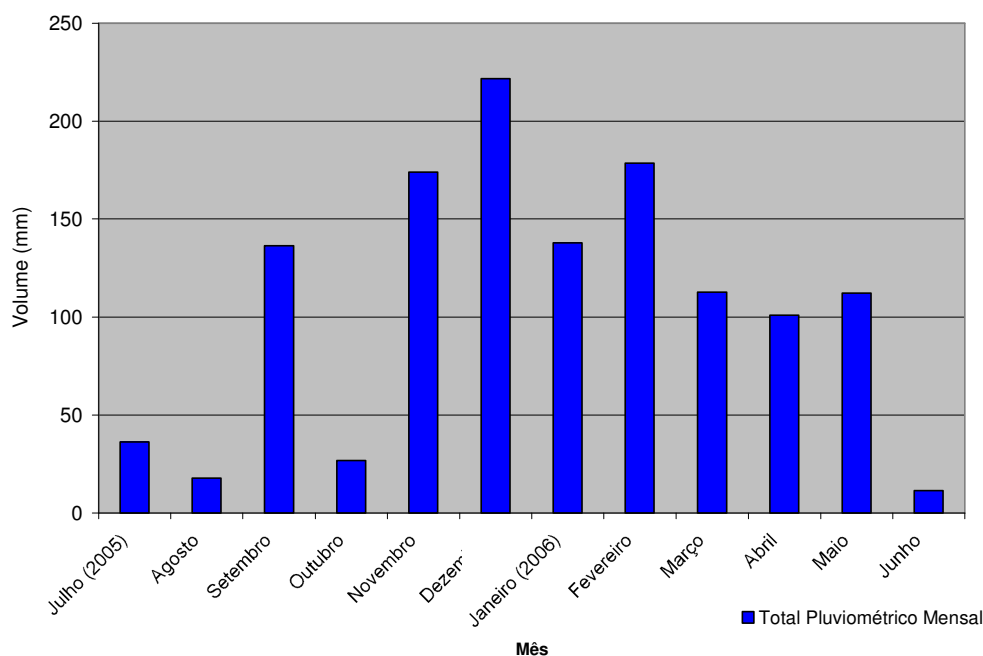
maio/2006, sendo caracterizado por oscilações dos totais pluviométricos mensais, mínimo e máximo, entre 100,91mm (abril/2006) e 221,73mm (dezembro/2005), respectivamente. Por outro lado, a estação seca compreendeu o período entre julho e outubro de 2005, com oscilações pluviométricas mensais (mínima e máxima), entre 17,83 (agosto/2005) e 36,30mm (julho/2005) (**Tab. 02** e **Graf. 01**).

TABELA 02 – Totais Pluviométricos Mensais - julho/2005 a junho/2006

Mês	Volume (mm)
Julho (2005)	36,30
Agosto	17,83
Setembro	136,45
Outubro	26,75
Novembro	174,03
Dezembro	221,73
Janeiro (2006)	137,82
Fevereiro	178,54
Março	112,63
Abril	100,91
Maio	112,30
Junho	11,33

Fonte: Deivison Molinari

GRÁFICO 01 – Pluviosidade mensal (mm) entre julho/2005 a junho/2006 – Fazenda Caipuru (Presidente Figueiredo/AM)



Fonte: Deivison Molinari

O **Gráf. 01** mostra que a ocorrência de chuvas é freqüente em todos os meses do ano hidrológico monitorado. Além disso, verificou-se que, tanto no período seco quanto no chuvoso, há extremos pluviométricos, ou seja, meses com índices contrastantes com a tendência pluviométrica mensal do período, como janeiro (chuvoso) e setembro (seco).

TABELA 03 – Distribuição diária da chuva entre julho/2005 a junho/2006

Dias	Meses											
	jul	ago	Set	out	Nov	dez	jan	fev	mar	Abr	mai	jun
1	0	0	0	0	0	0	0	1,07	3,82	1,27	3,18	0
2	0	0	0,63	0	0	0	0	1,27	0	0,07	11,5	0,38
3	0	0	25,47	0	22,71	0,12	3,82	5,22	0	1,78	1,78	0
4	0	0	40,76	0	0	13,37	15,92	0	0	4,84	0	0
5	0	0	0	0	0	0	0	1,6	0	0	2,8	0
6	0	0	0	0	56,68	0,11	0	0	0,25	3,05	22,9	0
7	0	0	0	0	0	1,91	16,56	14,01	1,27	6,36	1,27	0
8	0	7,64	0,92	0	8,28	0	34,39	3,18	0	2,03	10,8	0
9	0	0	0	0	0	2,54	0	47,13	19,1	1,27	1,96	1,52
10	0	0	0,07	0	0	0	0	14,64	0	12,1	5,6	1,91
11	0	0	0	0	3,18	5,73	0	1,14	1,52	0,5	0,25	0,89
12	0	6,36	21,65	0	10,82	12,73	19,1	0	0	1,01	6,62	0
13	0	2,54	0	0	3,82	1,27	0	0	0,63	4,2	3,43	0
14	0	0	12,73	0	5,09	0	0	0	1,4	0,1	4,07	0
15	8,91	0	1,96	0	35,03	0	11,46	0,2	3,82	2,16	0,08	1,14
16	0	0	7	0,05	0	9,17	3,18	2,29	19,74	3,05	3,31	1,52
17	0	0	1,19	0	0	0	0	0	31,84	1,4	1,14	0
18	0	0	1,71	0	0	0	0	1,27	1,52	2,92	0	0
19	0	0	0	0	0	30,57	0,38	12,73	2,29	5,35	1,91	0
20	3,82	0	0	0	0	31,84	0	0	0	0	2,29	0
21	6,36	0	0	0	0	0,11	0	0	0,63	15,66	0,07	0
22	5,73	0	0	7,64	9,55	17,83	0	7,64	8,78	0,02	2,15	0
23	0	0	0	0	8,28	36,94	0	0	5,09	1,78	0,5	0
24	3,82	0	0	0	0,07	3,82	0	0,76	0	2,42	15,3	1,01
25	7,64	0	0	17,2	3,05	0,45	4,45	2,54	1,27	0,03	3,82	2,54
26	0	0	0	0	0	10,19	21,01	0	4,45	9,42	0	0
27	0	1,27	0	0	0	0,57	4,2	3,82	0,25	7,64	1,52	0
28	0	0	0	1,85	0	12,1	0	57,96	0	3,56	1,27	0
29	0	0	22,29	0	0	3,82	0	X	1,91	1,65	0,25	0,38
30	0	0	0	0	7,42	0,34	1,91	X	2,95	5,13	2,42	0
31	0	0	X	0	X	26,11	1,33	X	0	X	0	0
TM	36,3	17,8	136,4	26,7	174	221,6	137,7	175,5	112,5	100,8	112	11,29
MM	6,05	4,45	11,36	6,67	13,38	10,07	10,59	9,75	5,62	3,6	4,18	1,25

* TM – Total Mensal (mm) * * MM – Média Mensal (mm)

Fonte: Deivison Molinari

No que tange à distribuição diária das chuvas, a **Tab. 03** demonstra que no período seco as chuvas concentram-se entre 2 a 10 dias de chuva ao mês. Além disso, verificou-se que a coleta diária máxima nessa estação chegou a 40,76mm, em setembro de 2005. Por outro lado, no período chuvoso, há certo equilíbrio na distribuição das chuvas ao longo do mês, de forma que chove praticamente todos os dias, sendo que, o volume máximo de chuva coletado num único dia foi de 57,96mm, em fevereiro de 2006.

Os dados referentes à distribuição anual e mensal da pluviometria mostram que o período chuvoso (novembro/2005 a maio/2006) está compreendido dentro do período de monitoramento da cicatriz de escorregamento.

O papel da água da chuva pode ser percebido tanto pela presença de sulcos verticais (filetes e caneluras) presentes desde o topo até a base, quanto pelo desenvolvimento de marmitas e alcovas formadas na base da parede do escorregamento em cunha. Essas feições, de acordo com as observações realizadas em campo nos períodos chuvosos, resultam do poder erosivo da água via escoamento superficial vertical no caso dos sulcos, e via queda em cascata no caso das marmitas.

Diante disso, pode-se dizer que a chuva, possivelmente, é um dos elementos responsáveis pelo crescimento da cicatriz de escorregamento. No entanto, somente a pluviometria não fornece base para uma análise mais detalhada da incisão. Desta forma, para maior embasamento, o item a seguir destaca as características de solo da área e sua influência na dinâmica da incisão em análise.

b) Solo

A exposição da superfície de arranque (parede) do escorregamento permitiu a identificação de importantes aspectos do solo que auxiliam na compreensão da dinâmica erosiva desta incisão. Desta forma, identificaram-se: 1) horizontes do solo; 2) características físicas (cor, textura, estrutura e consistência)

e geomecânicas (coesão, ângulo de atrito interno e tensão normal); e, 3) características de superfície (raízes, concreções etc.) em cada horizonte.

O perfil realizado na porção central da cicatriz do escorregamento mostrou que a parede desta, apresenta 19,20m de profundidade, sendo formada por 3 (três) horizontes: O (0 - 0,3m), B (0,3 – 2,9m) e C (2,9 - 19,20) (Fig. 35 e 36).



Figura 35: Perfil de solo na parede do escorregamento em cunha (C1)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

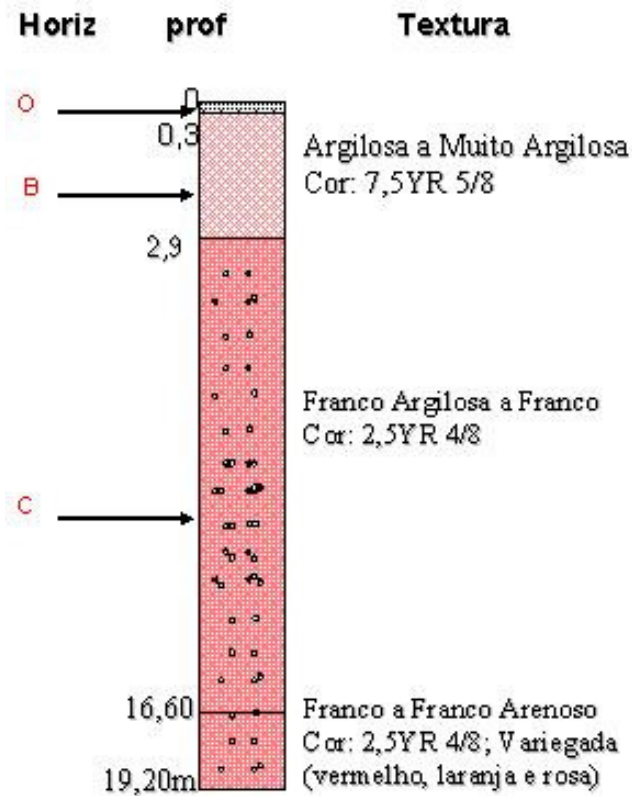


FIGURA 36: Transição textural no perfil de solo – escorregamento em cunha (C1)

Fonte: Deivison Molinari

De maneira geral, os percentuais texturais, ao longo do perfil, revelam que há predominância da fração argila entre 0,03 – 2,90m, basicamente nos horizontes O e B, e da composição areno-siltosa e franco (arenosa e siltosa) entre 2,90 - 19,20m, correspondente ao horizonte C (Tab. 04, gráf. 02 e Anexo 01).

TABELA 04 - Granulometria do perfil de solo – parede do escorregamento

Horiz.	Amostra	Prof. (m)	Densidade Aparente (g/m ³)	Densidade Real (g/m ³)	VTP (%)	Granulometria (%)			Textura
						Argila	Silte	Areia	
B	C1.1.1	0,10 – 0,90	1,09	2,58	56,7	40,5	35,8	23,7	Argilosa
	C1.1.2	0,90 – 1,00	1,12	2,59	56,8	60,5	22,7	16,8	Muito argilosa
	C1.1.3	1,0 - 2,90	1,16	2,63	56,6	38	30,95	31,05	Franco argilosa
C	C1.1.4	2,90 – 3,85	1,25	2,77	54,9	30,5	27,35	42,15	Franco argilosa
	C1.1.5	3,85 - 5,8	1,27	2,63	51,7	28	32,1	39,9	Franco argilosa
	C1.1.6	5,8 - 6,70	1,12	2,66	57,9	10,5	39	50,5	Franco
	C1.1.7	6,70 – 7,80	1,22	2,7	54,8	10,5	43,25	46,25	Franco
	C1.1.8	7,80 – 8,80	1,24	2,73	54,6	13	44,3	42,7	Franco
	C1.1.9	8,80 -10,80	1,25	2,59	51,7	8	49,7	42,3	Franco
	C1.1.10	10,80-11,80	1,2	2,77	56,7	3	45,55	51,45	Franco arenoso
	C1.1.11	11,80-12,90	1,15	2,73	57,9	10,5	40,95	48,55	Franco
	C1.1.12	12,90-19,20	1,14	2,59	56	5,5	49,7	44,8	Franco siltoso

Fonte: Deivison Molinari

GRÁFICO 02 – Granulometria do solo na parede do escorregamento

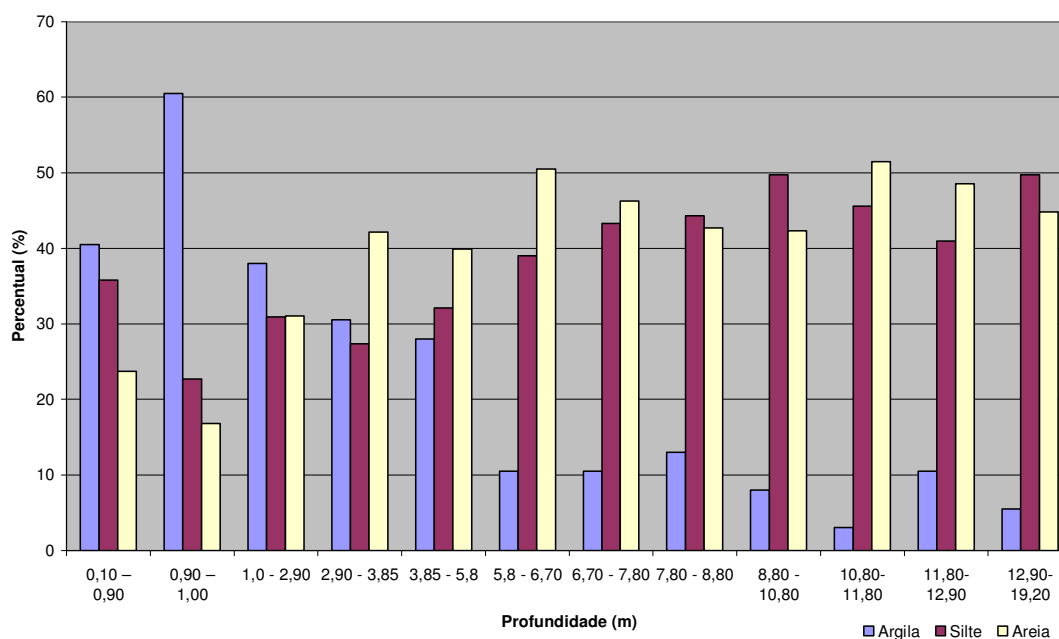


Tabela 05 - Características gerais das paredes da cicatriz de escorregamento em cunha (C1)

Amostras	Prof. (m)	Textura	Cor	Consist.	Estrutura	Resistência Cisalhamento (kg/cm ²)	Coesão (kg/cm ²)	Tensão Normal (kg/cm ²)	Ângulo Atrito Interno (°)	Características Gerais
C1.1.1	0,10 – 0,90	Argilosa	7,5YR 5/8	Firme	Subangular	2,8	–	–	–	Pres. Raízes
C1.1.2	0,90 – 1,0	Muito argilosa	7,5YR 5/8	Friável	Granular (arredondada)	0.5	0.5	1.25	9	Minhocas e formigas
C1.1.3	1,0 – 2,90	Franco argilosa	5YR 5/8	Friável	Granular	1.5	1.8	1.0	60	Sem raízes
C1.1.4	2,90 – 3,85	Franco argilosa	2,5YR 4/8	Friável	Granular	2.2	2.4	3.25	24	Grãos de quartzo
C1.1.5	3,85 – 5,80	Franco argilosa	2,5YR 4/8	Friável	Granular	2.4	4.3	3.25	50	Quartzo
C1.1.6	5,80 – 6,70	Franco	2,5YR 4/8	Friável	Granular	2.0	2.25	3.25	25	Feldspato
C1.1.7	6,70 – 7,80	Franco	2,5YR 4/8	Friável	Granular	1.25	1.3	2.65	6	Sem concreções
C1.1.8	7,80 – 8,80	Franco	2,5YR 4/8	Friável	Granular	2.0	2.0	3.5	8	Concreções
C1.1.9	8,80 – 10,80	Franco	Variegada (laranj./verm.)	Friável	Granular	2.0	2.0	3.5	8	Sem concreções
C1.1.10	10,80– 11,80	Franco arenoso	Variegada (laranja/branco)	Friável	Granular	2.3	3.05	2.75	48	Sem concreções
C1.1.11	11,80- 12,90	Franco	Variegada (laranja/branco)	Friável	Granular	1.6	1.60	3.25	14	Sem grânulos
C1.1.12	12,90- 19,20	Franco siltoso	Variegada (laranja/branco)	Friável	Granular	2.0	2.0	4.0	0	Presença de Feldspato

Fonte: Deivison Molinari

Cada horizonte possui peculiaridades quanto às características físicas, geomecânicas e de superfície, como sintetiza a **Tab. 05**. Desta forma, a descrição e análise dão-se a partir dos horizontes.

Destaca-se que os *horizontes O e B* (0 – 2,9m) apresentam solo predominantemente argiloso a muito argiloso, cor 7,5YR 5/8, consistência muito firme e estrutura em bloco. Quanto aos aspectos geomecânicos verificaram-se: resistência ao cisalhamento (2,8kg/cm²), coesão e tensão normal (1,8 kg/cm² e 1,25 kg/cm², respectivamente) e ângulo de atrito interno entre as partículas, em torno dos 60° (**Tab. 05**).

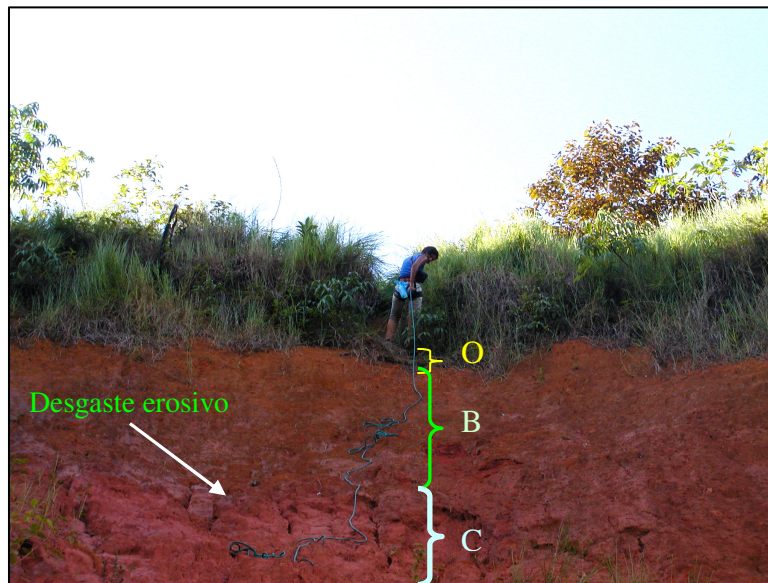


FIGURA 37 – Horizontes de solo: O, B e C. No horizonte C verifica-se o início do processo erosivo manifestado pela leve retirada de material da parede – cicatriz de escorregamento em cunha

Fonte: Deivison Molinari – junho/2004

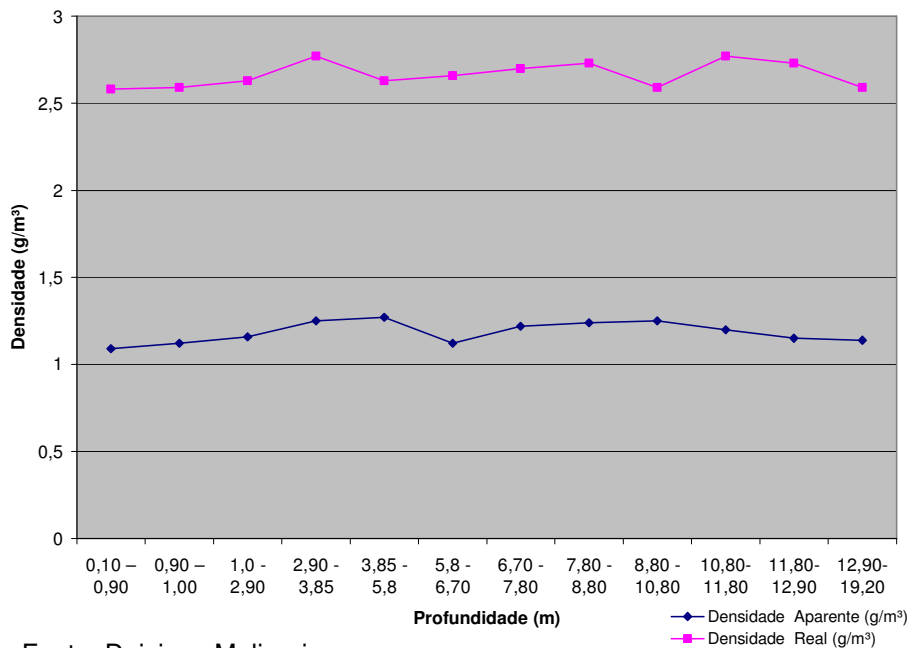
A predominância da fração argila, notadamente entre 0,90 – 1,0m (amostra C1.1.2 - 60% argila, 22,7% silte e 16,8% areia) (**Gráf. 02**), condiciona elevado grau de coesão, visualmente exposto pela ausência de feições erosivas nessa porção da parede do escorregamento (**Fig. 37**). Esse fato demonstra a influência da textura no desenvolvimento de incisões erosivas, pois esse segmento

(horizonte O e B) é o único que apresenta a predominância da textura argilosa e ausência total de incisões ao longo da parede da cicatriz de escorregamento.

Contudo, no *horizonte C* (2,9 – 16,60m), o solo varia de franco argiloso a franco arenoso e apresenta as seguintes características: cor 2,5YR 4/8, consistência friável e estrutura granular. Quanto aos aspectos geomecânicos, verificou-se: resistência ao cisalhamento (1,25 kg/cm²), coesão (1,3kg/cm²), tensão normal (3,15kg/cm²) e ângulo de atrito interno entre as partículas, em torno dos 21°. Outro aspecto identificado foi a presença de grãos de quartzo (5,20 – 5,70m e entre 6,70 - 6,85m), de concreções de manganês (4,0 – 4,10m) de feldspato (5,70 – 5,80m e entre 11,80 – 12,90m), e de nódulos amarelos (7,30 - 7,80m e entre 12,90 - 16,60m). A presença dessas concreções pode ser um indicador do antigo nível de oscilação do lençol freático (**Tab. 05** – pág.115).

A transição do horizonte B para o C é manifestada pela redução do percentual de argila. Em resposta a essas condições, verificou-se que o índice de densidade real e aparente, assim como o volume total de poros foi bastante distinto.

Gráfico 03 – Densidade Real e Aparente - parede do escorregamento (C1)



Fonte: Deivison Molinari

O **Gráf. 03** mostra que os valores de densidade das partículas apresentam pequena variação, em torno de 2,58 a 2,77 g/cm³, entre os horizontes da parede do escorregamento. Nos horizontes O e B registram-se os menores valores (2,58 a 2,63 g/cm³), enquanto que o horizonte C possui os maiores (2,63 a 2,77 g/cm³). A razão para essa diferença é que os menores índices estão relacionados possivelmente ao maior teor de matéria orgânica (horizontes O e B), enquanto que os maiores valores refletem a presença de concreções ferrosas (**Fig. 38**) e minerais, como quartzo, que possui peso específico de 2,65 g/cm³ (FERREIRA *et al*, 2003).

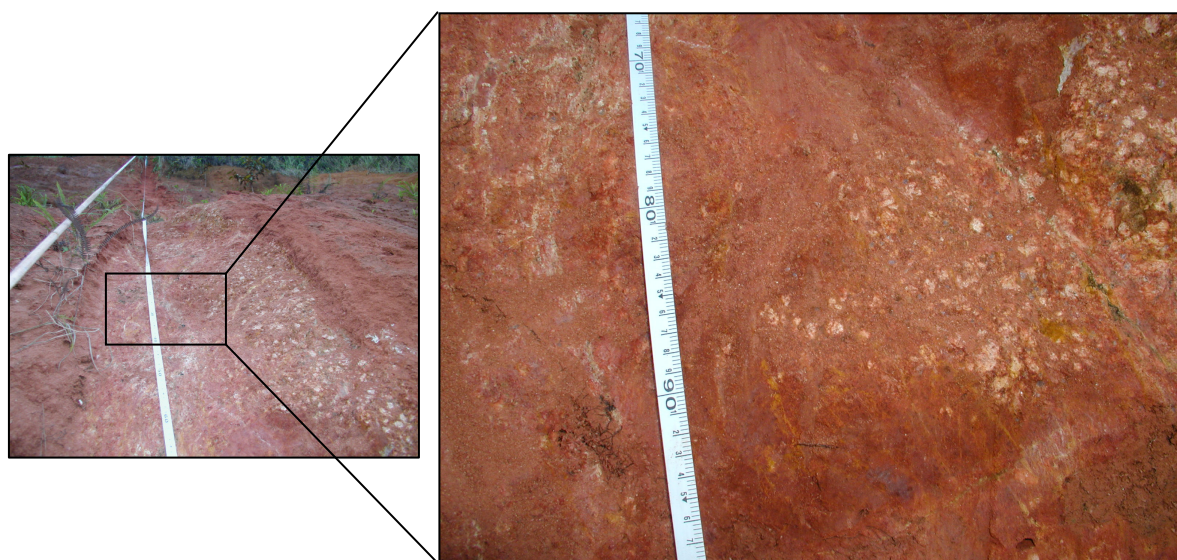


FIGURA 38 – Nódulos de concreções de ferro e veios de quartzo (isoalterita) e feldspato alterado – horizonte C

Fonte: Antonio F.G. Vieira – outubro/2005

Da mesma forma que a real, a densidade aparente apresentou variação muito pequena, entre 1,09 a 1,2 g/cm³, ao longo do perfil de solo. Dentre os fatores que determinaram tais índices, destacam-se: 1) horizontes O e B: maior teor de matéria orgânica; e, 2) horizonte C: maior compactação superficial e estrutura granular dos agregados de solo (**Tab. 05** – pág.115). Conseqüentemente aos valores de densidade real e aparente, o volume total de poros do solo ficou em torno de 51 – 54%.

Quanto aos processos erosivos, ao contrário dos horizontes O e B, no horizonte C verificou-se o início de uma série de sulcos verticais de diferentes graus de profundidade (**Fig. 39** e **Fig. 37**). Em virtude da forma linear, da disposição vertical (sentido topo-base – cicatriz de escorregamento) e da composição textural e geomecânicas, pode-se afirmar que essas incisões são frutos da erosão diferencial presente na superfície de arranque (parede) da incisão em destaque.

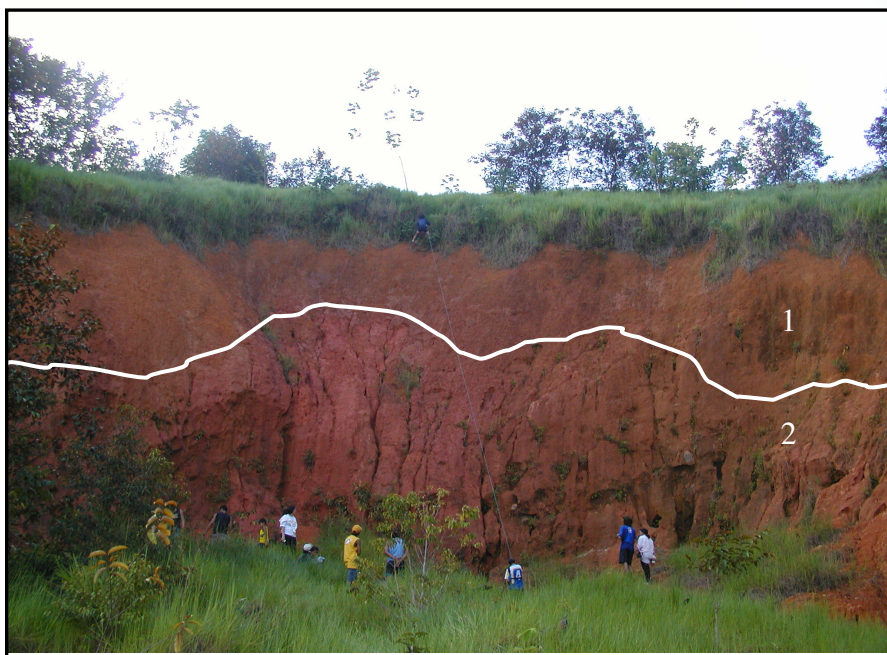


FIGURA 39 – Compartimentação da parede de acordo com a atividade erosiva: 1) Ausência de feições (horizontes O e B) e 2) Presença de feições (horizontes C) – Escorregamento em Cunha

Fonte: Deivison Molinari – junho/2004

No que compete à disposição das incisões, os dados de solo revelam que a porção superior da parede do escorregamento correspondente aos horizontes O e B (0 - 2,9m) é constituída de material argiloso (amostra C1.1.2 - 60% argila, 22,7% silte e 16,8% areia), enquanto que o horizonte C (2,9 – 19,20m) possui predomínio da textura franco siltosa (amostra C1.1.10 – 51,45% areia, 45,5% silte e 3,0% argila). Essa diferença textural entre os horizontes do solo favorece a ação erosiva dos escoamentos verticais possivelmente responsáveis pelas incisões no horizonte C.

O setor inferior da parede do escorregamento, ainda no horizonte C (entre 16,60m a 19,20m), verificou-se uma considerável transição textural, responsável pelo intenso retrabalhamento erosivo. Em termos gerais, esse setor da parede apresenta solo predominantemente franco siltoso, cor variegada (laranja, branco, vermelho), consistência friável a muito friável e estrutura em blocos. Quanto aos aspectos geomecânicos, verificaram-se: resistência ao cisalhamento (1,25 kg/cm²), coesão (1,3kg/cm²), tensão normal (3,15kg/cm²) e ângulo de atrito interno entre as partículas, em torno dos 21° (**Tab. 05** – pág.115).

Dentre as feições encontradas no horizonte C, destacam-se: filetes, sulcos, caneluras, alcovas, e marmitas (**Fig. 40**). De maneira geral, todas essas feições apresentam morfologia vertical (topo-base), atestando a influência da inclinação da parede do escorregamento e dos escoamentos verticais, além de possuírem interconexão entre si através de uma densa rede de sulcos.



FIGURA 40 – Retrabalhamento erosivo na base da parede do escorregamento em cunha

Fonte: Deivison Molinari – novembro/2005

Diante do exposto, pode-se afirmar que, as características de solo exercem influência considerável no reafeiçoamento erosivo ao longo da parede do escorregamento. No entanto, somente o solo não fornece base para análise mais detalhada da incisão e, assim sendo, o item a seguir discute a influência da forma do escorregamento na dinâmica erosiva desta incisão.

c) Forma do escorregamento

De acordo com a caracterização realizada no **item 4.1**, pode-se observar que o escorregamento em cunha apresenta forma losangular e encontra-se no segmento médio de uma encosta côncava. Tais características constituem importantes aspectos na análise da dinâmica erosiva da incisão em estudo.

A forma côncava da vertente associada à parede vertical do escorregamento contribui para que os escoamentos superficiais direcionem-se para dentro da incisão. A maneira como a água da vertente deságua na incisão depende da velocidade do fluxo e da inclinação da parede do escorregamento. Em decorrência da inclinação de aproximadamente 80° da parede do escorregamento, se o fluxo for lento, a água tenderá escoar verticalmente na parede, ao passo que se for rápido, a água incidirá na base da parede da incisão em forma de cascata (*punge pool*). Durante a pesquisa em campo, foi possível verificar esses escoamentos verticais na parede do escorregamento, seja na forma de fluxos de detritos dentro dos sulcos erosivos, ou através de queda d'água, formando uma pequena cascata quando a intensidade da chuva aumentou.

Portanto, pode-se dizer que esses fluxos são mecanismos responsáveis pelo retrabalhamento erosivo na parede do escorregamento, seja por lineamentos verticais (filetes, sulcos e caneluras) ou por caneluras e alcovas localizadas na base (horizontes C).

Por fim, pode-se concluir que a dinâmica erosiva no escorregamento é fruto direto do poder erosivo da água manifestada na presença de inúmeras feições na parede. Os fatores controladores para o surgimento dessas feições são as

características do solo (físicas ou mecânicas), os índices pluviométricos e a forma da cicatriz.

Como forma de detalhar e exemplificar a dinâmica erosiva na cicatriz de escorregamento, o item seguinte, apresenta e discute a evolução de uma dessas feições de retrabalhamento, a canelura, destacando suas mudanças dimensionais e as possíveis causas de crescimento.

4.2.1.1. CANELURA

A canelura presente na base (*horizonte C* – aproximadamente entre 16,60 a 19,20m) da parede do escorregamento constitui a feição de retrabalhamento com maior destaque, em virtude de seu tamanho e do saliente aprofundamento vertical semelhante a um duto aberto (**Fig. 41**).

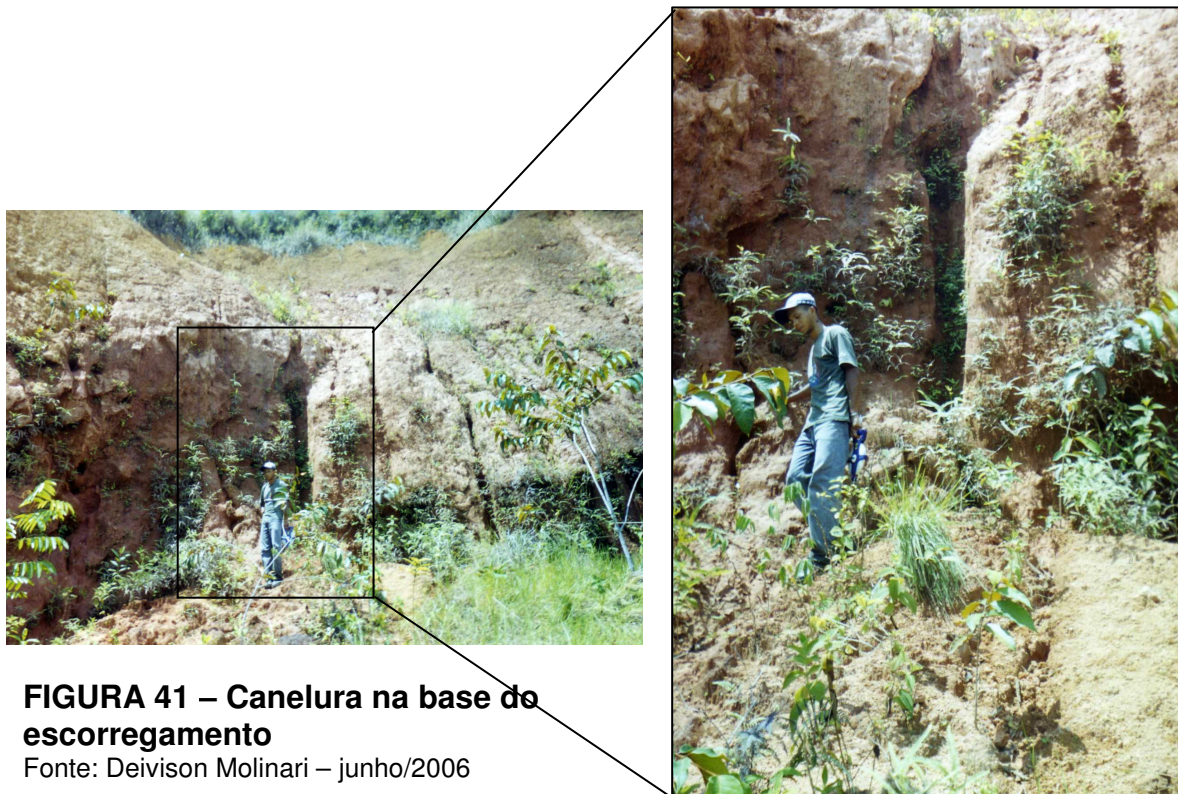


FIGURA 41 – Canelura na base do escorregamento

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

Dentre as características de detalhe observadas, destacam-se: escamamentos nas bordas, tufo de vegetação, pequenas marmitas, grânulos, concreções ferrosas e afloramentos rochosos na superfície interna (**Fig. 42 e 43**).



FIGURA 42 e 43 – Escamamentos (esq.) e Marmitas (dir.): ambas no interior da Canelura

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

As medições das dimensões realizadas (outubro/2005 e julho/2006) possibilitaram identificar os seguintes valores (**Tab. 06**):

TABELA 06: Dimensões e taxas erosivas da Canelura

Canelura	Comp.	Largura	Prof.	Área erodida	Vol. de Material Perdido
Outubro /2005	3,85m	0,38m	0,24m	1,46m²	0,35m³
Julho / 2006	4,05m	0,40m	0,30m	1,62m²	0,48m³

Fonte: Deivison Molinari

De acordo com as informações contidas na **Tab. 06** pode-se afirmar que houve pequena alteração nas dimensões da canelura, com destaque para as modificações no comprimento e na profundidade.

No que compete as características de solo, identificaram-se a textura e as características geomecânicas (resistência ao cisalhamento, coesão, tensão normal e ângulo de atrito interno).

Os dados de textura mostraram que o solo é basicamente franco siltoso (amostra C1.1.12 - 49,7% silte, 44,8% areia e 5,5 argila) (**Tab. 04** e **Gráf. 02** – pg.114), ao passo que, as características geomecânicas foram: resistência ao cisalhamento (2,0 kg/cm²), coesão (2,0kg/cm²), tensão normal (4,0kg/cm²) e 0° de ângulo de atrito interno (**Tab. 07**).

Nesse sentido, a **Tab. 07** sintetiza as características geomecânicas e os percentuais de argila na parede do escorregamento em cunha.

TABELA 07 – Características geomecânicas e percentual de argila da parede do escorregamento em cunha

Amostra	Prof. (m)	Argila (%)	Características Geomecânicas			
			Res. Cisalha. (kg/cm ²)	Coesão (kg/cm ²)	tensão normal (kg/cm ²)	ângulo de atrito interno (°)
C1.1.1	0,10 – 0,90	40.5	-	-	-	-
C1.1.2	0,90 – 1,00	60.5	0.5	0.5	1.25	9
C1.1.3	1,0 - 2,90	38	1.5	1.8	1.0	60
C1.1.4	2,90 - 3,85	30.5	2.2	2.4	3.25	24
C1.1.5	3,85 – 5,8	28	2.4	4.3	3.25	50
C1.1.6	5,8 - 6,70	10.5	2.0	2.25	3.25	25
C1.1.7	6,70 - 7,80	10.5	1.25	1.3	2.65	6
C1.1.8	7,80 - 8,80	13	2.0	2.0	3.5	8
C1.1.9	8,80 -10,80	8	2.0	2.0	3.5	8
C1.1.10	10,80-11,80	3	2.3	3.05	2.75	48
C1.1.11	11,80-12,90	10.5	1.6	1.6	3.25	14
C1.1.12	12,90-19,20	5.5	2.0	2.0	4.0	0

Fonte: Deivison Molinari

No que compete a correlação entre os percentuais de argila e as 4 (quatro) características geomecânicas (resistência ao cisalhamento, coesão, tensão normal e ângulo de atrito interno), e sua respectiva influência para a evolução da

canelura, os gráficos (**Anexos 02 a 05**) mostraram que a correlação é fraca e inversa verificada no ($r =$ negativo) e na inclinação descendente da reta de tendência.

Além disso, os gráficos de correlações entre teor de argila e resistência ao cisalhamento, e principalmente, entre o teor de argila e a coesão foram contratantes com literatura especializada, na qual aponta que, o acréscimo de argila aumenta a resistência ao cisalhamento e a coesão dos materiais. O que se observou foi o inverso (**Anexos 02 e 03**)

Dentre as possíveis causas para essa “incoerência” entre os valores de textura e as características geomecânicas está a variação de umidade gravimétrica dos materiais, pois as amostras de solo estavam muito secas no momento dos ensaios (coletas) de campo; além do número reduzido de ensaios na parede do escorregamento.

Diante disso, pode-se somente afirmar que a evolução da canelura está relacionada ao aprofundamento de um sulco na base da parede do escorregamento, e que, portanto, constituí-se do estágio mais evoluído dos filetes e sulcos verticais presentes.

Quanto aos escamamentos e às marmitas presentes no interior da canelura pode-se inferir que resultam das diferentes formas de retrabalhamento erosivo (**Fig. 42 e 43** – pág. 123). Os escamamentos podem ter sido formados a partir da atuação lenta da água retirando as partículas finas e expondo as frações grosseiras nas paredes do escorregamento, denunciando, portanto, locais de fraca atividade erosiva. Em contrapartida, as marmitas indicam intensa atividade erosiva via quedas-d’água e pela formação de zonas de turbilhonamento, sob as quais originam-se e aprofundam-se estas formas erosivas, que, analogicamente, assemelham-se de modo geométrico a conchas e/ou panelas.

4.2.1.2. ALCOVA

A alcova em foco está localizada no contato entre a base da parede (horizonte C – exatamente a 18,0m) e a superfície interna do escorregamento, apresentando forma não definida com dessimetria de largura e profundidade, assemelhando-se a uma gruta (**Fig. 44**).

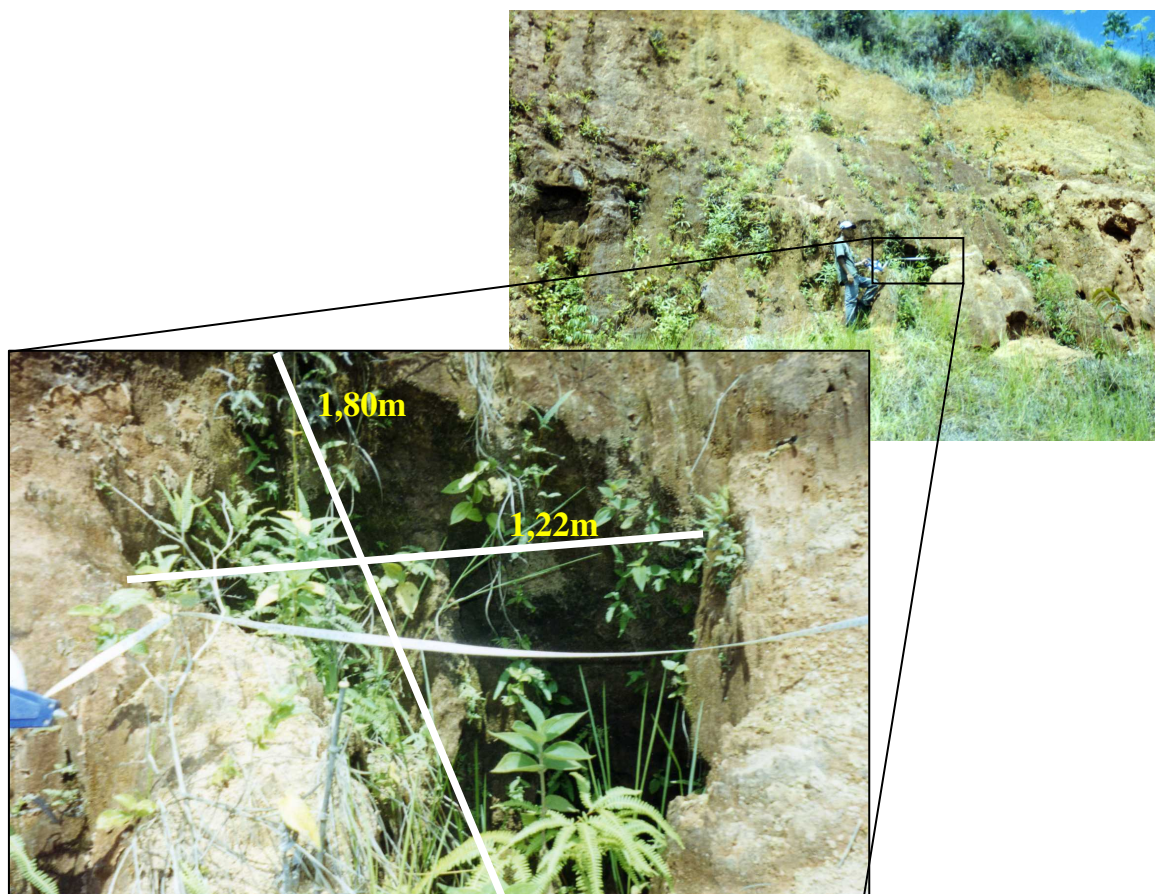


FIGURA 44 – Alcova localizada no sopé do escorregamento

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

As medições realizadas (outubro/2005 e julho/2006) possibilitaram a identificação dos seguintes valores (**Tab. 08**):

TABELA 08 - Dimensões e taxas erosivas da Alcova

Alcova	Comp.	Largura	Prof.	Área erodida	Vol. de Material Perdido
Outubro /2005	1,10m	1,20 m	1,60 m	1,32m ²	2,11m ³
Julho / 2006	1,80 m	1,22 m	1,83 m	2,19m ²	4,0m ³

Fonte: Deivison Molinari

De acordo com a *tabela 08*, verificam-se pequenas mudanças no comprimento e na profundidade da alcova, ao passo que a largura praticamente não foi modificada. Dentre os fatores condicionantes destacam-se as características de solo e morfologia da incisão.

As características de solo identificadas no interior da alcova revelam que tanto a textura quanto a resistência são iguais às da canelura, ou seja, textura silto-arenosa, resistência ao cisalhamento de 2,0kg/cm² (**Tab. 04** e **Graf. 02** – pág.114). A distinção reside na presença de concreções ferruginosas e fragmentos de rocha alterada em toda extensão interna da alcova, o que não foi verificado na canelura.

Verificou-se, ainda, que em decorrência da forma da alcova, há acumulação de água, e conseqüentemente há redução de coesão do solo e possibilidade de crescimento da feição.

Por fim, de acordo com observações de campo e com respaldo na literatura especializada (OLIVEIRA *et al.*, 1995b) identificaram-se dois possíveis mecanismos erosivos responsáveis pelo crescimento da alcova: queda d'água em cascata e acúmulo de água no interior da incisão. O primeiro atua através do impacto direto da água, precipitada na forma de cascata no interior da alcova. Como conseqüência imediata, há o acúmulo de água no interior da incisão, tornando o solo mais friável e favorecendo o crescimento desta.

4.2.2. CICATRIZ DE DESLIZAMENTO ROTACIONAL (C2)

Nesta incisão foram realizados monitoramentos entre os meses de outubro/2005 e julho/2006. Os dados da **Tab. 09** revelam que tanto as dimensões (altura, largura e comprimento) quanto a altura dos degraus permaneceram inalteradas, conforme a **Fig. 45**.

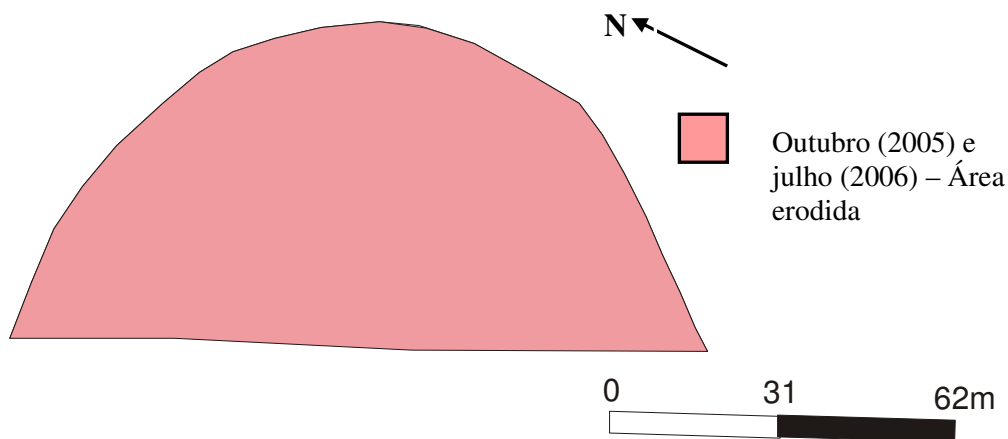


FIGURA 45 – Monitoramento da cicatriz de escorregamento rotacional

Fonte: Deivison Molinari

TABELA 09 - Dimensões e taxas erosivas do escorregamento rotacional

Monitoramento Cicatriz (C2)	Larg. (m)	Comp.(m)	Prof. (m)	Área Erodida (m ²)
Outubro/2005	142,4m	61,6	Variável	8771, 84
Julho/2006	142,4m	61,6	Variável	8771, 84

Fonte: Deivison Molinari

Outro aspecto merecedor de destaque são as diversas alturas da incisão decorrentes dos degraus centrais (**Fig. 46**). Aliás, os degraus constituem-se na principal característica do escorregamento rotacional, diferenciando-o da cicatriz de escorregamento em cunha.

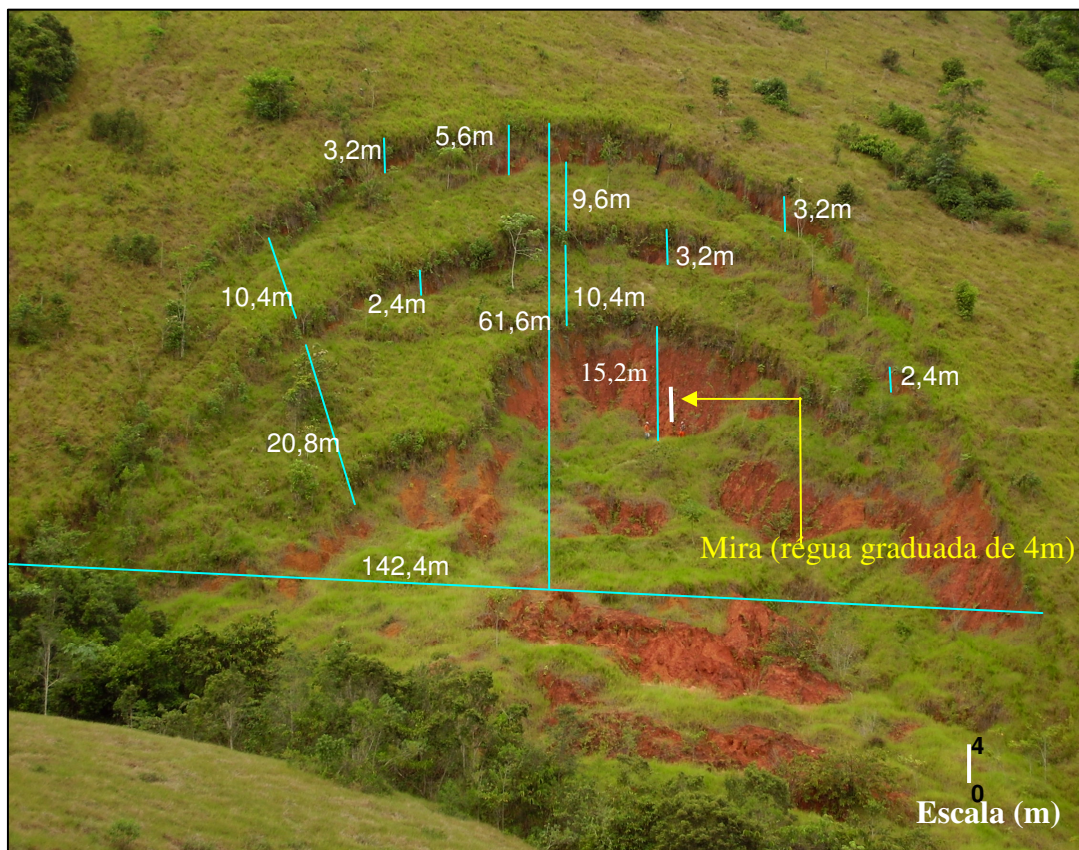


FIGURA 46 – Dimensões do escorregamento rotacional (C2)

Fonte: Deivison Molinari – julho/2006

Apesar da aparente estabilidade verificada no período de monitoramento, o escorregamento rotacional apresenta duas áreas com atividade erosiva: a) as paredes dos degraus onde se verificam filetes e sulcos, e; b) sobre a massa movimentada na base onde se desenvolve uma rede de canais incisivos, como sulcos, ravinas e voçorocas. Em termos gerais, as características físico-naturais identificadas e que permitem analisar a atividade erosiva, são: a) características físicas e de resistência do solo; b) forma da incisão; e, c) índices pluviométricos.

O subitem a seguir, destaca a atividade erosiva nas paredes do escorregamento rotacional, enfatizando suas características dimensionais e pedológicas, e os fatores responsáveis por sua deflagração.

4.2.2.1 Paredes dos degraus

A cicatriz do escorregamento rotacional é constituída de 3 (três) superfícies de arranque (parede), formadas a partir dos degraus presentes no interior da incisão, em que a atividade erosiva é praticamente inexistente. No entanto, verificaram-se algumas feições erosivas lineares como filetes verticais, sulcos e pequenos escorregamentos denunciando atividade erosiva.

A **Tab. 11** sumariza as características de cada degrau, identificadas em campo, destacando: profundidade das amostras, textura, cor, consistência, estrutura, cisalhamento, e os aspectos superficiais (**Fig. 47**); enquanto a **Tab. 10** destaca a granulometria das amostras, e o **Graf. 05** e o **Anexo 06** mostram a distribuição textural em cada porção das paredes do escorregamento rotacional.

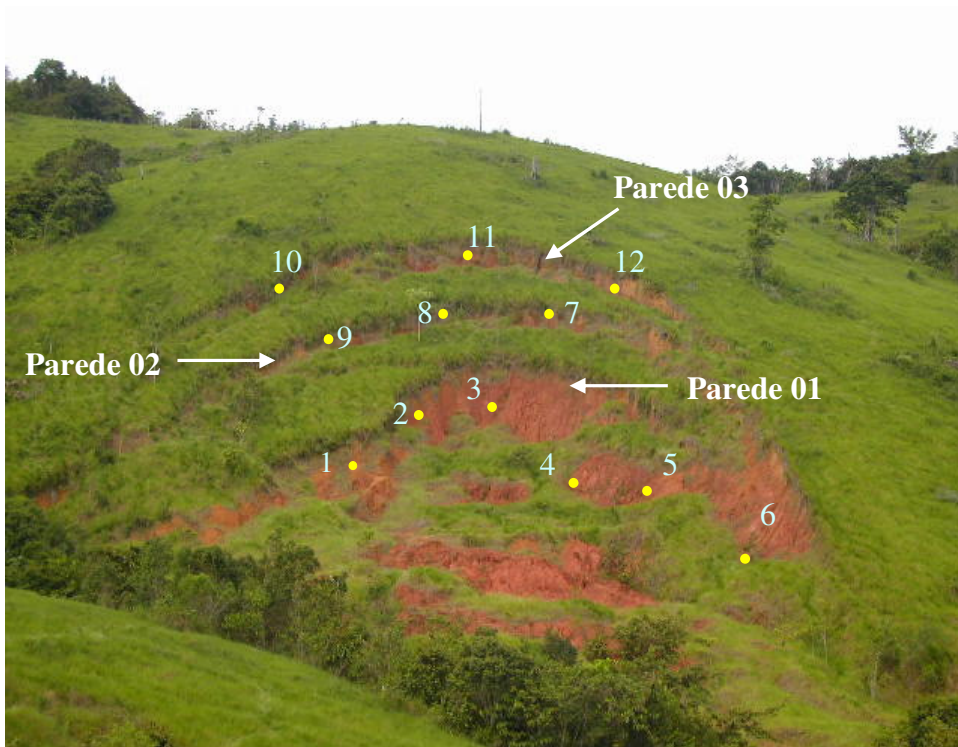


FIGURA 47 – Localização da coleta das amostras de solo e das paredes do escorregamento rotacional

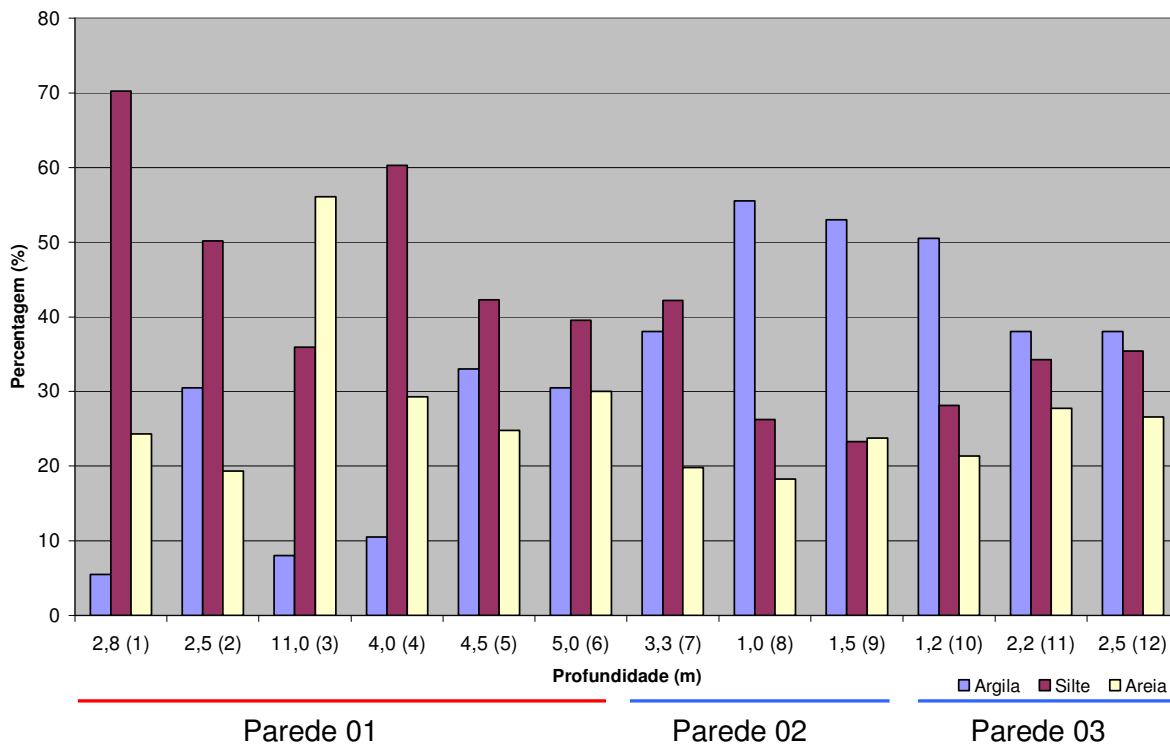
Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

TABELA 10 – Granulometria nas paredes do escorregamento rotacional

Amostra		Prof. (m)	Granulometria (%)			Textura
			Argila	Silte	Areia	
1	C2.1.1	2,8	5,5	70,2	24,3	Franco siltoso
2	C2.1.2	2,5	30,5	50,15	19,35	Franco arenoso
3	C2.1.3	11,0	8	35,9	56,1	Franco siltoso
4	C2.1.4	4,0	10,5	60,25	29,25	Franco siltoso
5	C2.1.5	4,5	33	42,25	24,75	Franco argilo siltoso
6	C2.1.6	5,0	30,5	39,5	30	Franco argiloso
7	C2.2.1	3,3	38	42,2	19,8	Franco argilo siltoso
8	C2.2.2	1,0	55,5	26,25	18,25	Argilosa
9	C2.2.3	1,5	53	23,25	23,75	Argilosa
10	C2.3.1	1,2	50,5	28,15	21,35	Argilosa
11	C2.3.2	2,2	38	34,25	27,75	Franco argiloso
12	C2.3.3	2,5	38	35,4	26,6	Franco argiloso

Fonte: Deivison Molinari

GRÁFICO 04 – Distribuição textural nas paredes do escorregamento rotacional (C2)



Fonte: Deivison Molinari

Tabela 11 – Características gerais das paredes da cicatriz de escorregamento rotacional (C2)

Amostras		Prof. (m)	Textura	Cor	Consist.	Estrutura	Resistência Cisalhamento (kg/cm ²)	Coesão (kg/cm ²)	Tensão Normal (kg/cm ²)	Ângulo Atrito Interno (°)	Características Gerais
1	C2.1.1	2,8	Siltosa	7,5YR 5/8	Friável	-	3.5	4.15	4.5	33	Formigas
2	C2.1.2	2,5	Arenosa	7,5YR 5/6	Friável	Subangular	4.0	4.65	3.0	53	Fissuramentos
3	C2.1.3	11,0	Siltosa	Variegada (verm./amar.)	Muito Friável	Subangular	3.5	4.15	4.5	33	Manchas Brancas
4	C2.1.4	4,0	Siltosa	Variegada 10R 4/6	Friável	Subangular	2.0	2.05	4.5	7	Manchas Brancas
5	C2.1.5	4,5	Argilosa	5YR 5/8	Friável	Subangular	5.0	5.0	4.5	61	Manchas Vermelhas
6	C2.1.6	5,0	Siltoso	10R 4/6	Friável	Subangular	2.5	2.55	4.5	5	Feldspato
7	C2.2.1	3,3	Argilosa	10YR 6/8	Friável	Subangular	2.0	2.55	1.0	68	Raízes
8	C2.2.2	1,0	Siltoso	7,5YR 5/8	Friável	-	2.0	2.25	2.5	41	Raízes
9	C2.2.3	1,5	Argilosa	7,5YR 5/8	Friável	-	4.0	4.20	2.0	59	Concreções
10	C2.3.1	1,2	Argilosa	7,5YR 5/8	Friável	-	3.0	4.20	4.0	42	Muita concreção
11	C2.3.2	2,2	Argilosa	10YR 10/8	Friável	-	4.5	4.5	4.5	71	Raízes S/ Rocha
12	C2.3.3	2,5	Argilosa	10R 5/6	Friável	-	3.0	4.60	4.5	49	Quartzo

Fonte: Deivison Molinari

Desse modo foi observado em campo que a superfície de arranque (**parede 01**), localizada no limite inferior do escorregamento rotacional, é caracterizada pela ausência quase que total de vegetação e apresenta fraca a inexistente atividade erosiva, exceto em sua porção central. No que compete às características do solo, verificaram-se variações de acordo com a profundidade das coletas. Não foi possível, porém realizar um perfil do solo, devido à ausência de objeto de sustentação (árvore resistente) que possibilitasse a fixação de instrumentos (cordas para o rapel – por exemplo) para sua execução. Diante disso, os elementos aqui discutidos foram coletados pontualmente, a partir da altura do pesquisador.

As características identificadas foram: inclinação média da parede (77°), profundidade da parede (entre 3,5 a 15,20m), consistência entre friável a muito friável dos agregados de solo, e cor variando entre 7,5YR 5/8 e 5/6, 10R 4/6 e 5YR 5/8. Quanto aos aspectos geomecânicos verificaram-se: resistência ao cisalhamento (3,5kg/cm²), coesão (2,92kg/cm²), tensão normal (4,25 kg/cm²) e ângulo de atrito interno entre as partículas, em torno dos 32°. Além disso, verificou-se a presença de manchas brancos, amarelos e vermelhos, feldspato e fissuramentos ao longo da parede (**Tab. 11**).

No que compete aos percentuais texturais, foram coletadas e tratadas 6 (seis) amostras em diferentes profundidades da *parede 01* (**Fig. 47** – pág. 130). A análise dos dados da *tabela 09* e do *gráfico 05* (pág.31) revelou que houve predomínio da fração silte em todas as amostras situadas entre 2,5m até 5,0m de profundidade (sentido topo-base). Entretanto, a partir de 4,5m de profundidade (*amostra C2.1.4*), cujos percentuais texturais foram 42,25% silte, 33,0% argila e 24,75% areia, verificou-se a sensível redução do teor de silte e certo equilíbrio na composição textural, como se observa na *amostra C2.1.6* (39,5% silte, 30,5% argila e 30,0% areia). Já a *amostra C2.1.3*, coletada a 11m de profundidade, diferentemente das demais, verificou-se o predomínio da textura areia, tendo a seguinte distribuição granulométrica: 56,1% areia, 35,9% silte e 8,0% argila.

Tais dados sinalizam para uma possível transição granulométrica na *parede 01* do escorregamento rotacional, demonstrada no decréscimo gradativo de silte e no acréscimo de argila e areia entre a parte superior até a inferior da parede. Esse fato mostra a influência da textura do solo na deflagração de processos erosivos, como os sulcos erosivos presentes na base e ausentes no topo da *parede 01*.

Já a **parede 02**, localizada na porção central do escorregamento rotacional, apresentou como características marcantes a ausência de feições erosivas e a semelhança de profundidade (em torno de 2,5 a 3,5m) em toda a sua extensão. Outros aspectos a serem explicitados são: inclinação média da parede (87°), profundidade da parede (entre 2,4 a 3,2 m), consistência friável, cor variando entre 7,5YR 5/8 e 10YR 6/8. Quanto aos aspectos geomecânicos verificaram-se: resistência ao cisalhamento (2,6kg/cm²), coesão (2,33kg/cm²), tensão normal (1,83kg/cm²) e ângulo de atrito interno entre as partículas, em torno dos 56°. Além disso, verificou-se a presença de raízes e concreções ao longo de sua estrutura (**Tab. 11** – pág.132).

Quanto aos percentuais texturais, as 3 (três) amostras analisadas revelaram que houve predomínio da fração argila até 1,5m de profundidade (sentido topo-base). A sensível redução do teor de argila, conforme o aumento da profundidade, foi percebida nas *amostras C2.2.2* (55,5% argila, 26,25% silte e 18,25% areia) e *C2.2.3* (53,0% argila, 23,25% silte e 23,75% areia). Por outro lado, na *amostra C2.2.1*, coletada a 3,3m de profundidade, verificou-se o predomínio da textura siltosa, tendo a seguinte distribuição granulométrica: 42,2% silte, 38,0% argila e 19,8% areia (**Tab. 10 e Graf. 04** – pág.131).

Por último, a **parede 03**, localizada na parte superior do escorregamento rotacional, também é caracterizada pela ausência de feições erosivas. Dentre os aspectos identificados, estão: inclinação média da parede (88°), profundidade da parede (entre 2,4 a 5,6m), consistência friável dos agregados de solo, e cor variando entre 7,5YR 5/8, 10YR 10/8 e 10R 5/6. Quanto aos aspectos geomecânicos verificaram-se: resistência ao cisalhamento (3,5kg/cm²), coesão (2,93kg/cm²), tensão normal (4,33kg/cm²) e ângulo de atrito interno entre as

partículas, em torno dos 54°. Além disso, verificou-se a presença de raízes, concreções e fragmentos de quartzo ao longo da parede (**Tab. 11**).

A análise de 3 (três) amostras de solo revelou o predomínio da fração argila entre 1,2m e 2,5m de profundidade. Porém, conforme o aumento da profundidade foi verificada a redução do teor de argila, como visto nas *amostras C2.3.1* (50,5% argila, 28,15% silte e 21,35% areia) e *C2.3.3* (38,0% argila, 35,4% silte e 26,6% areia) (**Tab. 10 e Graf. 04** – pág.131).

Com base nos percentuais texturais obtidos a partir das 12 (doze) amostras retiradas das 3 (três) paredes em diferentes profundidades (1,0 – 11,0m), pode-se dizer que, de maneira geral, a atividade erosiva encontrada é condicionada diretamente pela composição textural. Isso explica a presença de atividade erosiva (filetes e sulcos) somente na base da *parede 01*, pois foi o único local (profundidade) que se identificou maior quantidade de areia (56% - amostra C.2.1.3), facilitando, portanto, o desgaste erosivo desta superfície.

Por outro lado, quando correlacionadas as características texturais (ênfase nos percentuais de argila) as geomecânicas (resistência ao cisalhamento, coesão, tensão normal e ângulo de atrito interno) (**Anexos 07 a 10**) não se verificou relações de interdependência, como por exemplo, o percentual textural ser responsável pela maior ou menor resistência ao cisalhamento.

Diante disso, os gráficos de correlação entre teor de argila e as características geomecânicas dos degraus do escorregamento rotacional apresentaram as mesmas características verificadas na parede do escorregamento em cunha, ou seja, correlação fraca e inversa verificada no ($r =$ negativo) e na inclinação descendente da reta de tendência.

Os motivos para a fraca correlação estão relacionados ao alcance do limite de utilização dos equipamentos (penetrômetro e cisalhômetro) e a variação de umidade gravimétrica dos materiais. Observando a **tabela 12** verifica-se que os dados de tensão normal, praticamente não variaram. Das 12 amostras coletadas

ao longo dos 3 degraus, 07 amostras apresentaram 4,5kg/cm² de tensão normal, ou seja, o valor máximo do equipamento (penetrômetro). A causa para a reincidência nos dados de tensão normal está relacionada à umidade gravimétrica das amostras que foram coletadas em diferentes locais da vertente em função da dimensão do escorregamento rotacional (**Fig.47** – pág. 130)

TABELA 12 – Características geomecânicas e percentual de argila dos degraus do escorregamento rotacional

Amostra	Prof. (m)	Argila	Características Geomecânicas				
			resist. Cisalhamento (kg/cm ²)	coesão (kg/cm ²)	tensão normal (kg/cm ²)	ângulo de atrito interno (°)	
C2.1.1	1	2,8	5,5	3.5	4.5	4.5	33
C2.1.2	2	2,5	30,5	4.0	4.65	3.0	53
C2.1.3	3	11	8	3.5	4.15	4.5	33
C2.1.4	4	4	10,5	2.0	2.05	4.5	7
C2.1.5	5	4,5	33	5.0	5	4.5	61
C2.1.6	6	5	30,5	2.5	2.55	4.5	5
C2.2.1	7	3,3	38	2.0	2.55	1.0	68
C2.2.2	8	1	55,5	2.0	2.25	2.5	41
C2.2.3	9	1,5	53	4.0	4.20	2.0	59
C2.3.1	10	1,2	50,5	3.0	4.20	4.0	42
C2.3.2	11	2,2	38	4.5	4.5	4.5	71
C2.3.3	12	2,5	38	3.0	4.60	4.5	49

Fonte: Deivison Molinari

4.2.2.2 Massa movimentada

O depósito de material mobilizado pelo escorregamento rotacional, localizado no segmento inferior da vertente, é caracterizado pela irregularidade na distribuição de vegetação, friabilidade dos agregados de solo, presença de feições do tipo pedestais e por uma rede de canais incisos de diversas dimensões desde sulcos, ravinas até voçorocas (**Fig. 48**).



FIGURA 48 – Massa movimentada – base do escorregamento rotacional

Fonte: Deivison Molinari – julho/2006

Dentre as diversas feições encontradas, os pedestais e as voçorocas receberão destaque neste estudo devido sua respectiva quantidade e tamanho ao longo da base do escorregamento rotacional, e por denunciarem o poder erosivo da água na forma de escoamento superficial difuso (pedestal) e concentrado (voçoroca).

a) Pedestais

Em campo, verificou-se que os pedestais são feições residuais na forma de cones, formadas abaixo de um objeto (grânulos e seixos de materiais variados), cuja resistência não permitiu a sua remoção (**Fig. 49**). Em geral, essa feição constitui indicador de ocorrência da erosão por salpicamento (embate da gota de chuva na superfície do terreno - *splash erosion*), intercalado com a remoção das partículas pelo escoamento superficial difuso.



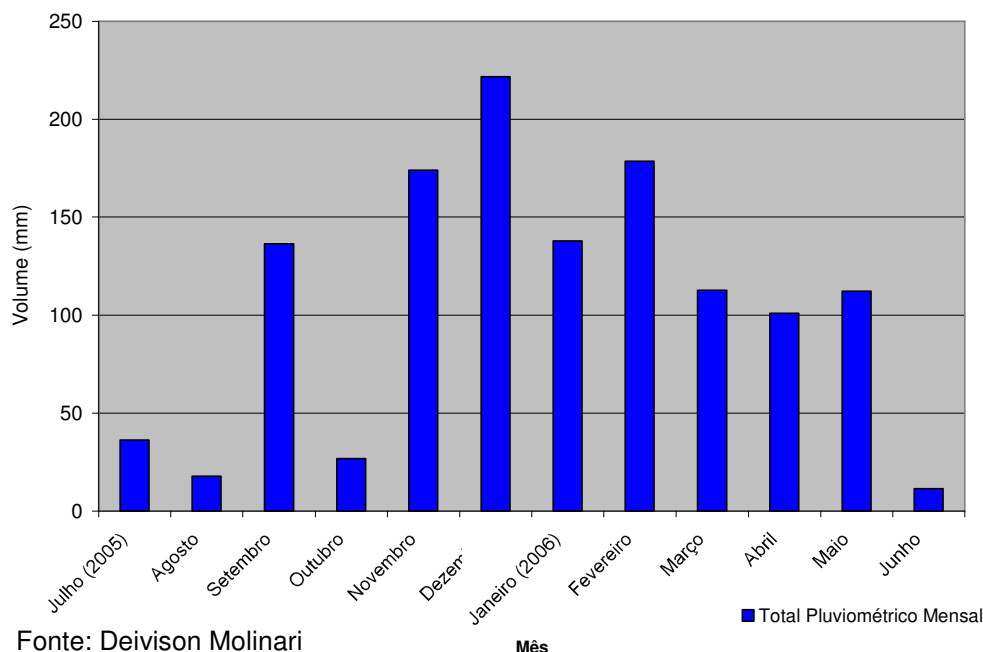
FIGURA 49 – Pedestais sobre a massa movimentada – escorregamento rotacional

Fonte: Deivison Molinari – dezembro/2005

Dentre os fatores condicionantes para o surgimento dos pedestais, destacam-se a inclinação da superfície, a vegetação e a pluviosidade. De acordo com as observações de campo, a massa movimentada apresentou muitas irregularidades, manifestadas no terreno por saliências e vales de tamanhos variáveis. Diante disso, a inclinação média na área de 12º favorece a formação de escoamentos superficiais, já que a vegetação existente é bastante irregular, sendo concentrada, basicamente, dentro e entre algumas voçorocas e, praticamente ausente nos locais de ocorrência de pedestais.

A influência da pluviosidade na formação dos pedestais e das voçorocas foi manifestada na área pela capacidade que a chuva tem de causar erosão, denominada de erosividade, efetuada, principalmente, por escoamentos superficiais difusos. Os dados pluviométricos (**Gráf. 05**) mostram que a ocorrência de chuva é constante ao longo do ano inteiro. Conseqüentemente, o poder erosivo da chuva exerceu papel fundamental na remodelagem dessa superfície, como se pode observar na **Tab. 13** que apresenta as taxas de erosividade da chuva entre os meses de julho/2005 e junho/2006.

GRÁFICO 05 – Pluviosidade mensal entre julho/2005 a junho/2006 – Fazenda Caipuru (Presidente Figueiredo/AM)



Fonte: Deivison Molinari

TABELA 13 – Índices de erosividade mensal da chuva entre julho/2005 a junho/2006 – Fazenda Caipuru (Presidente Figueiredo/AM)

Ano	2005						2006					
Meses	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J
Média Mensal (mm)	6,05	4,45	11,36	6,67	13,38	10,07	10,59	9,75	5,62	3,6	4,18	1,25
Elm (mm)	5,1	2,7	17,8	6,14	24,7	14	15,5	13,1	4,36	1,79	2,4	0,21

Fonte: Deivison Molinari

O estudo da **Tab. 13** revela, ainda, que a erosividade da chuva é baixa nos meses de julho, agosto e outubro (2005) e entre março e junho (2006), com os índices variando entre 0,21 e 6,14. Por outro lado, entre novembro (2005) e fevereiro (2006) e em setembro (2005) verificaram-se os índices de erosividade mais elevados ao longo do ano, com taxas variando entre 13,1 e 24,7. Esses valores revelam a relação entre pluviosidade e erosão, pois nos meses de maiores médias mensais de chuva identificaram-se, também, os maiores índices de erosividade. Da mesma forma, os pedestais encontrados manifestaram o desgaste erosivo promovido pela água da chuva, seja por impacto direto, onde não havia vegetação, ou pelo escoamento superficial difusa sobre a massa movimentada.

Pode-se concluir que os índices de erosividade da chuva mostraram que ela constitui fator determinante para o surgimento e evolução de feições erosivas, como os pedestais. Por outro lado, além dos pedestais, a água da chuva deflagrou outros tipos de feições, como as ravinas e as voçorocas.

Nesse sentido, para reforçar o que se afirma, o subitem a seguir, caracteriza e analisa as incisões erosivas lineares do tipo voçoroca, destacando os fatores responsáveis por sua evolução no período de estudo.

b) Voçorocas

Quanto à massa movimentada do escorregamento rotacional foram encontradas 5 (cinco) voçorocas nas quais foram identificados: forma, dimensão, tipo, feições de reafeiçoamento e condicionantes de deflagração. Dessas voçorocas, em somente uma não foi possível realizar monitoramento, pois a instabilidade do solo e a presença de vegetação na borda lateral impossibilitaram o acesso nesse setor da incisão (**Fig. 50**).

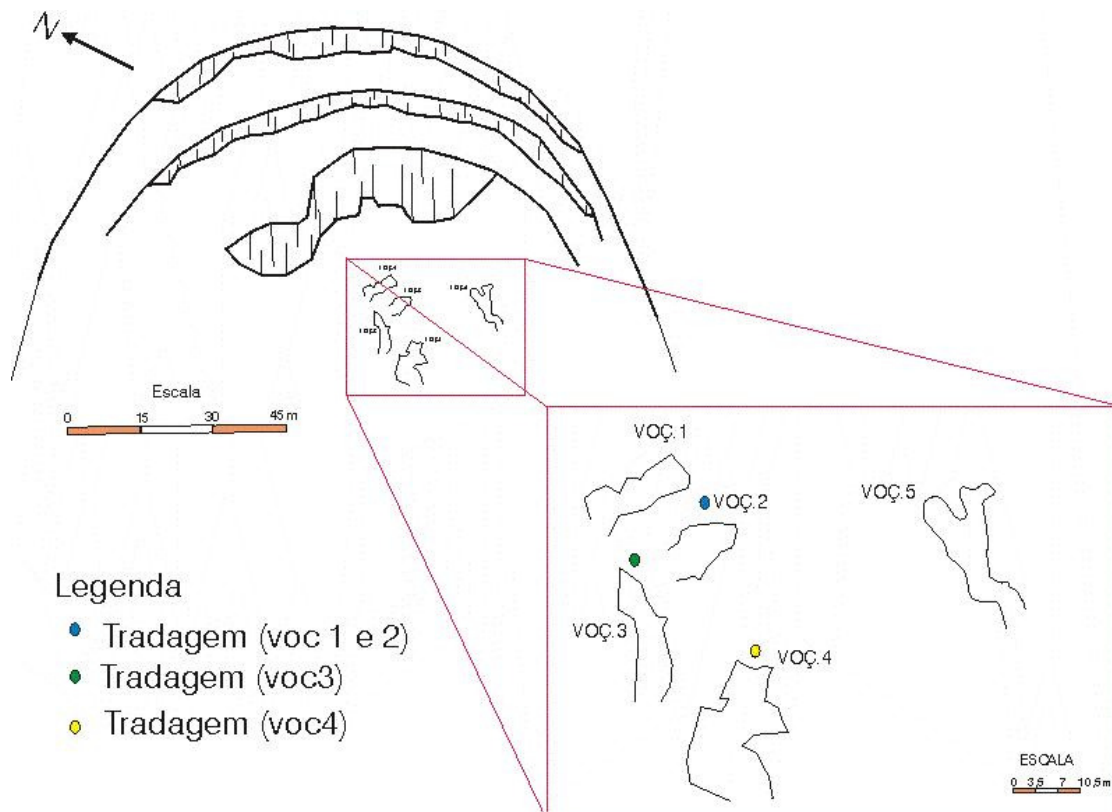


FIGURA 50 – Localização das vocorocas – base da cicatriz (C2)

Desenho: Antonio F. G. Vieira e Deivison Molinari
Org.: Deivison Molinari

As quatro voçorocas monitoradas tiveram franco crescimento tendo como mecanismo de deflagração o escoamento superficial concentrado tanto na formação, quanto em seu desenvolvimento. Os principais condicionantes de evolução foram a rarefação de vegetação, a pluviosidade e as características de solo. Apesar disso, observou-se que cada incisão possui peculiaridades que as distinguem uma das outras, por isso cada voçoroca foi analisada em particular como forma de entender sua dinâmica erosiva.

A **voçoroca (voç01)**, localizada a 23m distante da parede do escorregamento rotacional (C2), apresentou as seguintes características: orientação NW-SE, declividade média 12°, forma retangular e tipo desconectada. Quanto aos aspectos dimensionais, verificou-se: comprimento (10,60m), largura (3,6m, 3,3m e 3,1m – respectivamente, cabeceira, meio e fim) e profundidade (1,0m) (**Fig. 51**).

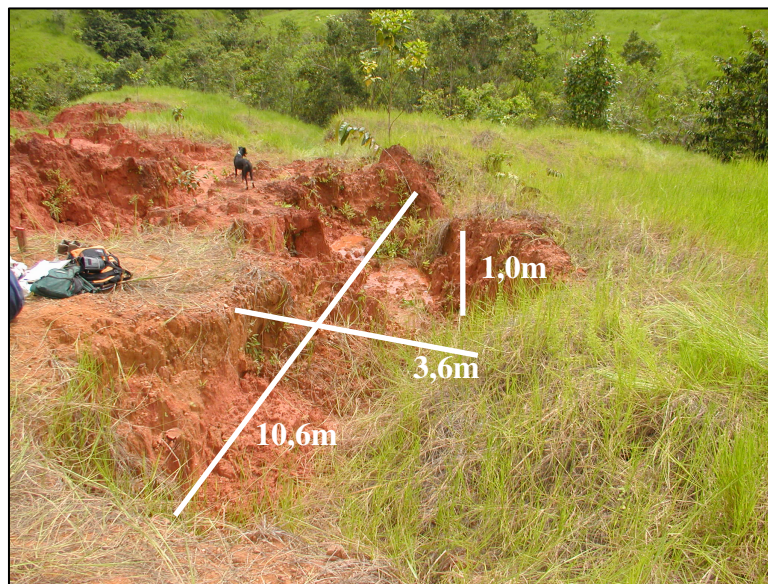


FIGURA 51 – Dimensões da Voçoroca (Voç01)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

Os monitoramentos realizados em outubro (2005) e em julho (2006) mostraram que a área erodida pela incisão foi de 73,96m² (até outubro/2005), 29,94m² (jul/2006) e 103,9m² (entre out/2005 e jul/2006), enquanto que o volume de material perdido foi de 73,96m³ (até outubro/2005), 61,74m³ (jul/2006) e 135,7m³ (entre out/2005 e jul/2006) (**figura 52**).

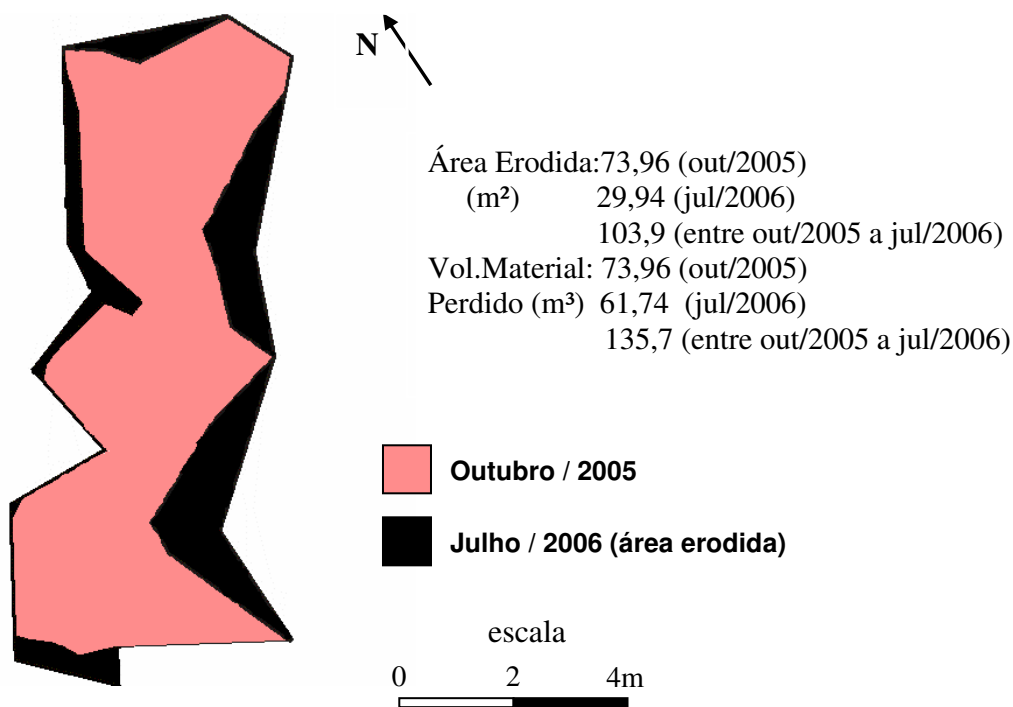


FIGURA 52 – Monitoramento evolutivo da voçoroca 01

Fonte: Deivison Molinari

No período de monitoramento, observou-se que a dinâmica evolutiva da incisão foi bastante lenta, ocorrendo basicamente através de desmoronamentos das bordas no segmento médio ou por escorregamentos na cabeceira. Os desmoronamentos ocorreram em locais que apresentavam fissuramentos superficiais e/ou filetes verticais aprofundados, enquanto que os escorregamentos resultaram do solapamento da cabeceira em decorrência da evolução de feições erosivas do tipo alcovas de regressão.

Dentre os fatores responsáveis pelo desenvolvimento dessa incisão destacam-se: chuva e solo. A influência da chuva é claramente demonstrada pelos índices de erosividade sobre a massa movimentada (**Tab. 13 – item anterior –** pág.139). No entanto, diferentemente do que ocorreu com os pedestais, em que a água da chuva atuou de forma difusa; no caso das voçorocas, a erosividade da chuva foi manifestada a partir de escoamentos concentrados, responsáveis pelo surgimento e evolução dessa incisão.

Quanto ao solo, há que se mencionar que as tradagens (tradagem 01 – **Fig. 50**, pág.140) realizadas próximas à cabeceira da incisão (0 - 4,0m), mostraram

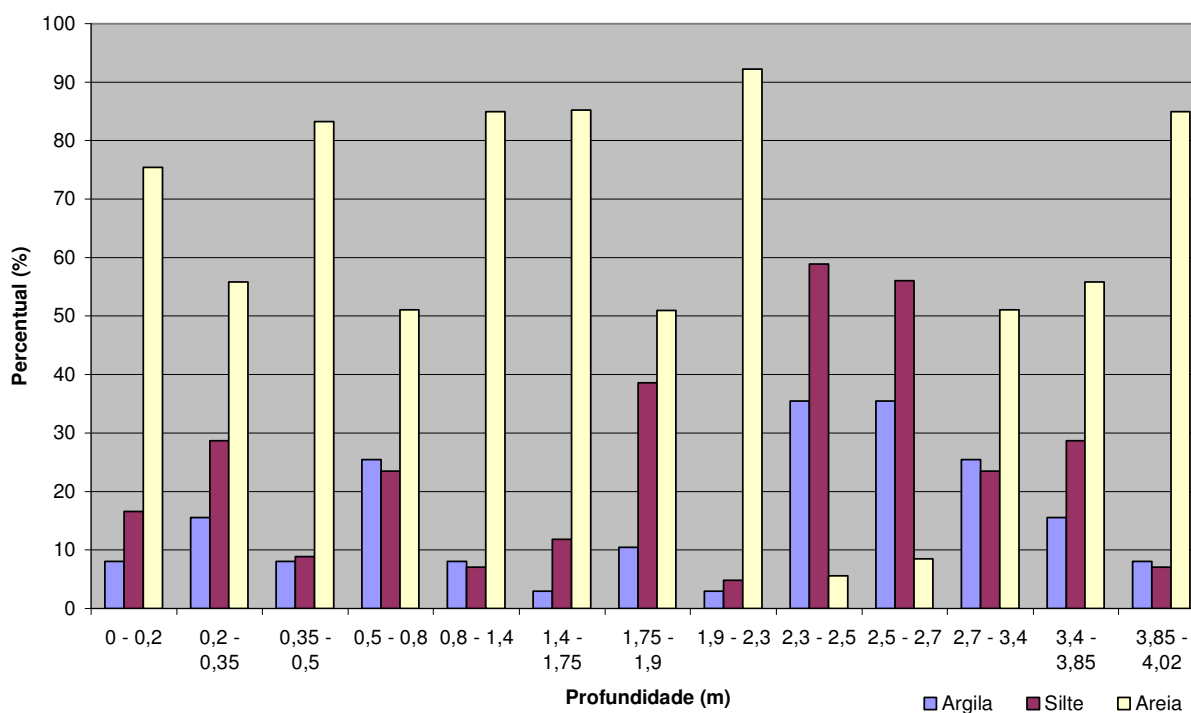
que o solo apresenta granulometria predominantemente arenosa a franco arenosa (0 – 2,3m e 3,4 – 4,2m), intercalado com material siltoso (2,3 – 3,4m) (**Graf. 06, Fig. 53 e Anexo 11**), com cores que variam entre 2,5YR 4/8, 2,5YR 6/6 e 5YR 5/8. A predominância da fração areia (**Tab. 14**), notadamente entre 1,9 – 2,3m, (92,2% areia, 4,8% silte e 3,0% argila), condiciona a friabilidade na consistência e a ausência de estruturação dos agregados.

TABELA 14 – Granulometria na cabeceira da Voç01

Amostra	Prof. (m)	Granulometria (%)			Textura
		Argila	Silte	Areia	
C2.2.1	0 - 0,2	8	16,55	75,45	Franco arenoso
C2.2.2	0,2 - 0,35	15,5	28,65	55,85	Franco arenoso
C2.2.3	0,35 - 0,5	8	8,8	83,2	Areia franca
C2.2.4	0,5 - 0,8	25,5	23,45	51,05	Franco argilo arenoso
C2.2.5	0,8 - 1,4	8	7,05	84,95	Areia franca
C2.2.6	1,4 - 1,75	3	11,8	85,2	Areia franca
C2.2.7	1,75 - 1,9	10,5	38,6	50,9	Franco
C2.2.8	1,9 - 2,3	3	4,8	92,2	Areia
C2.2.9	2,3 - 2,5	35,5	58,9	5,6	Franco argilo siltoso
C2.2.10	2,5 - 2,7	35,5	56,05	8,45	Franco argilo siltoso
C2.2.11	2,7 - 3,4	25,5	23,45	51,05	Franco argilo arenoso
C2.2.12	3,4 - 3,85	15,5	28,65	55,85	Franco arenoso
C2.2.13	3,85 - 4,02	8	7,05	84,95	Areia franca

Fonte: Deivison Molinari

GRÁFICO 06 – Distribuição textural na cabeceira da Voç1



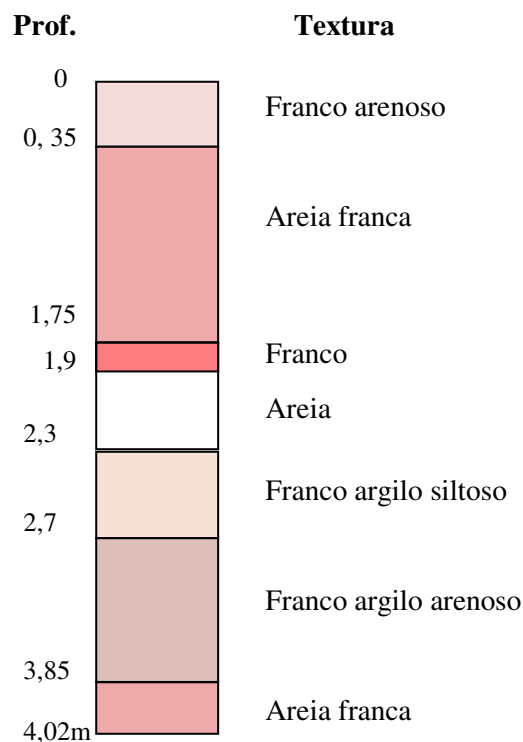


FIGURA 53 – Organização dos materiais – Cabeceira da Voçoroca 01

Fonte: Deivison Molinari

O **Graf. 06** e a **Fig. 53** mostram que, entre 0,8 - 1,40m de profundidade (amostra C2.2.5), os percentuais texturais apresentam 84,95% areia, 7,05% silte e 8,0% argila. Esses dados permitem afirmar que a alcova, presente na cabeceira da incisão, é resultante direta da composição textural muito arenosa, favorecendo o desmoronamento nesse setor da voçoroca (**Fig. 54**).



FIGURA 54 – Alcova e material desmoronado no fundo da voç01

Fonte: Antonio F.G. Vieira – julho/2006

Outro aspecto a ser destacado é que, em virtude do predomínio da textura areia, até 2,30m de profundidade, pode-se dizer que a voçoroca (voç01) pode ter o canal mais entalhado, visto que também não possui vegetação em seu interior. Por fim, diante do exposto, pode-se afirmar que o crescimento da voçoroca (voç01) é resultado direto das condições superficiais encontradas, ou seja, irregularidade de vegetação, totais pluviométricos e, principalmente, as características de solo.

A **voçoroca (voç02)** localiza-se paralela à voç01 e está aproximadamente 21m a jusante da parede do escorregamento rotacional (**Fig. 50** – pág.140). Apresenta declividade, orientação e tipo similar aos da voç01, entretanto, suas dimensões são levemente superiores, sendo: comprimento (12,30m), largura (2,10m, 3,50m e 2,0m – respectivamente cabeceira, meio e fim) e profundidade (1,30m, 1,65m e 1,29m – respectivamente cabeceira, meio e fim) (**Fig. 55**).

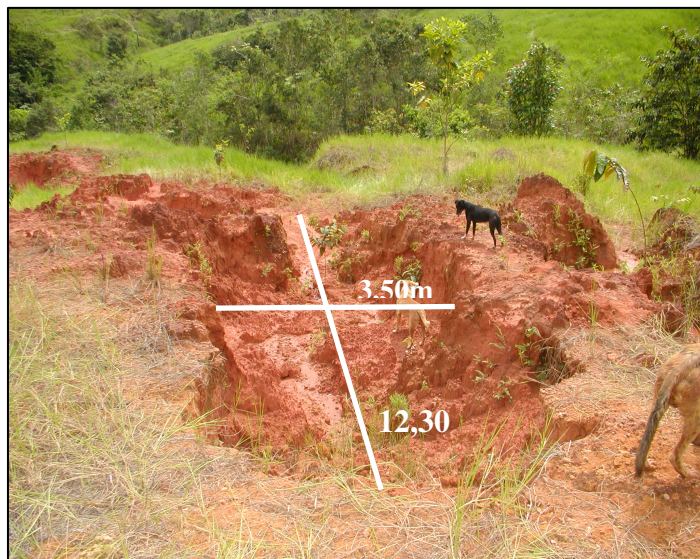


FIGURA 55 – Dimensões da voçoroca (Voç02)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

O monitoramento realizado (**Fig. 56**) permitiu perceber o visível crescimento da incisão no sentido lateral (borda esquerda), principalmente através de escorregamentos e fluxos de detritos visualizados no acúmulo de solo, na forma de pequenos cones de material no contato parede-fundo. Quanto às taxas erosivas, identificou-se que a área erodida pela incisão foi de 18,36m² (até

outubro/2005), 8,97m² (jul/2006) e 27,33m² (entre out/2005 e jul/2006), enquanto que o volume de material perdido foi de 25,7m³ (até outubro/2005), 12,83m³ (jul/2006) e 38,53m³ (entre out/2005 e jul/2006).

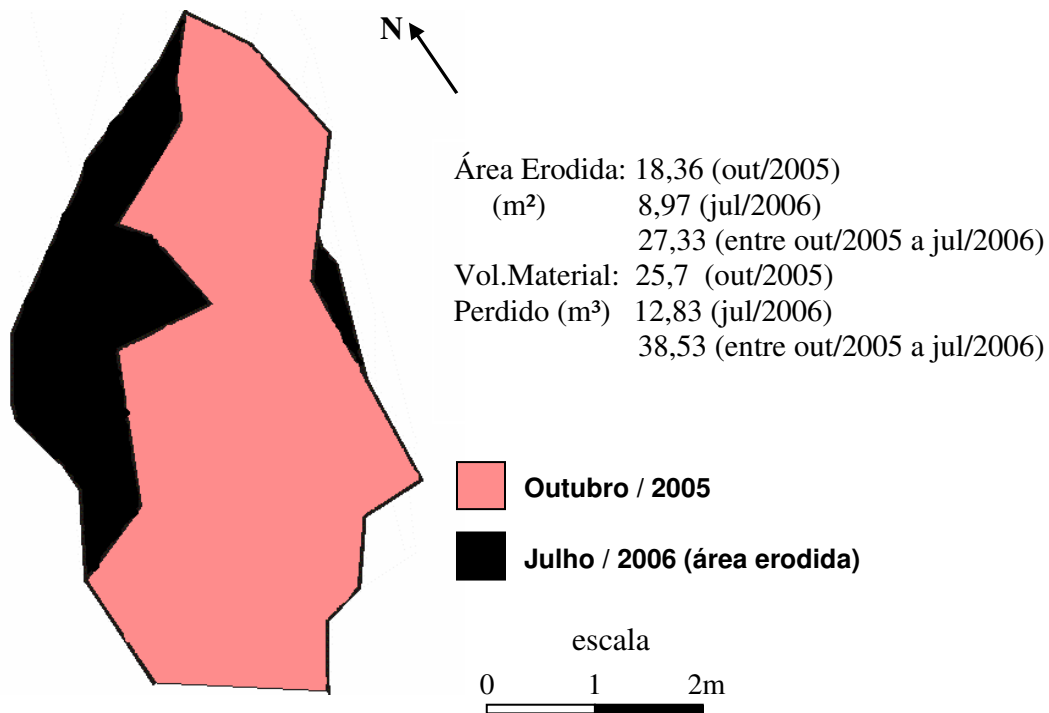


FIGURA 56 – Monitoramento evolutivo da voç02

Fonte: Deivison Molinari

Dentre os condicionantes responsáveis pela evolução da voçoroca (voç02) destacam-se as características de solo. Devido à proximidade entre a voç02 e a voç01, as mesmas amostras coletadas na voç01 foram utilizadas na voç02.

Nesse sentido, os dados contidos no **Graf. 06** e na **Tab. 14** (pág.143) e no **Anexo 11** revelam o predomínio da textura areia em, praticamente, todas as amostras. Esse fato justifica a grande friabilidade do solo e o constante reafeiçoamento erosivo nas paredes internas da cabeceira, determinando, portanto, o crescimento da incisão neste setor.

Outro aspecto relevante é que, diante do grande recuo lateral da borda esquerda da voç02 em direção à borda direita da voç01 (**Fig. 57**), foram

identificadas as distâncias entre as cabeceiras, os meios e os segmentos finais das duas incisões, obtendo-se os seguintes valores (**Tab. 15**):

TABELA 15 – Distância lateral entre as voçorocas (Voç1 e Voç2)

Segmentos	Cabeceira	meio	Fim
Out.2005 (1º distância – amarelo)	3,60m	3,95m	3,50m
Jul.2006 (2º distância – azul)	3,40m	2,10m	2,60m

Fonte: Deivison Molinari

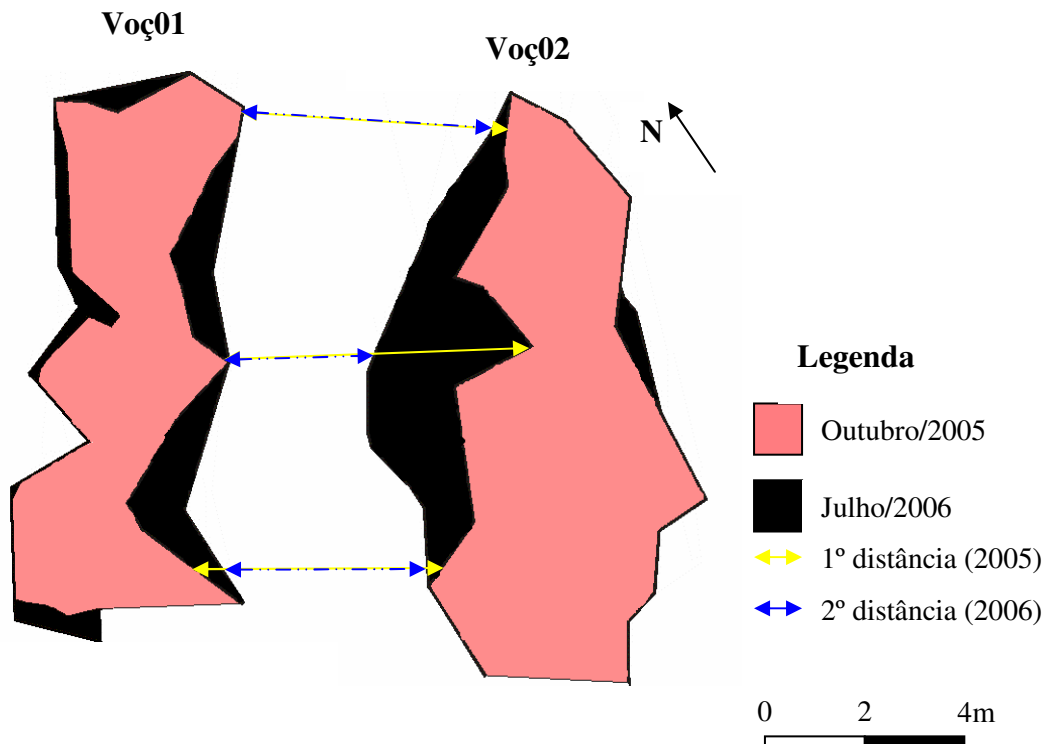


FIGURA 57 – Distância lateral entre as voçorocas (Voç1 e Voç2)

Fonte: Deivison Molinari

Esses dados permitem inferir que, se mantidas as taxas de crescimento e de recuo lateral das duas voçorocas, ambas podem formar um único entalhe erosivo, em virtude do recuo lateral realizado por uma das voçorocas. Conseqüentemente, haverá modificações na forma da incisão que, atualmente, é retangular em ambas, para a dendrítica. Tal mudança implica na presença de novas rotas de convergência dos fluxos superficiais a montante devido à presença

de duas ou mais cabeceiras, proporcionando, portanto, modificações na dinâmica erosiva da incisão.

A **voçoroca (voç3)** localiza-se a 4,80m a jusante do segmento final da voç2, aproximadamente 38m da porção central da parede do escorregamento rotacional (**Fig. 50** – pág.140). Apresenta, ainda, as seguintes características: orientação SW-NE, declividade média 12°, forma retangular e tipo desconectada. Quanto aos aspectos dimensionais, verificaram-se: comprimento (16,50m), largura (3,50m, 4,30m e 4,30m – respectivamente cabeceira, meio e fim) e profundidade (1,0m, 1,20m e 1,40m – respectivamente cabeceira, meio e fim) (**Fig. 58**).

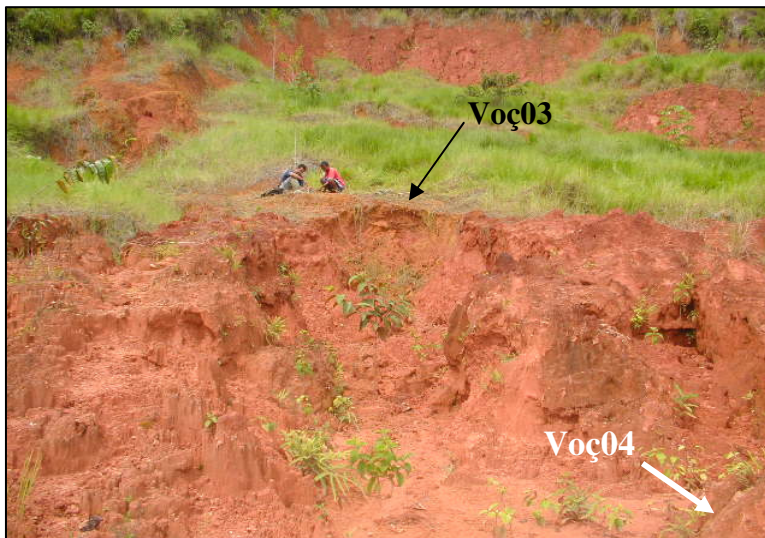


FIGURA 58 – Voçoroca (Voç03)

Fonte: Antonio F.G. Vieira – julho/2005

O monitoramento realizado na voç3 (**Fig. 59**) permitiu identificar significativo crescimento em toda a extensão da borda direita, e a presença de inúmeras feições residuais, semelhantes a pequenos morros testemunhos no interior da incisão.

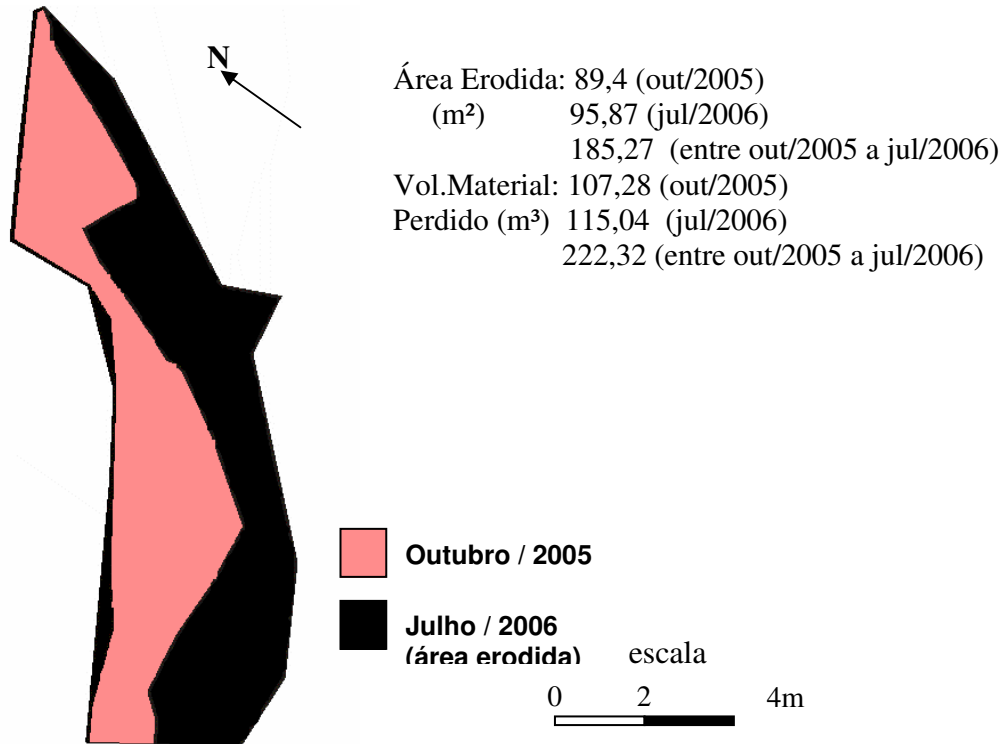


FIGURA 59 – Monitoramento evolutivo da voç03
 Fonte: Deivison Molinari

Em termos quantitativos, verificou-se que a área erodida pela incisão foi de 89,4m² (até outubro/2005), 95,87m² (jul/2006) e 185,27m² (entre out/2005 e jul/2006), enquanto que o volume de material perdido foi de 107,28m³ (até outubro/2005), 115,04m³ (jul/2006) e 222,32m³ (entre out/2005 e jul/2006). Tais valores mostram a dimensão do processo erosivo em curso.

Dentre os fatores responsáveis pelo desenvolvimento dessa incisão, destacam-se: as características da área de contribuição e os percentuais texturais de solo. Considere-se também que a área a montante da incisão é caracterizada pela presença de inúmeros sulcos erosivos, os quais denunciam a formação de escoamentos superficiais concentrados e fluxo de água no sentido da cabeceira da voç03.

Quanto ao solo, cabe registrar que as tradagens realizadas próximas à cabeceira da incisão (0 - 4,0m), revelam que os percentuais texturais estão divididos em dois blocos: 1) entre 0 – 1,5m em que há predominância de

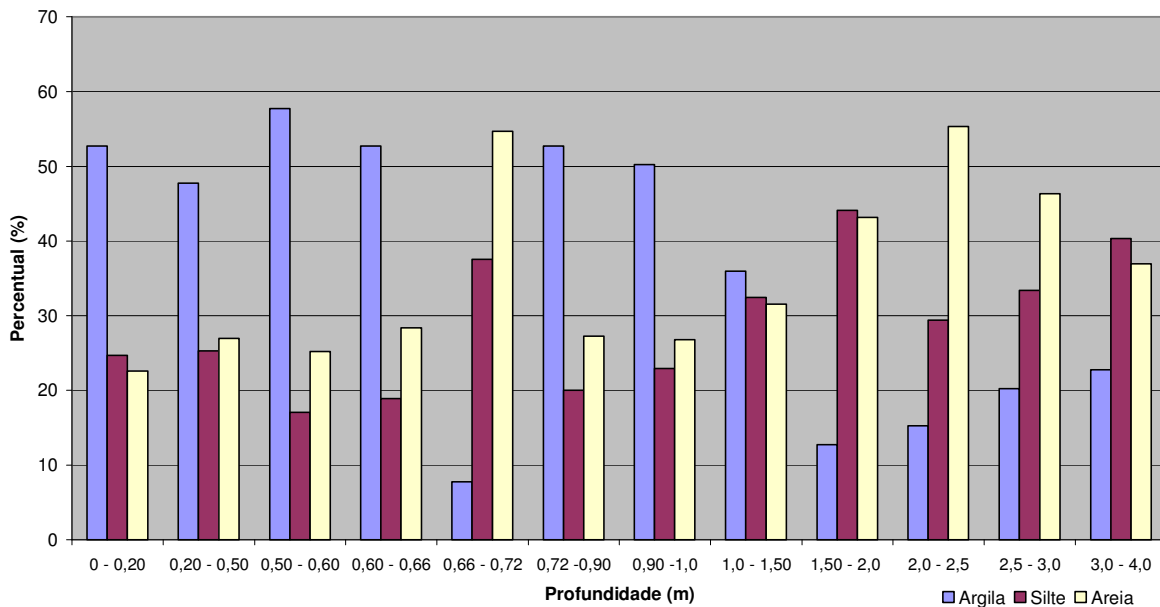
sedimentos argilosos, com pequena intercalação de material franco arenoso entre 0,66 – 0,90m de profundidade, e, b) entre 1,5 a 4,0m em que há predominância de sedimentos franco arenosos (Tab. 16, Graf. 07, Fig. 60 e Anexo 12). Já as cores encontradas variam entre 5YR 5/8 e 2,5YR 6/8.

TABELA 16 – Granulometria na cabeceira da Voç03

Amostra	Prof. (m)	Granulometria (%)			Textura
		Argila	Silte	Areia	
C2.3.1	0 - 0,20	52,75	24,65	22,6	Argila
C2.3.2	0,20 - 0,50	47,75	25,3	26,95	Argila
C2.3.3	0,50 - 0,60	57,75	17,05	25,2	Argila
C2.3.4	0,60 - 0,66	52,75	18,9	28,35	Argila
C2.3.5	0,66 - 0,72	7,75	37,55	54,7	Franco arenoso
C2.3.6	0,72 - 0,90	52,75	20	27,25	Franco arenoso
C2.3.7	0,90 - 1,0	50,25	22,95	26,8	Argila
C2.3.8	1,0 - 1,50	36	32,45	31,55	Franco argiloso
C2.3.9	1,50 - 2,0	12,75	44,1	43,15	Franco
C2.3.10	2,0 - 2,5	15,25	29,45	55,3	Franco arenoso
C2.3.11	2,5 - 3,0	20,25	33,4	46,35	franco
C2.3.12	3,0 - 4,0	22,75	40,3	36,95	franco

Fonte: Deivison Molinari

GRÁFICO 07 – Distribuição textural na cabeceira da Voç03



Fonte: Deivison Molinari

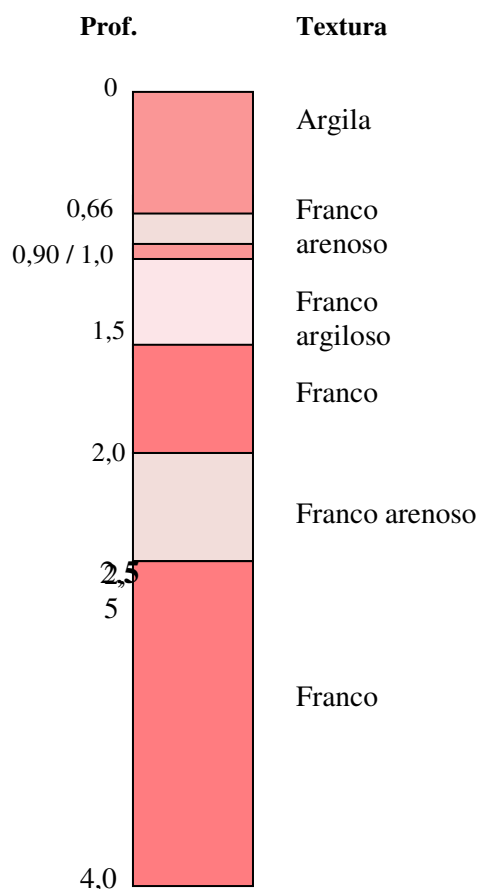


FIGURA 60 – Organização dos materiais – Cabeceira da Voçoroca 03

Fonte: Deivison Molinari

O **Graf. 07** mostra que, no segmento de predominância argilosa (0 -1,5m), os percentuais texturais máximos encontrados foram de 57% argila, 25,2% areia e 17,05% silte (entre 0,50 - 0,60m). Enquanto que no segmento areno-siltoso (1,5 – 4,0m) os percentuais texturais chegaram a 55,3% areia, 29,45% silte e 15,25% argila (entre 2,0 – 2,5m).

Essa transição granulométrica de material argiloso para areno-siltoso, possivelmente, favoreceu o surgimento de diversas feições erosivas, como filetes verticais e alcovas próximas ao contato base-parede da incisão. Além disso, a presença de bloco de material inconsolidado no interior da voçoroca denuncia a atuação dos processos erosivos.

A **voçoroca 4 (voç4)**, última incisão a ser analisada, apresenta como principais características: orientação W-E, tipo desconectada e forma dendrítica. Quanto aos aspectos dimensionais, verificou-se: comprimento (20,10m), largura (3,20m, 5,90m e 2,30m – respectivamente cabeceira, meio e fim) e profundidade (1,50m, 1,80m e 1,60m – respectivamente cabeceira, meio e fim) (**Fig. 61**).



FIGURA 61 – Voçoroca (Voç04)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

O monitoramento mostrou que houve expansão lateral em praticamente todas as reentrâncias da incisão, o que pode ser facilmente verificado nas taxas erosivas coletadas, seja de área erodida, que foi de 48,0m² (até outubro/2005), 27,01m² (jul/2006) e 67,6m² (entre out/2005 e jul/2006), enquanto que o volume de material perdido foi de 78,24m³ (até outubro/2005), 44,02m³ (jul/2006) e 110,18m³ (entre out/2005 e jul/2006) (**Fig. 62**).

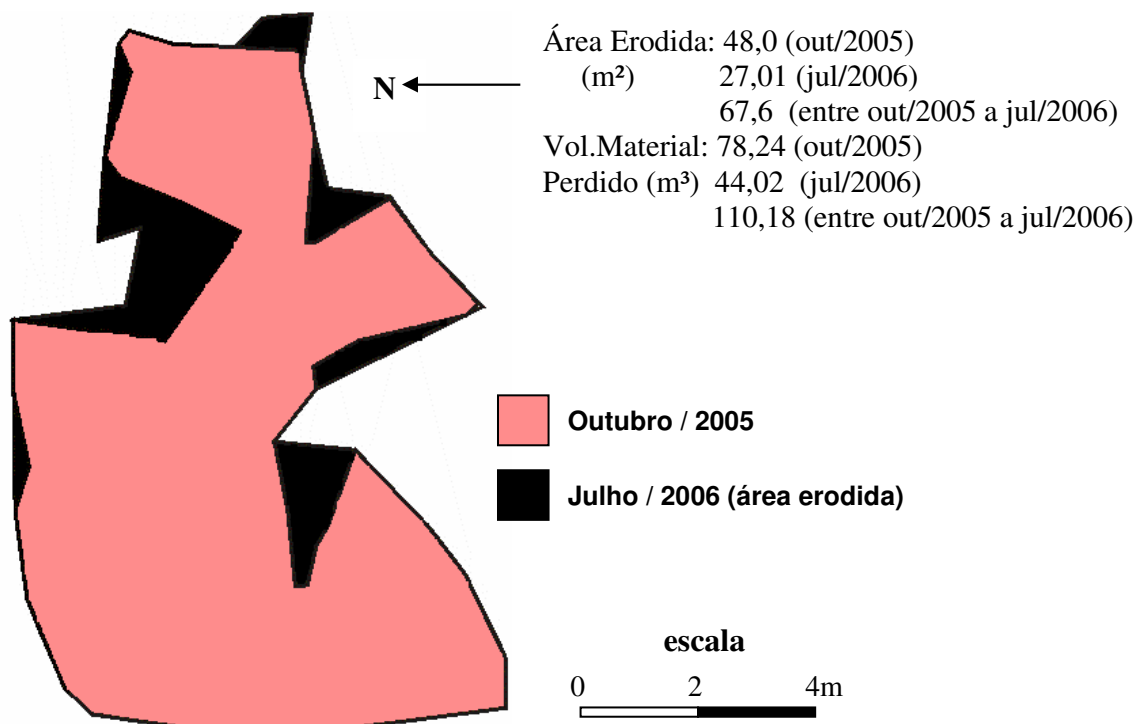


FIGURA 62 – Monitoramento evolutivo da voç04

Fonte: Deivison Molinari

No período de monitoramento, as transformações foram significativas nas bordas da incisão. Em muitos casos, as reentrâncias existentes praticamente deixaram de existir em virtude de quedas em blocos e escorregamentos das paredes, ocasionando a retificação das bordas. Por outro lado, o desgaste erosivo do material acumulado dentro da incisão, através dos fluxos de detrito e dos fluxos laminares, representa a segunda área de atividade erosiva mais intensa na incisão (Fig. 63).

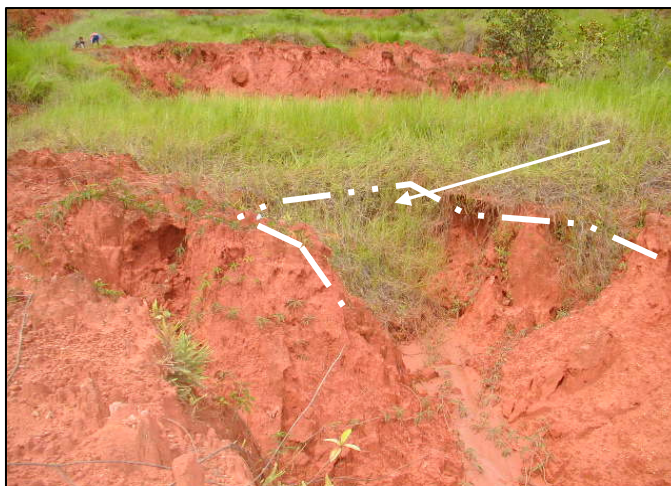


FIGURA 63 – Cabeceira da Voç04

Fonte: Deivison Molinari

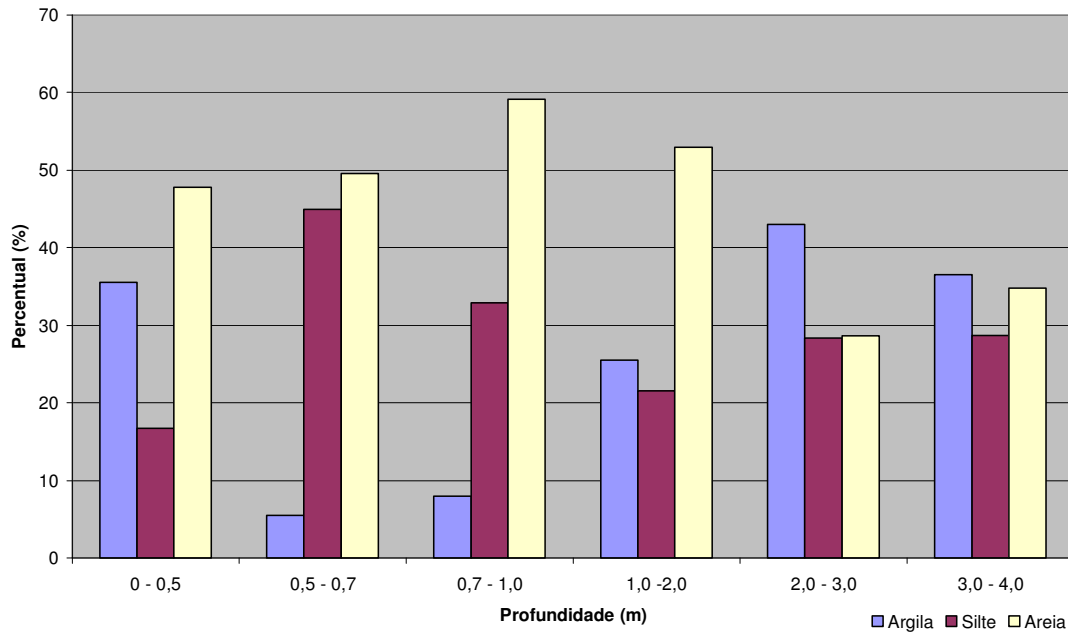
Dentre os fatores responsáveis pelo desenvolvimento dessa incisão, destacam-se as características texturais do solo. A **Tab. 17**, o **Graf. 08**, a **Fig. 64**, e o **Anexo 13** mostram que a composição do solo está assim distribuída: entre 0 a 2,0m de profundidade, predominantemente de areia, oscilando de areno-argilosa (0,0 – 0,5m) a areno-siltosa (0,7 - 1,0m); e, a partir de 2,0m até 4,0m de profundidade, há equilíbrio das frações nas amostras coletadas, como se observa na amostra C2.4.6 (2,0 - 4,0m), cujos percentuais ficaram em 43% argila, 28,65% areia e 28,35% silte.

TABELA 17 – Granulometria na cabeceira da Voç04

Amostra	Prof. (m)	Granulometria (%)			Textura
		Argila	Silte	Areia	
C2.4.1	0 - 0,5	35,5	16,7	47,8	Franco argilo arenoso
C2.4.2	0,5 - 0,7	5,5	44,95	49,55	Franco arenoso
C2.4.3	0,7 - 1,0	8	32,9	59,1	Franco arenoso
C2.4.4	1,0 - 2,0	25,5	21,55	52,95	Franco argilo arenoso
C2.4.5	2,0 - 3,0	43	28,35	28,65	Argila
C2.4.6	3,0 - 4,0	36,5	28,7	34,8	Franco argiloso

Fonte: Deivison Molinari

GRÁFICO 08 – Distribuição textural na cabeceira da Voc04



Fonte: Deivison Molinari

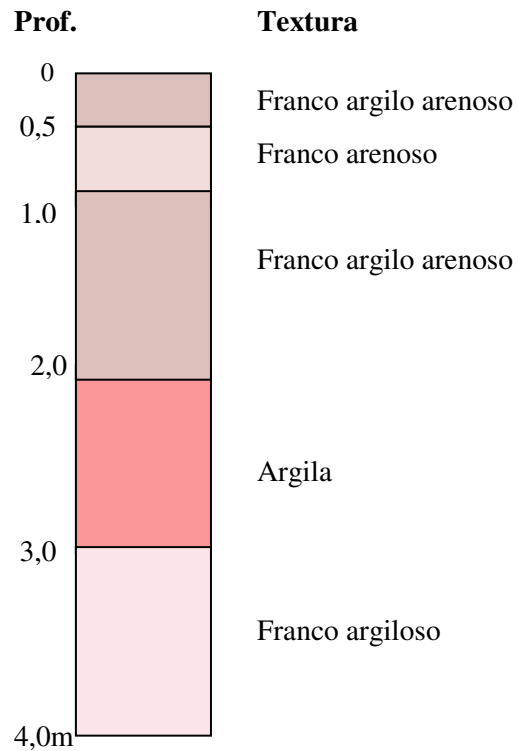


FIGURA 64 – Organização dos materiais – Cabeceira da Voçoroca 04

Fonte: Deivison Molinari

Correlacionando os percentuais texturais (**Tab. 17**) com as medições realizadas na voç04 (pág.154), verifica-se que a profundidade da incisão é inferior a 2,0m, e que a distribuição textural, até essa profundidade, é predominantemente arenosa. Esse fato permite afirmar que a textura arenosa é um condicionante importante para o retrabalhamento erosivo, ocorrido por meio da quedas de blocos e escorregamentos nessa voçoroca.

Por outro lado, essa incisão apresenta características peculiares se comparadas às outras voçorocas. Em primeiro lugar, é a voçoroca mais distante da parede do escorregamento rotacional, conseqüentemente é a mais próxima da base da vertente. Apesar da desconexão em relação ao filete d'água, localizado na base da encosta (distante 15m), verificou-se a presença de água no interior da voç04 (**Fig. 65**) entre os meses de novembro e dezembro (2005), ao passo que, nos meses de maio e julho (2006), não foram observados esses fluxos.



FIGURA 65 – Presença de água no fundo da Voç04
Fonte: Deivison Molinari – novembro/2005

Analisando a distribuição diária da chuva nos meses citados (**Graf. 09** e **10**), observa-se que os 5 (cinco) dias antecedentes aos trabalhos de campo, realizados entre os dias 16 a 18/11 e 15 a 17/12 de 2005, foram marcados por contínuas chuvas, tendo os totais pluviométricos atingido 174,0mm (novembro) e 221,6mm (dezembro) respectivamente. Vale ressaltar que esses meses

registraram as maiores médias pluviométricas mensais, com: 13,38mm em novembro e 10,07 em dezembro, sendo que, a primeira e terceira médias, respectivamente, dentre os doze meses coletados (julho/2005 a junho/2006).

GRÁFICO 09 – Totais pluviométricos diários em novembro

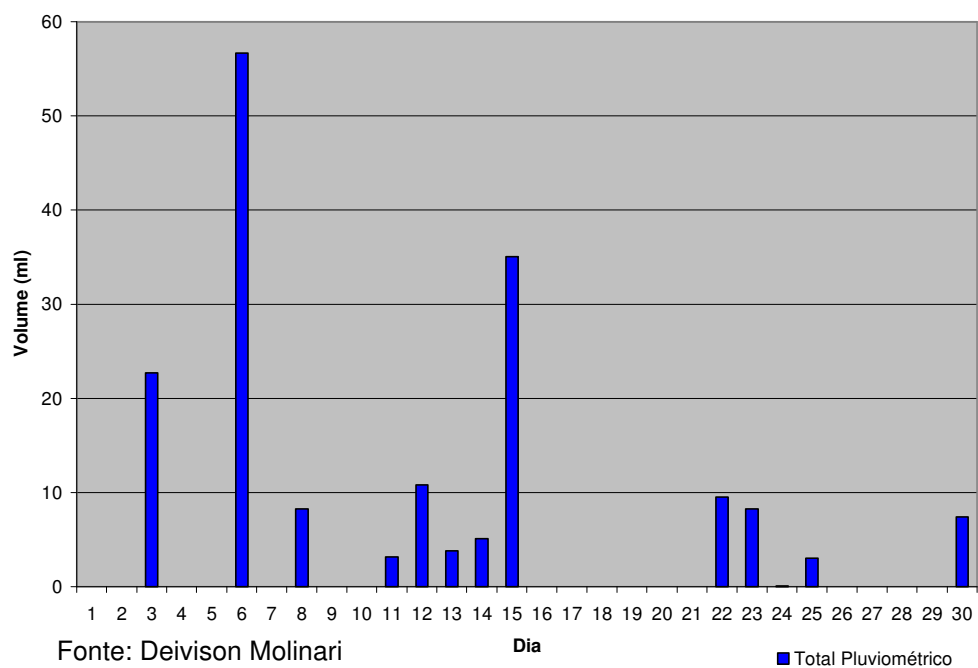
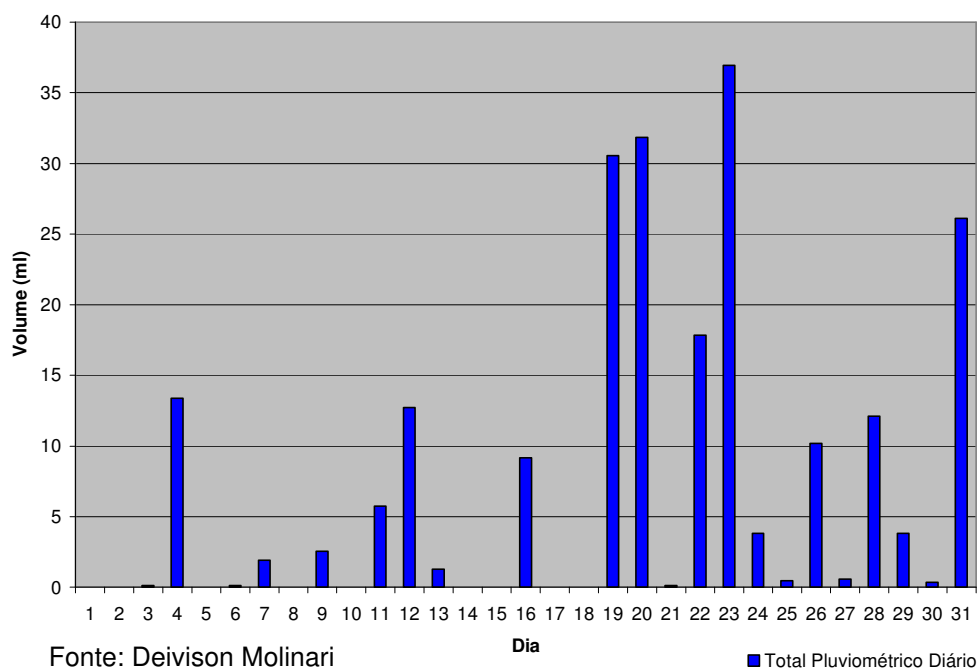


GRÁFICO 10 – Totais pluviométricos diários em dezembro (2005)



Diante do exposto, pode-se dizer que a água acumulada no fundo da voçoroca é responsável pela atividade erosiva encontrada nesse setor. De maneira que, a somatória dos totais diários de chuva (5 dias antecedentes ao trabalho de campo) associada à inclinação do fundo da voç04 propiciam a formação dos fluxos de detrito e dos ravinamentos encontrados no seu interior.

Quanto a voçoroca (**voç05**), apesar de não ter sido monitorada devido às dificuldades de acesso a uma de suas bordas, foi objeto de uma breve caracterização. O entalhe erosivo tem orientação SW-NE, forma bulbiforme e tipo desconectada, apresentando as seguintes dimensões: comprimento (13m), largura (5m – na cabeceira) e profundidade (1,80m) (**Fig. 66**).

Do mesmo modo, apesar de não ter sido realizado monitoramento, não se observou mudanças significativas em suas dimensões, exceto pela presença de pequenos depósitos de solo no contato parede-fundo, denunciando ocorrência de movimentos de massa.



FIGURA 66 – Voçoroca (Voç5)

Fonte: Deivison Molinari – junho/2006

A característica marcante e que diferencia a voç05 das demais voçorocas é a presença de cobertura vegetal. A vegetação subarborescente presente na borda direita e em parte do fundo da incisão é um forte indicador de estabilidade nesses

setores, visto que promove redução da capacidade erosiva da chuva, seja pelo impacto direto ou pela formação de escoamentos superficiais.

Por fim, pode-se concluir afirmando que as voçorocas monitoradas apresentam dinâmicas erosivas similares, em virtude dos condicionantes de evolução (solo, chuva, declividade e vegetação) serem os mesmos. Além disso, a correlação entre dimensão (comprimento, largura e profundidade), taxas erosivas (área e volume de material perdido) e os mecanismos de deflagração (escoamento superficial concentrado) sinalizam que estas incisões evoluem num mesmo ritmo.

Em termos quantitativos, a somatória das taxas erosivas das 4 (quatro) voçorocas mostrou que área total erodida foi de 383,1m² e o volume de material perdido foi de 506,73m³ e que se somadas às taxas de erosividade da chuva manifestada nos inúmeros pedestais, filetes e sulcos percebe-se como o reafeiçoamento erosivo efetuou sobre a massa movimentada do escorregamento rotacional ao longo do período estudado.

4.3. ESCORREGAMENTOS E IMPLICAÇÕES GEOMÓRFOLÓGICAS NAS VERTENTES

A caracterização e análise das duas cicatrizes de movimento de massa, realizadas nos itens anteriores **4.1 e 4.2**, permitem afirmar que, as incisões causaram modificações na forma de duas vertentes da fazenda Caipuru. Essas alterações foram identificadas nos trabalhos de campo e representadas no perfil das vertentes através de três características: a) recuo da vertente promovido pelo próprio entalhe dos dois escorregamentos (surgimento das cicatrizes); b) retrabalhamento do material acumulado na base da encosta (erosão do material escorregado – C2), e; c) acúmulo de material no igarapé (banhado ou charco) e formação de anfiteatro.

No que tange ao surgimento dos movimentos de massa e sua respectiva influência para a modificação das vertentes, verificou-se que a cicatriz (C1) por possuir forma losangular, ausência de fissuras na superfície (antes da cabeceira - montante) e ravinamento (na área do material evacuado - jusante) possivelmente tenha se formado num único evento (escorregamento ou liquefação). Além disso, a forma da incisão apresenta semelhanças com o escorregamento em cunha descrito por Cunha (1991). Diante dessas evidências, definiu-se a cicatriz (C1) como sendo resultado de um escorregamento ou liquefação rápida na forma de cunha.

No caso da cicatriz (C2), os entalhes erosivos formados pelos degraus possivelmente surgiram num único evento através do escorregamento do solo desde a base da encosta até o segmento superior da incisão. Em geral, cicatrizes erosivas com essa morfologia e que apresentam degraus (arcos) são tipicamente conhecidas como *slumps* ou escorregamentos rotacionais (FERNANDES e AMARAL, 1996). Diante disso, conclui-se que a cicatriz (C2) é resultado de um movimento de massa na forma de escorregamento rotacional.

As observações de campo revelaram que a deposição de material na base da cicatriz é fruto da desagregação dos materiais do degrau basal do escorregamento. Outro aspecto atrelado ao surgimento do escorregamento rotacional é a ocorrência de rastejos. O perfil da vertente (**Fig.28** – pág. 103) mostrou que árvores localizadas na lateral externa e à esquerda da cicatriz (visão frontal) estavam bastante inclinadas. De acordo com Selby (1990), a verticalidade de árvores é um indicador de movimentos de massa lentos do tipo rastejo. Assim sendo, a ocorrência dos rastejos mostra a instabilidade na base da vertente, reforçando, ainda mais, a hipótese de que o escorregamento rotacional tenha ocorrido neste setor basal.

Conclui-se que as duas cicatrizes foram formadas a partir de escorregamentos (C1 - em cunha, e; C2 - rotacional) que apesar das diferenças de forma, dimensões e processos deflagradores, o próprio entalhe erosivo ocasionou modificações significativas na vertente.

No que compete ao retrabalhamento dos escorregamentos e sua respectiva influência para a modificação das vertentes, as taxas de monitoramento evolutivo (área erodida e volume de material perdido) mostraram que, apesar das dimensões (comprimento, largura e profundidade), as cicatrizes praticamente não cresceram ao longo do período estudado, reforçando a hipótese, de que essas cicatrizes (C1 e C2) tenham surgido num único evento. Já atividade erosiva concentrou-se basicamente na superfície de arranque (parede) do escorregamento em cunha (C1) através de sulcos, caneluras e alcovas, e sobre a massa movimentada do escorregamento rotacional (C2) através de ravinas e voçorocas.

Em decorrência da estabilidade dimensional das cicatrizes, pode-se dizer que a influência do retrabalhamento erosivo na evolução da encosta foi basicamente concentrada nos canais incisos (ravinas e voçorocas) que tiveram fraco crescimento sobre a massa movimentada do escorregamento rotacional.

Por último, os sedimentos destacados pelas incisões (cicatrizes, voçorocas, etc.) foram transportados para a base das vertentes, como visto na base do escorregamento rotacional. Nesse sentido, diante das características observadas no banhado (ou charco) em forma de anfiteatro, presente na base das vertentes, pode-se dizer que, possivelmente parte dos sedimentos presentes nesse banhado é oriunda das vertentes que apresentaram as incisões erosivas.

Portanto, conclui-se que o surgimento e a evolução das cicatrizes de movimentos de massa modificaram substancialmente a forma (vide entalhes erosivos) e os processos atuantes (erosão e deposição) das vertentes da Fazenda Caipuru – Presidente Figueiredo (AM).

V. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise dos resultados desenvolvida no capítulo anterior permite concluir que houve retrabalhamento erosivo em todas as incisões estudadas (cicatrizes, marmita, canelura e voçorocas) da fazenda Caipuru (Presidente Figueiredo/AM). Além disso, conclui-se que a atividade erosiva esteve, direta ou indiretamente, associada às cicatrizes de escorregamentos, pois a alcova e a canelura analisadas se desenvolveram na parede do escorregamento em cunha (C1), enquanto que as voçorocas entalharam-se sobre a massa movimentada do escorregamento rotacional (C2).

De maneira geral, o crescimento das cicatrizes de escorregamento foi condicionado pela interação entre as características do solo (físicas e geomecânicas) e as da chuva (erosividade da chuva), associadas à atuação de mecanismos erosivos como os escoamentos superficiais (concentrado e difuso), as quedas d'água (cascatas ou fluxos de adesão) e os movimentos de massa.

Comparando os escorregamentos, identificaram-se diferenças significativas nos seguintes aspectos: a) forma e dimensões (comprimento, largura e profundidade); e, b) taxas erosivas e feições de retrabalhamento (alcova, canelura e voçorocas). Por outro lado, em relação aos fatores condicionantes para atividade erosiva, em ambas as cicatrizes e suas feições de retrabalhamento (alcova e canelura – C1; e, voçorocas – C2) verificou-se a influência das características do solo e da pluviometria.

Quanto às **formas e dimensões**, o escorregamento em cunha, entalhado no segmento côncavo inferior-médio da vertente, é caracterizado por uma superfície de ruptura (parede) abrupta na forma losangular que condicionou a presença de várias larguras e alturas desde a cabeceira até as bordas laterais. De diferente modo, o escorregamento rotacional, localizado no segmento médio-inferior convexo, caracteriza-se pela presença de dois arcos côncavos ou degraus que deram origem a paredes com diferentes larguras e profundidades.

A dimensão do escorregamento rotacional (C2) é bastante superior ao escorregamento em cunha (C1). Comparativamente, a largura da C2 é o triplo da C1 (C2 – 142,4m e C1 – 46,0m), e o comprimento é quase o dobro ou 65% maior (C2 – 61,6m e C2 – 40,65m). Por outro lado, a profundidade da C1 é superior à profundidade da C2 (C1 - 19,20m e C2 – variável nas paredes dos degraus: 15,20m (máxima) e 2,4m (mínima)), visto que nesta última, os degraus existentes proporcionaram paredes menos profundas.

Quanto ao **retrabalhamento erosivo**, apesar das diferenças de intensidade e forma, observou-se atividade erosiva nas duas cicatrizes. No caso do escorregamento em cunha (C1) os monitoramentos evolutivos (entre outubro/2005 a junho/2006) mostraram que praticamente não houve expansão (ou recuo) das bordas e cabeceira, de maneira que as taxas erosivas foram de apenas 82m² (área erodida) e 1575m³ (volume de material perdido), ou seja, crescimento de 4,2% da área e do volume total da incisão.

Em contrapartida, a dinâmica erosiva ficou mais evidente na parede do escorregamento em cunha, através de feições concentradas na porção central, desde o segmento médio até a base. Em termos práticos, o desgaste erosivo foi quantificado em 1 (uma) alcova e 1 (uma) canelura localizadas nesse setor. Os dados de monitoramento mostraram que a área erodida pela alcova foi de 0,87m² e o volume de material perdido foi de 1,89m³, ou seja, houve um crescimento de 39,7% (área) e 47,2% (volume). Por outro lado, a área erodida e o volume de material perdido pela canelura foram respectivamente, 0,16m² e 0,13m³, que, percentualmente, representam crescimento de 9,8% (área) e 27% (volume).

As taxas de erosão no escorregamento em cunha mostraram que a atividade erosiva foi mais intensa na parede (vide o crescimento da alcova) do que nas bordas laterais. Em termos proporcionais, a área da alcova ampliou-se em quase 40%, ao passo que a área do escorregamento aumentou apenas 4,2%, em relação às suas dimensões iniciais. Este fato permite concluir que a evolução do escorregamento esteve basicamente associada ao reafeiçoamento da superfície de arranque (paredes).

Diferentemente do escorregamento (C1), os dois monitoramentos realizados no escorregamento rotacional (C2) mostraram que não houve expansão das bordas e da cabeceira, de maneira que a área erodida pela incisão permaneceu em 8771,84m² e que, em virtude dos degraus existentes, não foi possível identificar o volume de material perdido.

A atividade erosiva ficou evidente somente sobre a massa movimentada, na forma de pedestais, sulcos, ravinas e voçorocas. No caso dos canais incisos, a análise de 4 (quatro) voçorocas revelou que todas são desconectadas do canal de drenagem, possuem forma retangular (exceto a voç04 que é dendrítica) e estão em franco crescimento. O somatório das áreas erodidas pelas incisões totaliza 383,1m³, tendo como área mínima 27,33m² (voç 02) e máxima 185,27m² (voç03). Por outro lado, o volume total de material perdido pelas incisões foi de 506,73m³, tendo como volume mínimo 38,53m³ (voç 02) e o máximo 222,32m³ (voç03).

Essas características mostram que as voçorocas são bastante semelhantes, quanto ao tipo, forma e dimensões. As diferenças existentes entre as taxas erosivas (volume de material perdido e área erodida) em cada voçoroca mostraram os desiguais ritmos de crescimento.

Outro aspecto destacável é que, em decorrência da expansão lateral das bordas e cabeceiras das incisões através de desmoronamentos, verificou-se a redução da distância entre algumas voçorocas (exemplo - voç01 e voç02). Este fato possibilita a formulação da hipótese no sentido de que, se mantidos os ritmos de crescimentos, as voçorocas podem integrar-se, tornando-se um único entalhe erosivo sobre a massa movimentada da cicatriz (C2).

Por último, ressalte-se que, os **fatores condicionantes** ao retrabalhamento erosivo em todas as feições estudadas (cicatrices, alcova, canelura e voçorocas) foram a pluviometria e as características (físicas e geomecânicas) do solo.

O monitoramento pluviométrico, realizado entre julho/2005 a junho/2006, revelou que o período chuvoso esteve situado entre os meses de novembro/2005 e maio/2006, quando as cotas chegaram a 221,73mm (dezembro/2005), enquanto

que a estação seca esteve compreendida entre julho e outubro (2005), com cotas atingindo 36,30mm (julho/2005). Esses valores mostram que a precipitação mensal no período chuvoso é 6 (seis) vezes maior do que na estação seca.

Tais dados permitem que se faça a relação entre pluviometria e erosão, que ficou exposta nos índices de erosividade da chuva e pelas incisões erosivas (pedestais e voçorocas). No que concerne à erosividade da chuva, o período chuvoso registrou os maiores índices, com taxas variando entre 13,1 a 24,7mm (novembro/2006). Já durante período seco, registraram-se os menores índices de erosividade, com taxas variando entre 0,21 e 6,14mm. Esses valores permitem concluir que a capacidade de causar erosão pela água da chuva no período chuvoso é 4 (quatro) vezes maior do que na estação seca, e que, portanto, as incisões erosivas presentes na área tenderam a crescer mais nesse período.

A influência pluviométrica na dinâmica erosiva do escorregamento em cunha ficou evidente no surgimento e na evolução de feições (filetes, sulcos, canelura e alcova) localizadas na superfície de arranque ou parede. Essas feições são resultado da ação erosiva da água da chuva que incidiu sobre a parede, tanto na forma de escoamentos verticais (fluxos de adesão canalizados), formando os filetes, sulcos e caneluras; quanto pelo impacto direto através das quedas d'água em cascata, formando as alcovas.

Por outro lado, a relação da pluviometria com o crescimento do escorregamento rotacional ocorreu basicamente através da formação de inúmeros pedestais e de 5 (cinco) voçorocas entalhadas sobre a massa movimentada. Os pedestais são a prova residual da ocorrência de fluxo difuso intercalado pela erosão por salpicamento; ao passo que as voçorocas são o aprofundamentos dos sulcos e das ravinas e são resultantes da ação erosiva dos escoamentos superficiais concentrados.

Neste aspecto, pode-se concluir que a influência da pluviometria foi fundamental para a dinâmica erosiva em todas as incisões monitoradas, pois, como salientado anteriormente, todos os mecanismos de deflagração atuante no crescimento das cicatrizes de escorregamentos estudada estiveram associados à movimentação da água da chuva, seja na forma de escoamentos (concentrado e

laminar), quedas d'água em cascatas ou fluxos de adesão, conjuntamente responsáveis respectivamente pelas voçorocas, pedestais, alcovas e caneluras.

Vale salientar, que o crescimento das incisões estudadas não foi condicionado somente pela água da chuva, mas também pelas características do solo.

No caso do escorregamento em cunha, o perfil de solo revelou a predominância da fração argila nos horizontes O e A (parte superior), enquanto que os horizontes B e C (parte inferior) foram compostos basicamente de material areno-siltoso e franco. Essa transição granulométrica verificada na parede, de um material argiloso (mais resistente) para um areno-siltoso (menos resistente), foi determinante para o surgimento e desenvolvimento das feições como a alcova e a canelura, localizadas na parte inferior da parede.

Portanto, a erosão diferencial da parede do escorregamento, promovida pela água da chuva foi fortemente condicionada pelas características do solo. Conseqüentemente as feições localizadas na parede desta incisão, como a alcova e a canelura, principais responsáveis pelo crescimento do escorregamento, também tiveram sua dinâmica erosiva condicionada pelas características do solo.

Diferentemente do escorregamento em cunha (C1), as amostras de sedimentos no escorregamento rotacional (C2) foram coletadas através de tradagens, próximas à cabeceira das voçorocas localizadas sobre a massa movimentada. Em virtude da proximidade entre as voçorocas (01 e 02), a mesma coleta foi utilizada para as duas incisões. As análises mostraram que o material é predominantemente arenoso a franco arenoso, com pequenas intercalações de material siltoso. Essa composição textural friável favoreceu significativamente a ocorrência dos desmoronamentos na voçoroca (voç01) e dos escorregamentos na voçoroca (voç02), e, por conseguinte o crescimento dessas incisões.

Diferentemente, a composição textural do solo na cabeceira da voç03, formada por sedimentos argilosos entre 0 a 1,5m de profundidade e por material franco arenoso entre 1,5 até 4,0m, foi fundamental para o surgimento das alcovas de regressão no contato parede-fundo dessa incisão. O solapamento da base

promovido pelas alcovas propiciou a queda de blocos e os escorregamentos, principais responsáveis pelos recuos laterais (ou crescimento) da voçoroca.

Por último, a composição arenosa no topo (entre 0 a 2,0m) e argilosa a franco argilosa na base (entre 2,0 a 4,0m) da voç04 favoreceu a ocorrência de escorregamentos responsáveis pela redução das reentrâncias das bordas e pelo formato em V do entalhe da calha dessa voçoroca (voç03).

Destarte, apesar de próximas, as voçorocas não apresentam as mesmas características texturais de solo. A causa dessas diferenças decorre da alteração das propriedades dos materiais em virtude da deposição através de escorregamentos neste setor (base) do escorregamento rotacional. Esse fato explica as diferenças nas taxas erosivas (volume de material perdido e área erodida) e no ritmo de crescimento de cada voçoroca, bem como nos processos (movimentos de massa) atuantes para a sua evolução.

Em termos gerais, pôde-se entender que a dinâmica erosiva nas duas cicatrizes de movimentos de massa foi intensa e constante ao longo do período estudado. O crescimento das duas cicatrizes esteve estritamente condicionado pelas características físicas de solo, a pluviometria, a cobertura vegetal, a forma e inclinação da incisão.

No que compete a influencia das características geomecânicas, verificou-se que devido a baixa umidade gravimétrica das amostras de solo, do reduzido numero de amostras e do limite dos equipamentos (penetrômetro e cisalhômetro) os dados não auxiliaram de forma satisfatória a compreensão de sua relação com as características texturais e conseqüentemente sua influencia para o desenvolvimento das cicatrizes de escorregamentos (C1 e C2).

Por outro lado, as diferenças marcantes em relação aos mecanismos deflagradores (escoamentos concentrado e difuso, quedas em cascata e por adesão), ao local de reafeiçoamento (C1 – parede, e C2 – massa movimentada) e a forma de denudação (C1 – sulcos e feições, e C2 – voçorocamento) constituíram-se nos principais fatores responsáveis pelos distintos ritmos de crescimento das cicatrizes e das conseqüentes modificações nas vertentes circunscritas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. The role of topography in controlling throughflow generation. In: **Eart Surface Processs**. Vol.03, 1978a.

_____. Toward more detailed field monitoring of variable source areas. In: **Water Resources Research**. Vol.14. n° 06, 1978b.

ARAÚJO NETO, H.; MOREIRA, H. L. **Projeto Estanho do Abonari. Relatório Final. Texto**. Vol.1 CPRM: Superintendência Regional de Manaus, 1976.

AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Fluxos d'água subsuperficiais associadas a origem das formas côncavas do relevo. In: **1° Congresso Brasileiro sobre Estabilidade de Encostas (I°COBRAE)**. Rio de Janeiro, 1992a.

_____. Fraturas e desenvolvimento de Unidades Geomorfológicas Côncavas no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: **Revista Brasileira de Geociências**. n° 22 (2), 1992b.

BERMERGUY, R. L.; COSTA, J. B. S.; Controle Tectônico na Evolução do Sistema de drenagem da Amazônia. In: **III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**. Rio Claro: UNESP, 1991.

BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens tropicais e subtropicais**. Vol.3. Florianópolis: EDUFSC, 2003.

_____. **Notas de aula da disciplina Modelagem em Geomorfologia**. Programa de Pós-Graduação em Geografia (nível Mestrado) da Universidade Federal de Santa Catarina – PPGG/UFSC, 2005

BIGARELLA, J. J.; MAZUCHOWSKI, J. Z. Visão integrada da problemática da erosão: In: **Livro Guia do 3º Simpósio Nacional de Controle de Erosão**. Maringá: ADEA/ABGE, 1985.

CAPUTO, H.P. **Mecânica dos solos e suas aplicações**. 5 ed. ver. e ampliada. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, 1980.

CHORLEY, R. J.; HAGGETT, D. **Modelos Integrados em Geografia**. Rio de Janeiro: EDUSP, 1974.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Blucher, 1974.

COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

_____. A abordagem GEO-HIDROECOLÓGICA: um procedimento analítico-integrativo fundamentado na Geomorfologia, Hidrologia e Geocologia. In: **I Fórum Geo-Bio-Hidrologia**. Curitiba, 1998.

_____. Evolução de cabeceiras de drenagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (SP/RJ): a formação e o crescimento da rede de canais sob controle estrutural. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Ano 4, n° 02, 2003.

COELHO NETTO, A. L.; SANTOS, A. M.; MEIS, M. R. M. de. Os solos e a Hidrologia das Encostas do Alto rio Cachoeira, RJ – Estudo Preliminar. In: **Revista Brasileira de Geografia**. 42 (3). Rio de Janeiro: AGB, 1980.

COELHO NETTO, A. L.; FERNANDES, N. F.; DEUS, C. E. Gullying in the southeastern Brazilian Plateau, Bananal, SP. In: **Sediment Budgets. IAHS**, 1988.

COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A.S. Hidrologia de Encosta na Interface com a Geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: exercícios, técnicas e práticas**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.

COLÂNGELO, A. C. **Movimentos de Massa e Evolução Geomorfologica das Vertentes Marginais no Lago de Barragem de Paraibuna, Município de Paribuna – SP**. (Dissertação de Mestrado). São Paulo: USP, 1990.

_____. Os mecanismos de compensação e o equilíbrio de forças na dinâmica dos materiais de vertentes. **Revista do Departamento de Geografia**. São Paulo: EDUSP, n°09, 1995.

COSTA, R. C. R.; FILHO, N. T.; OLIVEIRA, A. A. B. Geomorfologia. Folha SA.20 - Manaus. In: **Projeto RADAMBRASIL (Levantamento de Recursos Naturais)**. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro. v.18, 1978.

COSTA, R. C. **Hidrelétricas de Grande Escala em ecossistemas Amazônicos: a Volta do Xingu**. Tese de Doutorado em Geografia. Programa de Pós-Graduação em Geografia Humana. Universidade de São Paulo, 1998.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y. O Quadro Geral da Evolução Tectônica da Amazônia. In: **III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**. Rio Claro, 1991.

COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S. HASUI, Y. Tectônica Mesozóica-Cenozóica da Região Norte do Brasil. In: **III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**. Rio Claro: UNESP, 1991.

COSTI, H. T.; SANTIAGO, A. F.; PINHEIRO, S. S. **Projeto Uatumã-Jatapu. Relatório Final. Textos e Anexos**. CPRM: Superintendência Regional de Manaus, 1984.

CRUZ, O. A escala temporal-espacial nos estudos dos processos geomorfológicos erosivos atuais: uma questão de método. **Geomorfologia**. São Paulo: Instituto de Geografia - USP. n° 33, São Paulo, 1985.

_____. Studies on the geomorphic of overland flow and mass movements in the Brazilian geomorphology. In: **Revista Brasileira de Geociências**. Vol. 30 (3), 2000.

CUNHA, M. A. (Coord). **Ocupação em Encosta**. São Paulo: IPT, 1991.

CURI, N. (Coord.) **Vocabulário de Ciência do Solo**. Campinas: SBCS, 1993.

DIAS, F.P.; HERRMANN, M.L.P. Susceptibilidade a deslizamentos: estudo de caso no bairro Saco Grande, Florianópolis – SC. In: **Caminhos de Geografia**. 3 (6) Uberlândia: IG/UFU, 2005.

DORST, J. **Antes que a Natureza Morra**. São Paulo: Edgard Blücher, 1973.

DUNNE, T. Hidrology, mechanics and geomorphic implications of erosion by subsurface flow. In: **Geological Society of American Special Paper**. n° 252, 1990.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. In: **Water Resources Research**, 1978.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos**. Revista e Atualizada. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2003.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual e métodos de análise de solo**. 2. ed. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997.

ESCOBAR, M. C. S. B. Populações Tradicionais e as Políticas Públicas para a Amazônia: os Waimiri-Atroari e a BR-174. In: ALVES, C. L. E. (Org.) **Formação do Espaço Amazônico e Relações Fronteiriças**. CCSG:UFRR, 1998.

FARIA, A. P. Os processos erosivos e as suas variações nas escalas temporal e espacial: revisão e análise. In: **Revista Brasileira de Geografia**. Vol.58, n°1/4, 1996.

FERNANDES, N. F. **Hidrologia Subsuperficial e propriedades físico-mecânicas dos “Complexos de Rampa” – Bananal (SP)**. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro: UFRJ, 1990.

FERNANDES, N. F.; COELHO NETTO, A. L; LACERDA, W.A. Subsurface Hydrology of Layered Colluim Mantles in Unchannelled valleys-south eastern Brazil. In: **Earth Surface Process and Landforms**, Vol. 19, 1994.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de Massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da (Orgs.) **Geomorfologia e Meio Ambiente**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B.C.; MONTGMOERY, D. R.; GREENBERG, H. Condicionantes Geomorfológicos dos Deslizamentos nas Encostas: Avaliação de Metodologias e Aplicações de Modelo de Previsão de Áreas Susceptíveis. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Vol.02, nº01, 2001.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B.C.; MONTGMOERY, D. R.; GREENBERG, H.. Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. In: **Catena: interdisciplinary journal of Soil Science**. nº55, 2004.

FERNANDES, M. C.; LAGUENS, J. V. M.; COELHO NETTO, A. L. O processo de ocupação por favelas e sua relação com os eventos de deslizamentos no Maciço da Tijuca/RJ. In: **Anuário do Instituto de Geociências – IGEO/UFRJ**. Vol. 22, 1999.

FERREIRA, M. M.; DIAS JUNIOR, M. S.; ALVES, E. A. B. F. **Física do Solo**. Lavras: UFLA, 2003.

FREIRE ALLEMÃO, A. V. F.; NUNES, V. M.; JANSEN, R. C.; LEITE, A. F.; PINTO, R. O.; OLIVEIRA, R. R.; CASTRO Jr, E.; COELHO NETTO, A. L. Elementos bióticos relevantes à hidrologia de encostas em região montanhosa florestada; Maciço da Tijuca. In: **I Encontro de Geomorfologia do Sudeste**. IGEO/UFRJ, 1995.

GERRARD, J. The landslide hazard in the Himalayas: geological control and human action. In: **Geomorphology**. nº 10, 1994.

GONÇALVES, L. F. H; GUERRA, A. J. T. Movimentos de Massa na cidade de Petrópolis (Rio de Janeiro). In: GUERRA, A. J. T. ; CUNHA, S. B.(Orgs.) **Impactos Ambientais Urbanos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2001.

GUERRA, A. J. T. Processos erosivos nas Encostas. In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. (orgs.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994.

_____. O início do processo erosivo. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (orgs.). **Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação**. São Paulo: Edgard Blücher, 1976.

GUIMARÃES, R. F.; VIEIRA, B. C.; GOMES, A. T.; FERNANDES, N. F. Avaliação de Parâmetros Morfológicos das cicatrizes dos escorregamentos da bacia do rio Quitite (RJ). In: **GEOSUL Especial II SINAGEO**. Florianópolis: EDUFSC, 1998.

HOWARD, A. D. Geomorphological system – equilibrium and dynamics. In: **American Journal of Science**. Vol. 263 (4), 1965

HORTON, R. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrographical approach to quantitative morphology. In: **Geologic Society América Bulletin**. Vol. 56 (3), 1945.

JANSEN, R. C.; COELHO NETTO, A. L. O papel dos sistemas radiculares no controle da infiltração no perfil do solo: experiências de laboratório. In: **I Fórum Geo-Bio-Hidrologia**. Curitiba, 1998.

LACERDA, W. A. Stability of natural slopes along the tropical coast of Brazil. In: **Recent Developments in soil and pavement mechanics**. Rotherdam, 1997.

LACERDA, W. A.; SANDRONI, S. Movimentos de Massa Coluviais: In: **Mesa Redonda sobre Aspectos da Geotecnia III**. Clube da Engenharia. Rio de Janeiro, 1985.

LEPSCH, I. F. **Solos: Formação e Conservação**. Melhoramentos: São Paulo, 1976.

LIMA, M. S. B. **Movimentos de Massa nos Barrancos do Rio Acre e implicações sócio-econômicas na área urbana de Rio Branco/Acre**. (Dissertação de Mestrado em Geografia) Florianópolis: UFSC, 1998.

LUIZ, E. L. **Estudo de Movimentos de Massa na Bacia do Rio Inferninho e sua Influência na Evolução das Vertentes – Sorocaba de Dentro – Biguaçu/SC**. (Dissertação de Mestrado em Geografia). Florianópolis: UFSC, 1996.

_____. **Influência da Dinâmica Hidrológica e das Características das Formações Superficiais nos Mecanismos de Ruptura das encostas com granitóides de áreas subtropicais - São Pedro de Alcântara / SC**. (Tese de Doutorado em Geografia). Rio de Janeiro: UFRJ, 2003.

LUIZ, E. L.; OLIVEIRA, M. A. T.; PELLERIN, J. Distribuição dos materiais de vertentes e dinâmica da água no seu interior na bacia do rio Inferninho – Biguaçu/SC. In: **Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada**. Vol.2 Goiânia. UFG, 1995.

MAGNAGO, H.; BARRETO, R. A. A.; PASTORE, U. Vegetação. Folha SA.20 - Manaus. In: **Projeto RADAMBRASIL (Levantamento de Recursos Naturais)**. DNPM/CPRM, Rio de Janeiro. v.18, 1978.

MEIS, M. R. M.; XAVIER-DA-SILVA, J. Considerações geomorfológicas a propósito dos movimentos de massa ocorridos no Rio de Janeiro. In: **Revista Brasileira de Geografia**. N° 30, 1968.

MONTEIRO, E. A.; NAVAS, D. B; CORRÊA, M. C. **Programa de Integração Mineral em Municípios da Amazônia – PRIMAZ de Presidente Figueiredo**. CPRM: Superintendência Regional de Manaus, 1998.

MONTGOMERY, D. R. Introduction. In: _____. **Channel Initiation and Landscape Evolution**. Thesis Phd Geology. Beckley Universit, 1984.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Where do channels Begin? In: **Nature**. Vol.336, 1988.

MONTGOMERY, D. R.; 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. In: **Water resources research**. Vol. 33. n°1, 1997.

MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O; SILVA, T. M. Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro no médio vale do rio Paraíba do Sul. In: **Revista Brasileira de Geociências**. Vol. 21 (3), 1991.

MOLINARI, D. C. **Capacidade de Infiltração de água no solo do Distrito Industrial II – Manaus (AM)**. Relatório de iniciação científica (PIBIC). Manaus: CNPq/UFAM, 2004a.

_____. **Movimentos de Massa: um estudo preliminar na Fazenda Caipuru – Presidente Figueiredo (AM)**. Monografia de Bacharelado em Geografia. Manaus:UFAM, 2004b.

_____. Hidrologia Superficial em Encostas: Infiltração de Água e Movimentos de Massa – o caso da Fazenda Caipuru – Presidente Figueiredo (Amazonas). **Revista Eletrônica Expressão Geográfica**. Ano 1. n° 1, 2005.

MULLER, A. J.; CARVALHO, A. S. Uso de Produtos CERBS para o Zoneamento Geoambiental de Presidente Figueiredo – Amazonas. In: **Anais do XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. Goiânia: INPE, 2005.

NEWERLA, V. B. Deslizamentos: um mal inevitável? In: **Ciência & Ensino**. N° 06, 1999.

NOGUEIRA, A. C. R.; VIEIRA, L. C.; SUGUIO, K. Paleossolos da Formação Alter do Chão, Cretáceo-Terciário da Bacia do Amazonas, regiões de Presidente Figueiredo e Manaus. In: **Boletim do 5° Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil**. Rio Claro: UNESP, 1999.

NOGUEIRA, A. C. R.; SARGES, R. R. Characterization and genesis of waterfall of the Presidente Figueiredo region, northeast State of Amazonas, Brazil. In: **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. n° 73 (2), 2001.

OLIVEIRA, M. A. T. Erosion Disconformities and Gully Morphology: A Threedimensional Approach. In: **Catena: na interdisciplinary journal of Soil Science Hydrology – Geomorphology**. Vol. 16. W. Germany: Catena Verlag, 1989.

_____. Taxas de erosão em um sistema integrado de voçorocas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: **I Encontro de Geomorfologia do Sudeste**. (Anais). Rio de Janeiro: UFRJ, 1995a.

_____. Towards the integration of subsurface flow and overland flow in gully head extension: issues from conceptual model for gully erosion evolution. In: **South African Geographical Journal (Special Edition)**, 1997.

_____. Processos erosivos e preservação de áreas de risco de erosão por voçorocas. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (orgs.). **Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999.

_____. Implicações da Oscilação El Niño sobre as taxas de expansão de voçorocas em estações experimentais no sul do Brasil: 1995 – 1998. In: **GEOSUL**, 2004.

OLIVEIRA, M. A. T.; MEIS, M. R. M. Relações entre geometria do relevo e formas de erosão linear acelerada (Bananal, SP). In: **Geociências**. nº 4. São Paulo, 1985.

OLIVEIRA, M. A. T.; SBRUZZI, G. J. P.; PAULINO, L. A. Taxas de erosão por voçorocas no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. In: **Simpósio Nacional de Geografia Física Aplicada**. Vol.2 Goiânia. UFG, 1995b.

OLIVEIRA, M. A. T.; VIEIRA, A. F. G.; POSSAS, H. P.; PAISANI, J. C.; LOPES, L. J.; LIMA, M. S. B.; PONTELLI, M. E. Evolução de voçorocas e integração de Canais em áreas de cabeceira de drenagem: município de Resende, RJ. In: **I Simpósio Nacional de Geomorfologia**. (Anais). Uberlândia: Revista Sociedade & Natureza – EDUFU, 1996.

PAISANI, J.C.; OLIVEIRA, M. A. T. Dinâmica da área de contribuição para formação de escoamento superficial saturado - Cabeceira de drenagem da Colônia Quero-Quero - Palmeira (PR). **Geociências**, Rio Claro, v. 18, n. 2, 1999.

PIO FIORI, A. Fatores que influem na análise de vertentes e no movimento de massa em encostas. In: **Boletim Paranaense de Geociências**. N°43. Curitiba: Editora da UFPR, 1995.

PIO FIORI, A.; BORCHARDT, N. Influência da vegetação na estabilidade de taludes naturais. **Boletim Paranaense de Geociências**. N°45. Curitiba: Editora da UFPR, 1997.

ROCHA LEÃO, O. M.; BALESSENT, F. C.; CRUZ, E. S.; TURETTA, A. P. D.; CASTRO Jr, E.; COELHO NETTO, A. L. Potencialidades e Limitações dos processos de revegetação no controle da hidrologia e da erosão dos solos. In: **In: I Encontro de Geomorfologia do Sudeste**. (Anais). Rio de Janeiro: UFRJ, 1995.

RODRIGUES, T. E.; OLIVEIRA, R. C. Solos de Várzea da Amazônia: uso e potencialidades. In: **Anais do XXII Reunião Brasileira de Fertilidade do Solo e Nutrição de Plantas**. Manaus: SBCS, 1996.

SANTOS, C. A. XAFI, J.; FARACO, M. T. L. **Projeto Trombetas Mapuera. Relatório Final**. Vol. I. Texto. CPRM: Superintendência Regional de Belém, 1984.

SARGES, R. R.; NOGUEIRA, A. C. R.; SOARES, E. A.; SILVA, C. L. Compartimentação Geomorfológica da região de Presidente Figueiredo, AM. In: **VII Simpósio de Geologia da Amazônia**. Belém: SGB-NO/SGB, 2001.

SELBY, M. J. **Hillslope Materials & Processes**. New York: Oxford University Press, 1990.

SILVEIRA, A. L.; LOUZADA, J. A.; BELTRAME, L. F. Infiltração e armazenamento no solo. In: TUCCI, C. E. M. (org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. Porto Alegre: Ed.Universidade; ABRH, EDUSP, 1993.

STERNBERG, H. O'R. Enchentes e Movimentos Coletivos do solo no vale do Paraíba em Dezembro de 1948 – influência da exploração destrutiva das terras. In: **Revista Brasileira de Geografia**, n°2, ano XI, IBGE, 1949.

SUGUIO, K. A importância da Geomorfologia em geociências e Áreas afins. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**. UGB, Ano 1. n°1, 2000.

THOMÉ, J. L. **Grande Projeto na Amazônia: Hidrelétrica de Balbina – um fato consumado**. Manaus: EDUA, 1999.

KIEHL, E.J. **Manual de Edafologia: Relações Solo-Panta**. São Paulo. CERES. 1979.

KOBYIAMA, M. **Notas de aula da disciplina Hidrologia de Floresta I**. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental (nível Mestrado) da Universidade Federal de Santa Catarina – ENS/UFSC, 2005.

KOBYIAMA, M.; GENZ, F.; MENDIONDO, E. M. Geo-Bio-Hidroecologia. In: **I Fórum Geo-Bio-Hidrologia**. Curitiba, 1998.

VIEIRA, A. F. G. **Erosão por voçorocas em áreas urbanas: o caso de Manaus (AM)**. (Dissertação de Mestrado em Geografia), Florianópolis: UFSC, 1998.

VIEIRA, A. F. G.; MOLINARI, D.C.; MUNIZ, L. S. Caracterização Geral das Voçorocas do CIRMAN: Manaus – AM. In: **V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia**. Santa Maria: UFSM, 2004.

VIEIRA, A. F. G.; ALBUQUERQUE, A. R. C. Cadastramento de voçorocas e análise do risco erosivo em estradas: BR-174 (trecho Manaus - Presidente Figueiredo). In: **V Simpósio Nacional de Geomorfologia e I Encontro Sul-Americano de Geomorfologia**. Santa Maria: UFSM, 2004.

VIEIRA, A. F. G.; MOLINARI, D. C.; ALBUQUERQUE, A. R. C. Dinâmica Erosiva em estradas: BR-174 e Urucu (Amazonas). In: **II Simpósio de Solos e Erosão do Centro-Oeste**. Depto. Engenharia Civil: UFG, 2005.

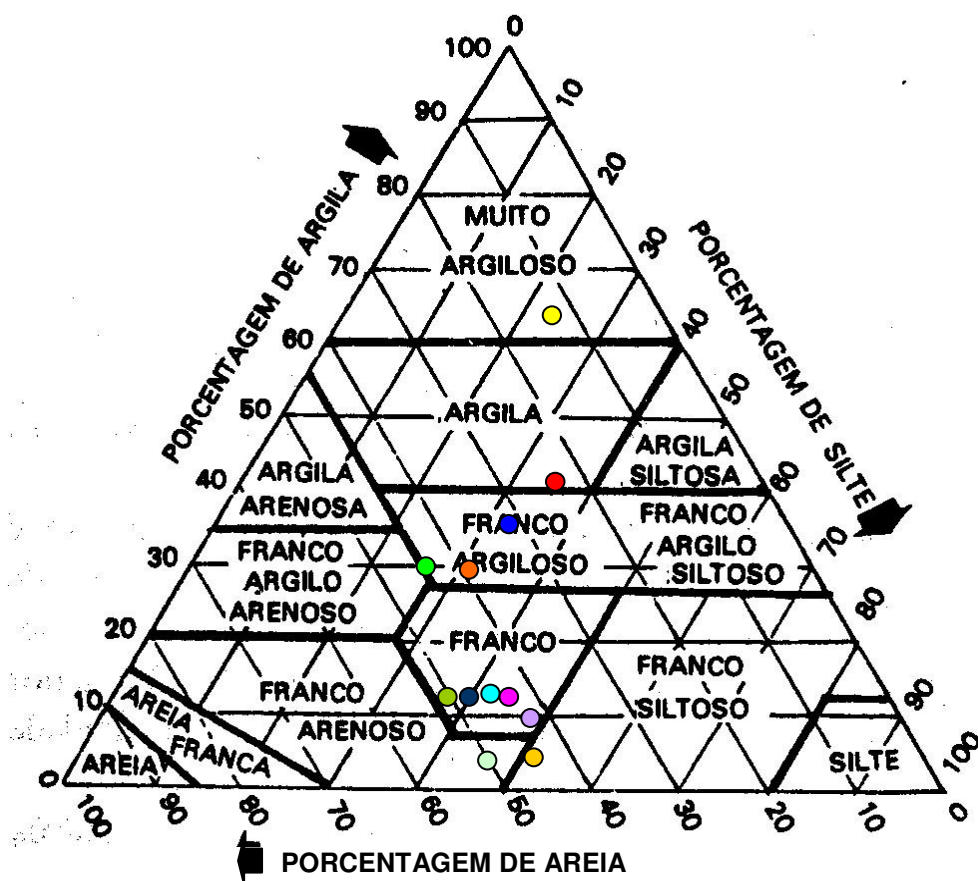
VIEIRA, A. F. G.; MOLINARI, D. C. Caracterização geral da degradação ambiental na área do Distrito Industrial II – (Manaus AM): o papel exercido pelas voçorocas. In: **II Simpósio sobre erosão de solos tropicais do Centro-Oeste**. UFG, Goiânia, 2005.

WOLLE, C. M.; CARVALHO, C. S. Deslizamento em Encostas na Serra do Mar – Brasil. **Solos e Rochas**, Vol. 12, n° Único, 1989.

ANEXOS

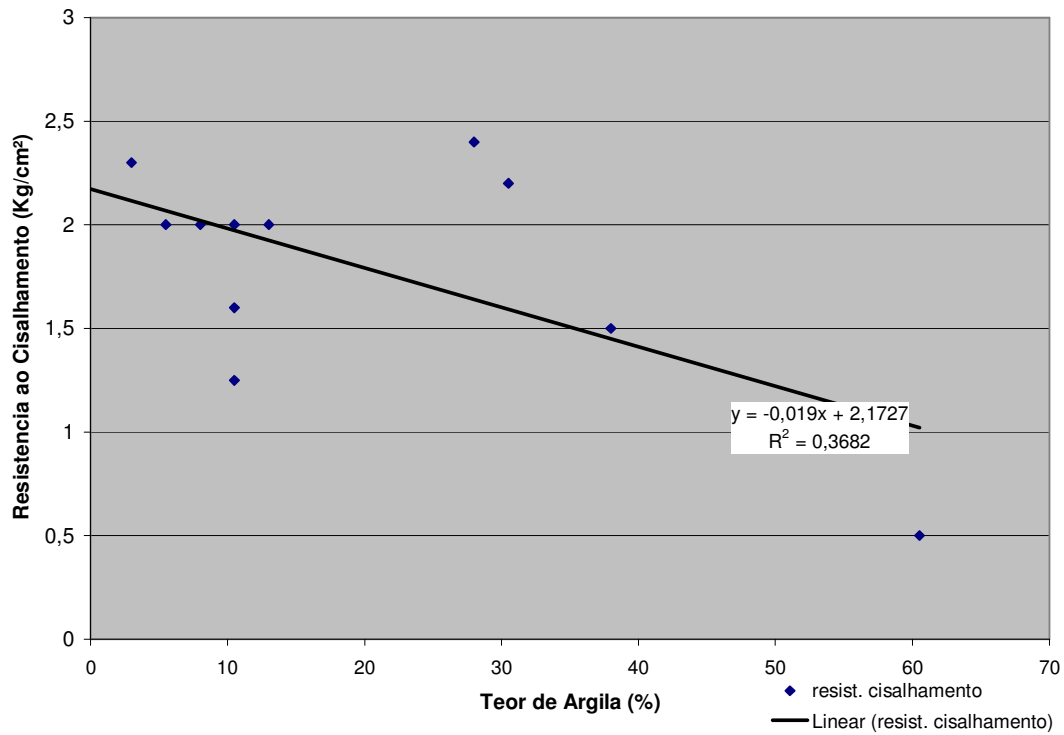
ANEXO 01

Classe textural – Perfil de solo no escorregamento (C1)



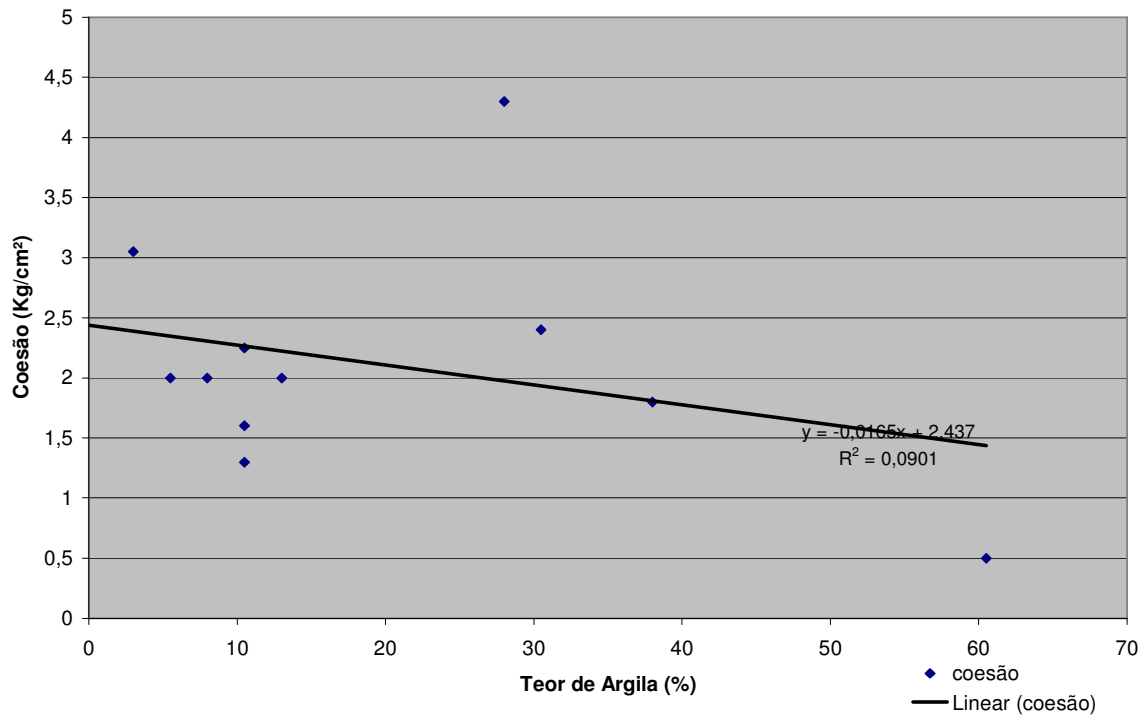
Cor	Amostra	Prof. (m)
●	C.1.1.1	0,10 – 0,90
●	C.1.1.2	0,90 – 1,00
●	C.1.1.3	1,00 – 2,90
●	C.1.1.4	2,90 – 3,85
●	C.1.1.5	3,85 – 5,80
●	C.1.1.6	5,80 – 6,70
●	C.1.1.7	6,70 – 7,80
●	C.1.1.8	7,80 – 8,80
●	C.1.1.9	8,80 – 10,80
●	C.1.1.10	10,80 – 11,80
●	C.1.1.11	11,80 – 12,90
●	C.1.1.12	12,90 – 19,20

ANEXO 02 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E A RESISTENCIA AO CISALHAMENTO – PAREDE DO ESCORREGAMENTO EM CUNHA (C1)



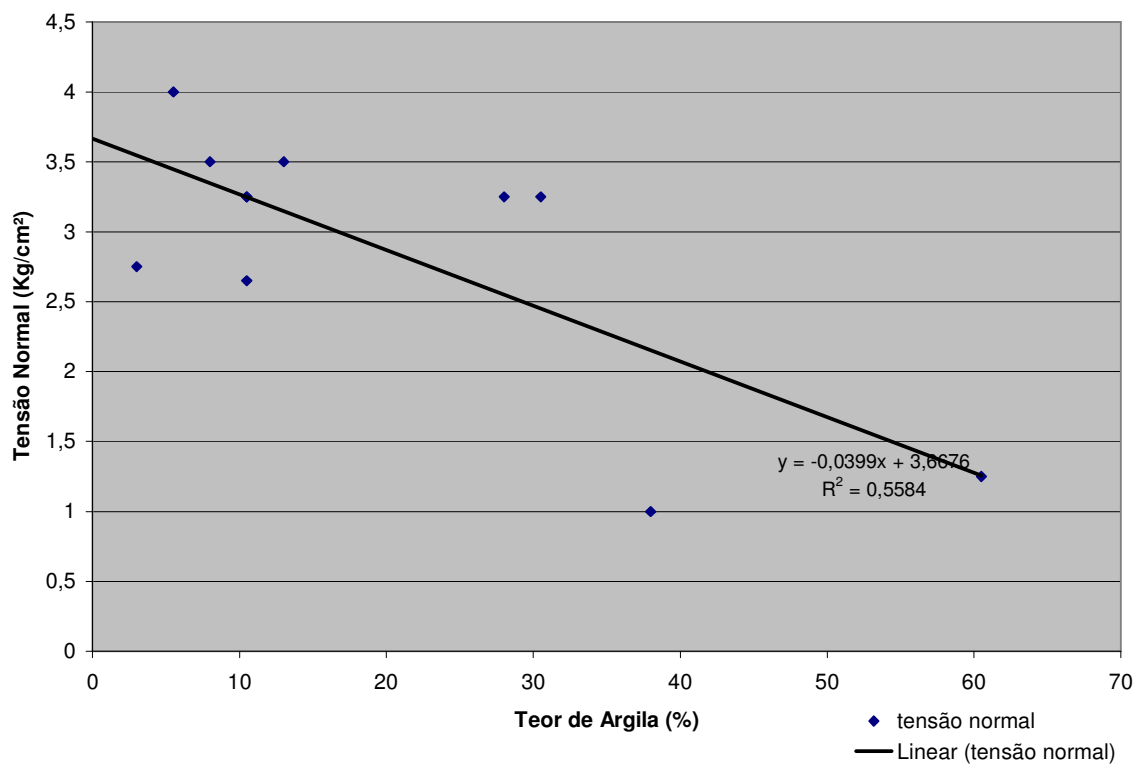
Fonte: Deivison Molinari

ANEXO 03 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E A COESÃO – PAREDE DO ESCORREGAMENTO EM CUNHA (C1)



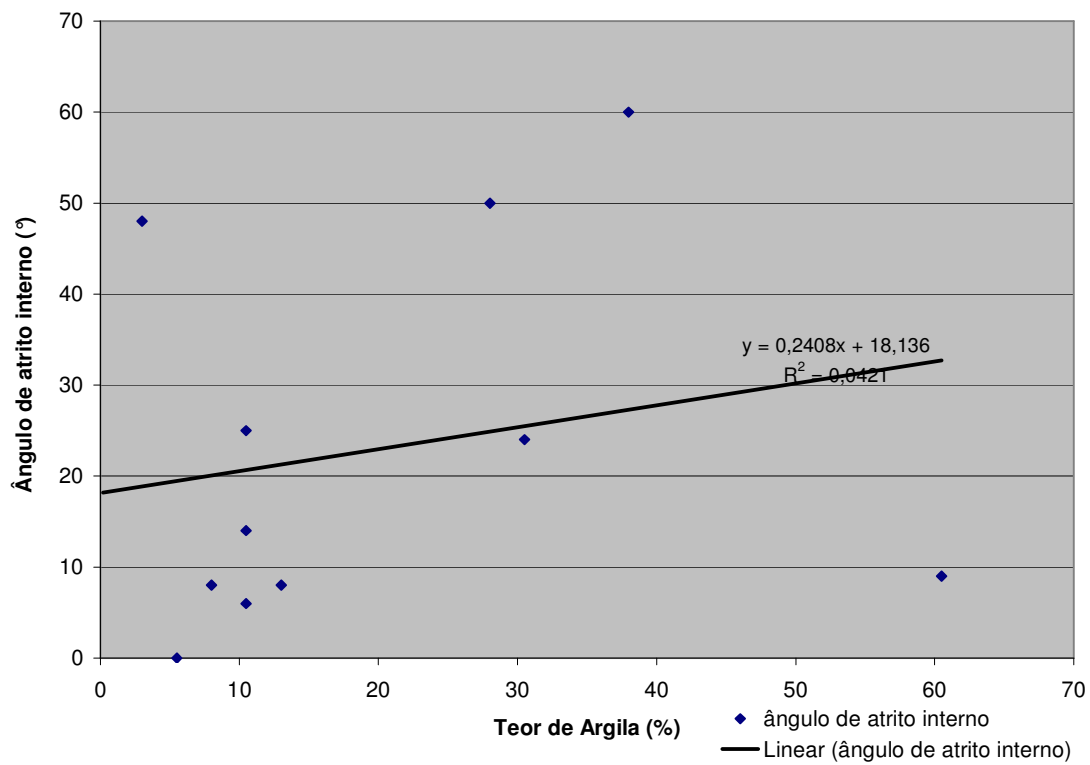
Fonte: Deivison Molinari

ANEXO 04 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E A TENSÃO NORMAL – PAREDE DO ESCORREGAMENTO EM CUNHA (C1)



Fonte: Deivison Molinari

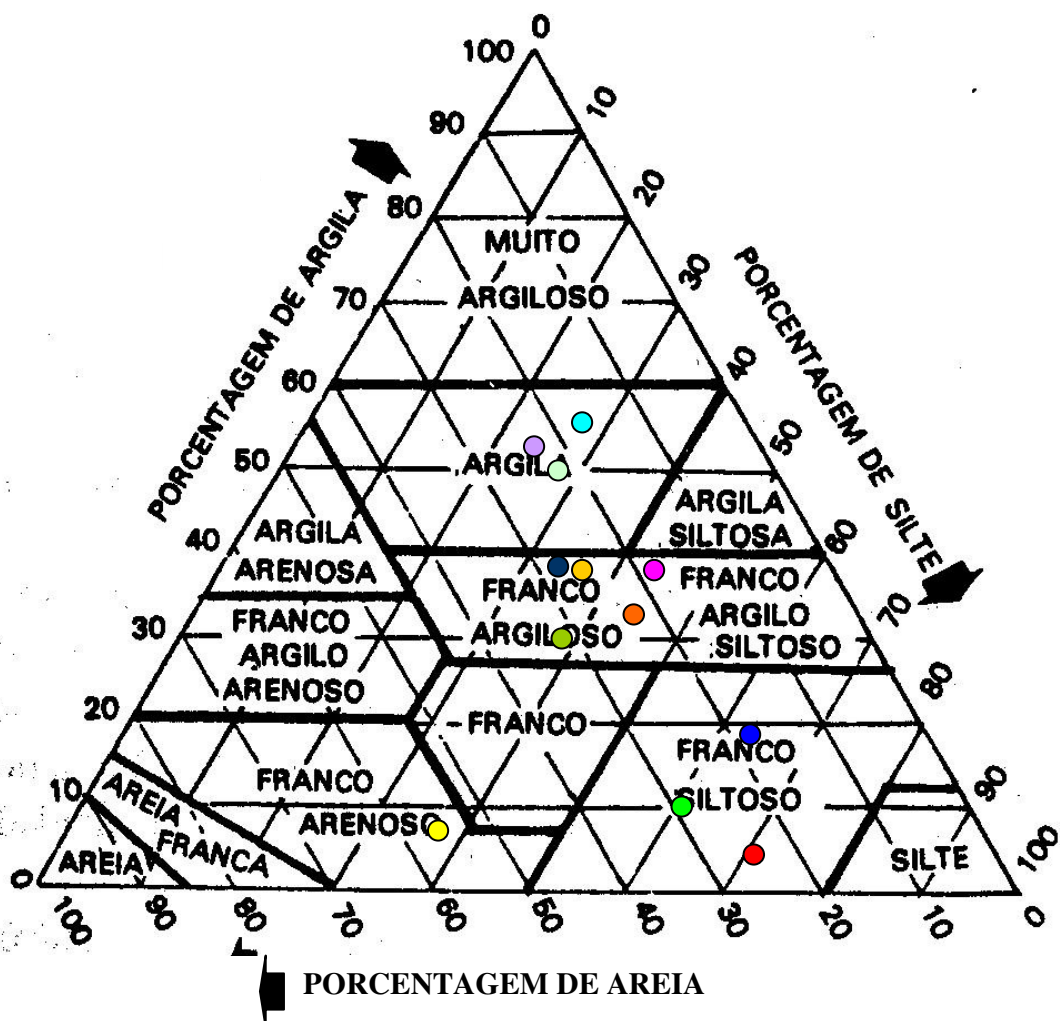
ANEXO 05 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E A ÂNGULO DE ATRITO INTERNO – PAREDE DO ESCORREGAMENTO EM CUNHA (C1)



Fonte: Deivison Molinari

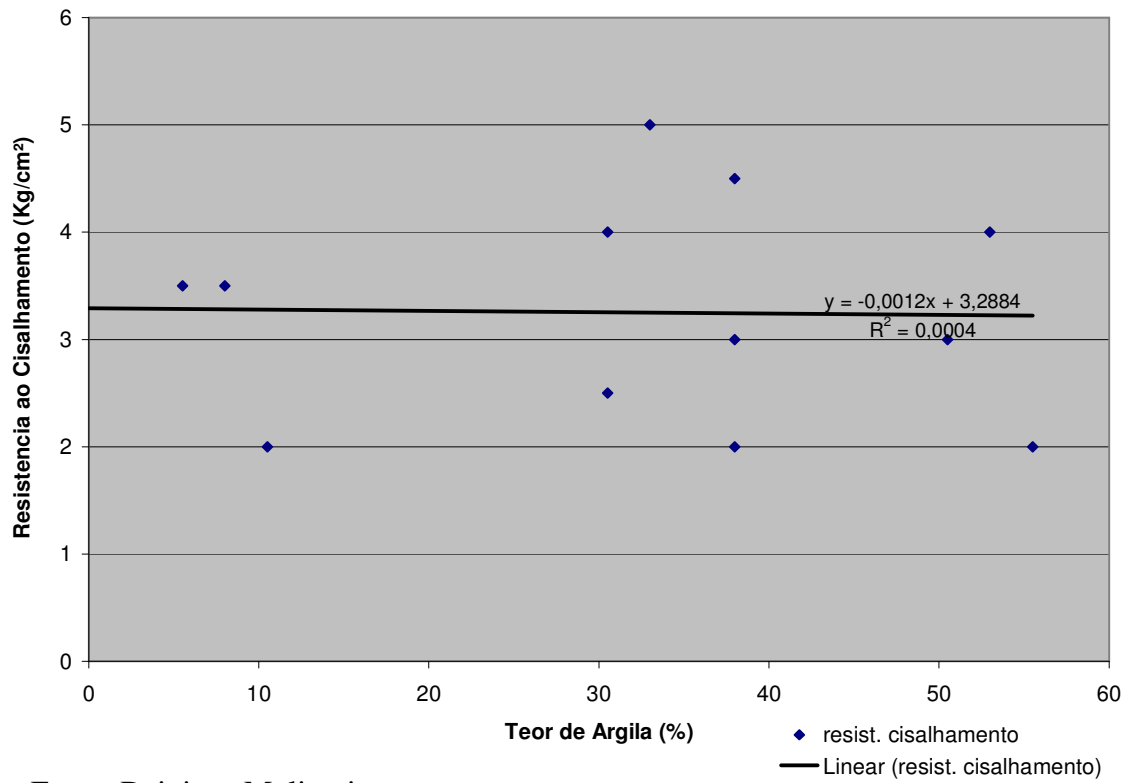
ANEXO 06

Classe textural – Perfil de solo no escorregamento rotacional (C2)



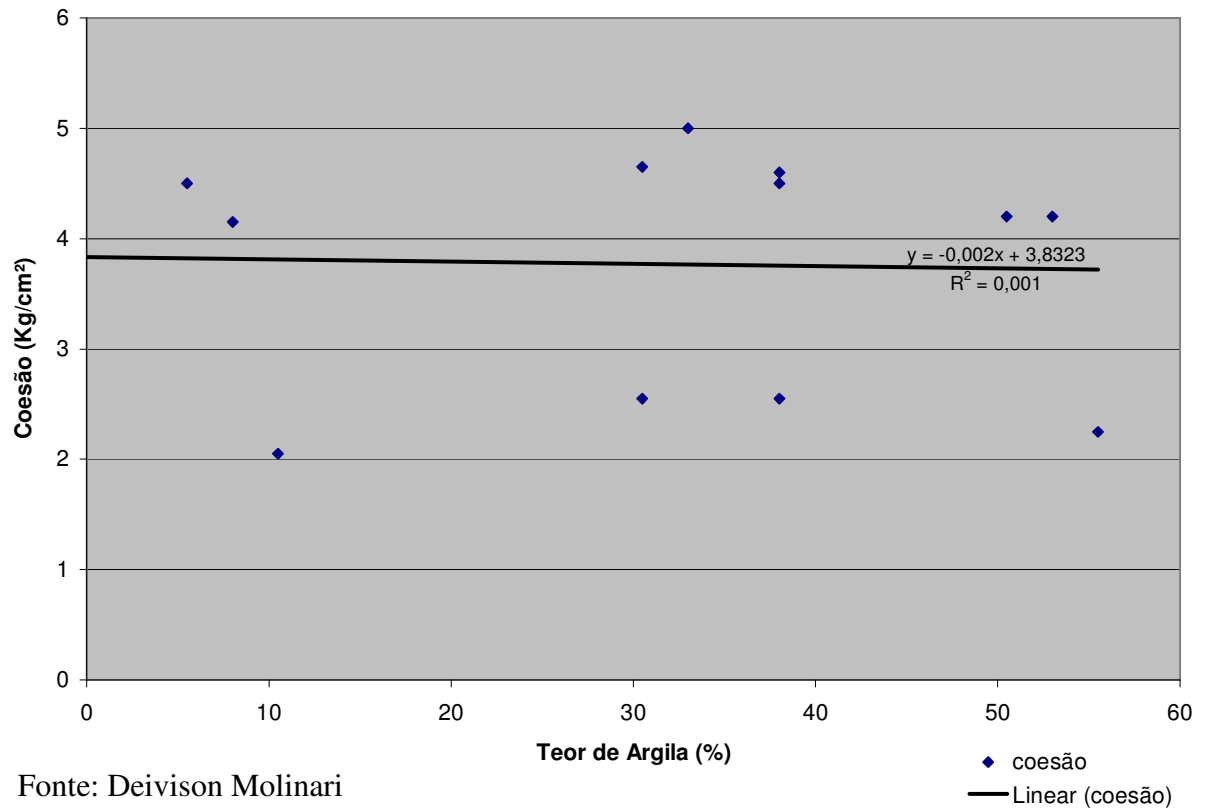
Cor	Amostra		Prof. (m)
●	1	C.2.1.1	2,8
●	2	C.2.1.2	2,5
●	3	C.2.1.3	11,0
●	4	C.2.1.4	4,0
●	5	C.2.1.5	4,5
●	6	C.2.1.6	5,0
●	7	C.2.2.1	3,3
●	8	C.2.2.2	1,0
●	9	C.2.2.3	1,5
●	10	C.2.3.1	1,2
●	11	C.2.3.2	2,2
●	12	C.2.3.3	2,5

ANEXO 07 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E RESISTENCIA AO CISALHAMENTO – PAREDE DO ESCORREGAMENTO ROTACIONAL (C2)



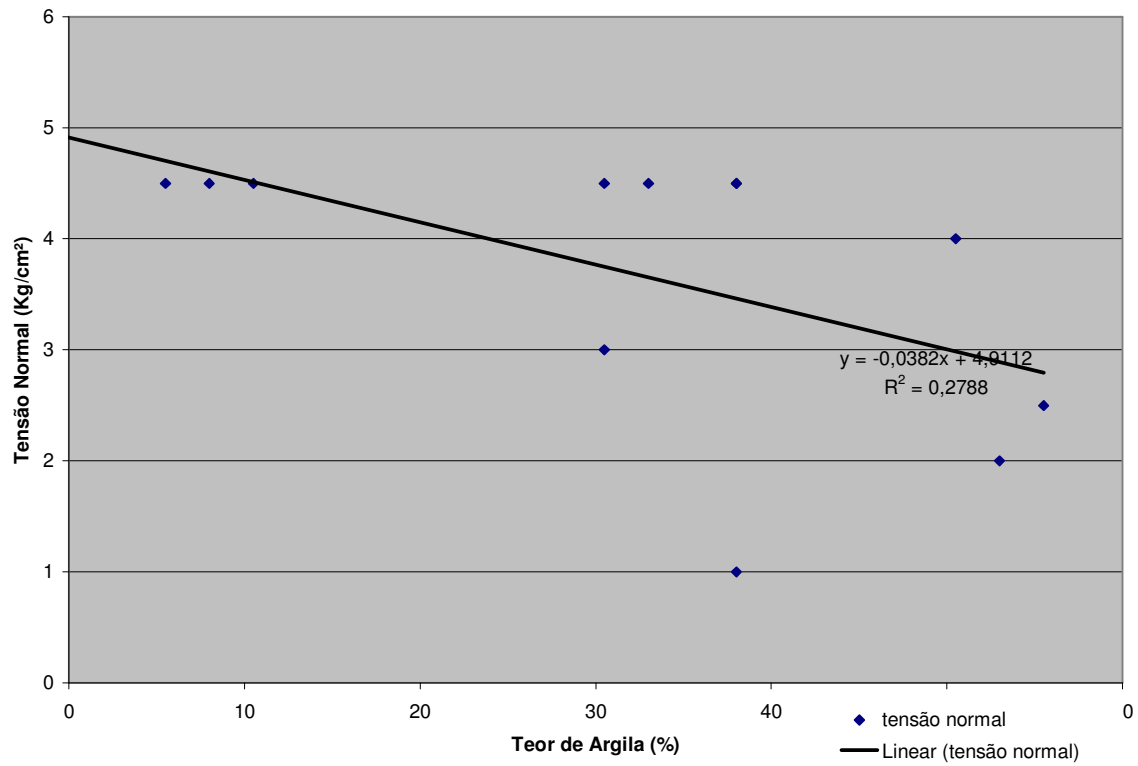
Fonte: Deivison Molinari

ANEXO 08 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E COESÃO – PAREDE DO ESCORREGAMENTO ROTACIONAL (C2)



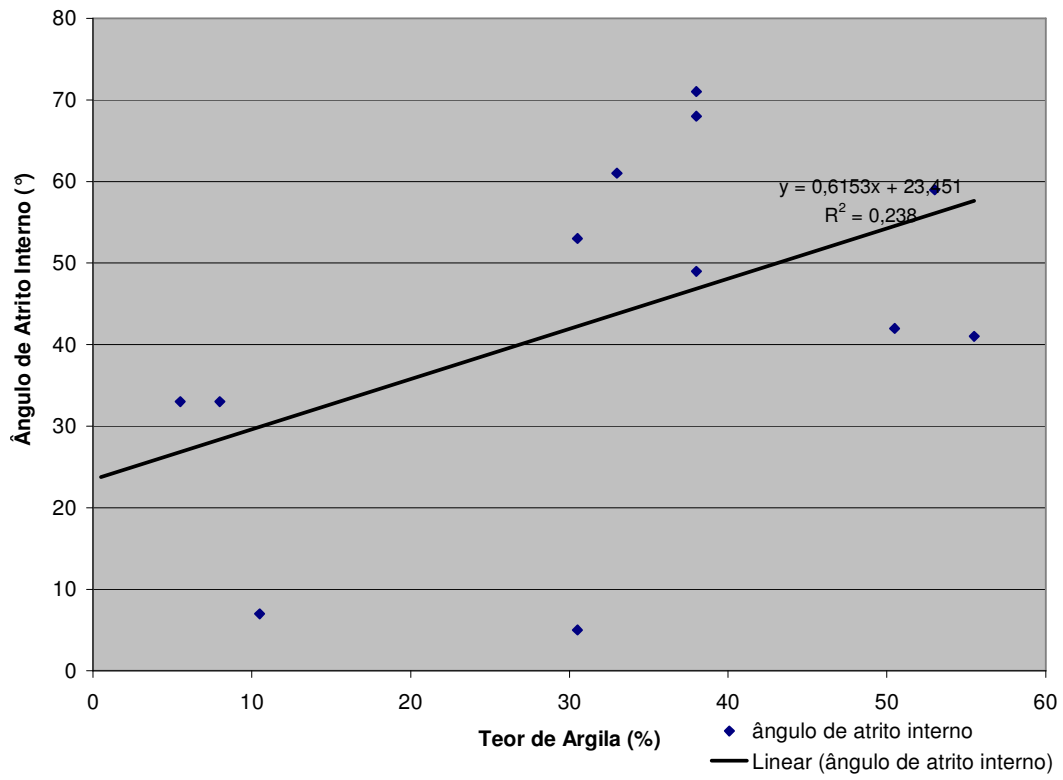
Fonte: Deivison Molinari

**ANEXO 09 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E TENSÃO NORMAL–
PAREDE DO ESCORREGAMENTO ROTACIONAL (C2)**



Fonte: Deivison Molinari

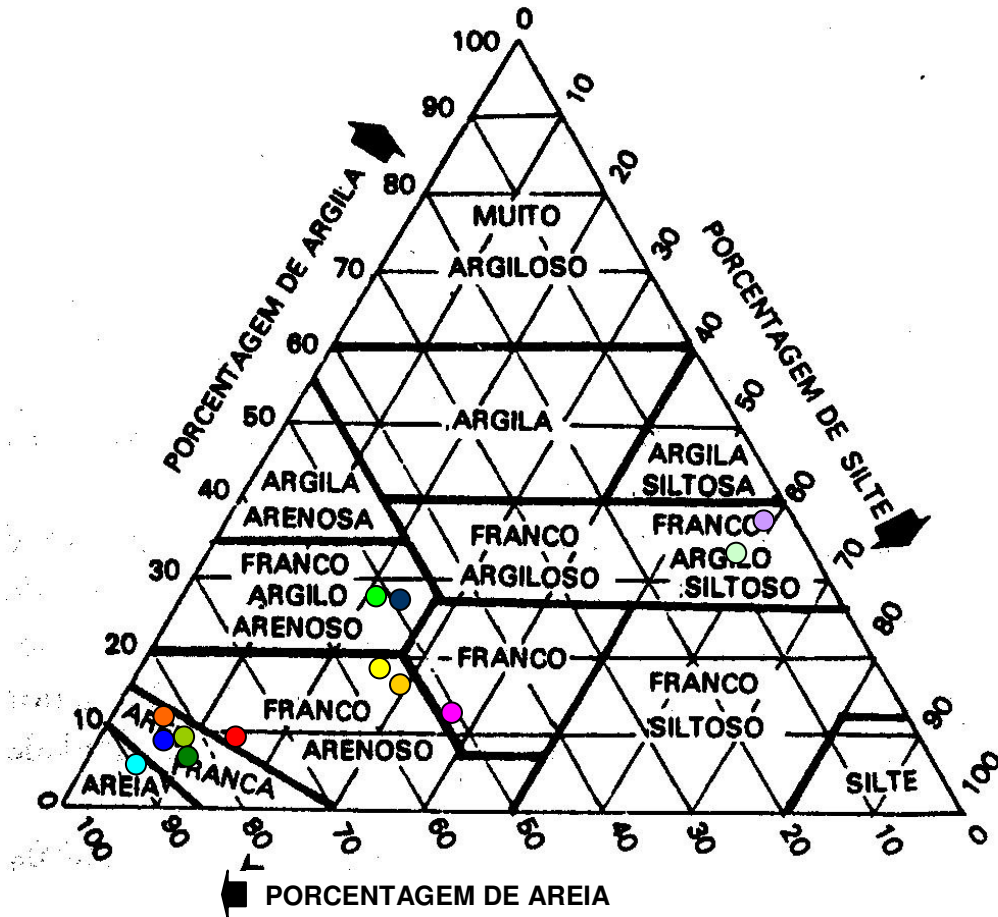
ANEXO 10 – CORRELAÇÃO ENTRE O TEOR DE ARGILA E ATRITO INTERNO – PAREDE DO ESCORREGAMENTO ROTACIONAL (C2)



Fonte: Deivison Molinari

ANEXO 11

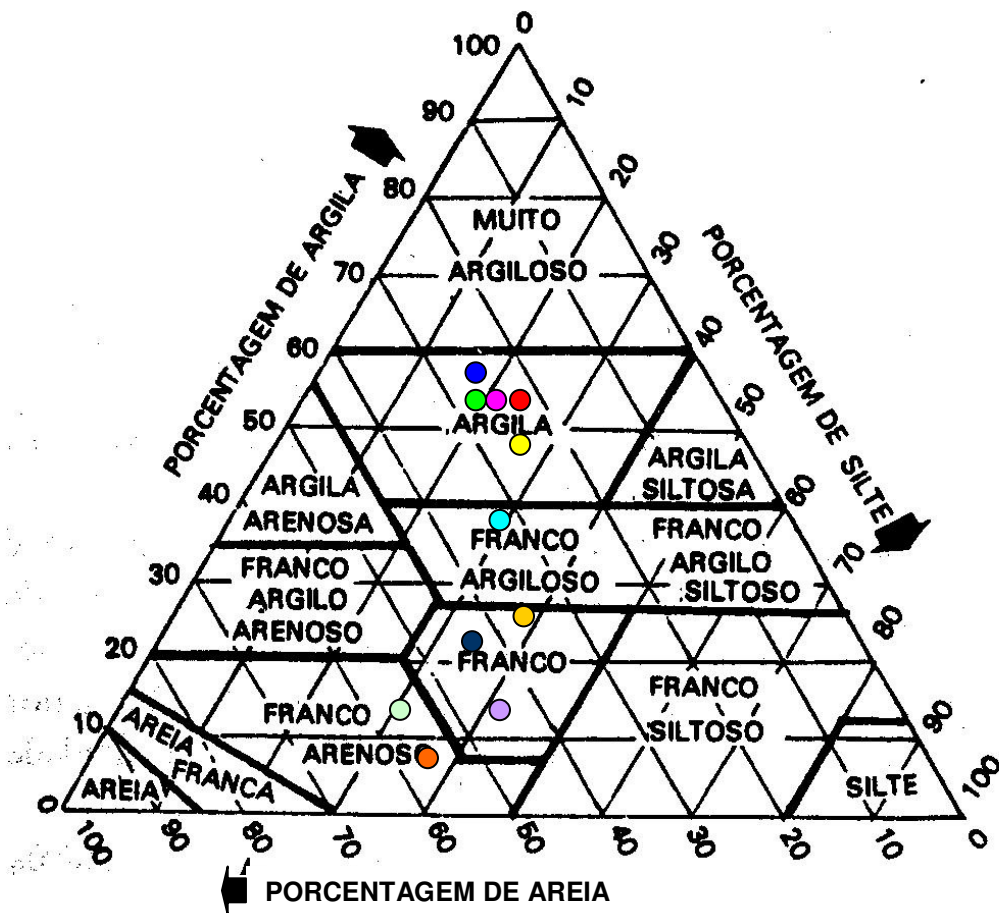
Classe textural – Perfil de solo na cabeceira das vocorocas 01 e 02



Cor	Amostra	Prof. (m)
●	C.2.2.1	0 - 0,2
●	C.2.2.2	0,2 - 0,35
●	C.2.2.3	0,35 - 0,5
●	C.2.2.4	0,5 - 0,8
●	C.2.2.5	0,8 - 1,4
●	C.2.2.6	1,4 - 1,75
●	C.2.2.7	1,75 - 1,9
●	C.2.2.8	1,9 - 2,3
●	C.2.2.9	2,3 - 2,5
●	C.2.2.10	2,5 - 2,7
●	C.2.2.11	2,7 - 3,4
●	C.2.2.12	3,4 - 3,85
●	C.2.2.13	3,85 - 4,02

ANEXO 12

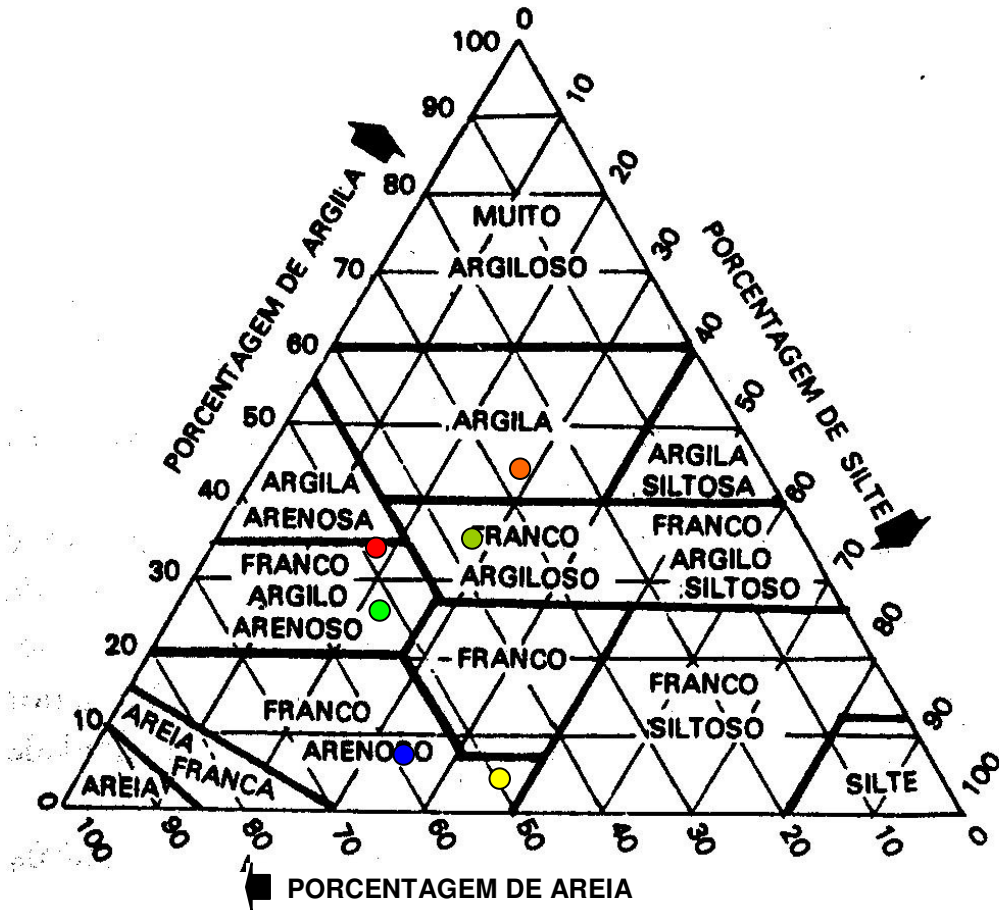
Classe textural – Perfil de solo na cabeceira da vocoroca 03



Cor	Amostra	Prof. (m)
●	C2.3.1	0 - 0,20
●	C2.3.2	0,20 - 0,50
●	C2.3.3	0,50 - 0,60
●	C2.3.4	0,60 - 0,66
●	C2.3.5	0,66 - 0,72
●	C2.3.6	0,72 - 0,90
●	C2.3.7	0,90 - 1,0
●	C2.3.8	1,0 - 1,50
●	C2.3.9	1,50 - 2,0
●	C2.3.10	2,0 - 2,5
●	C2.3.11	2,5 - 3,0
●	C2.3.12	3,0 - 4,0

ANEXO 13

Classe textural – Perfil de solo na cabeceira da vocoroca 04



Cor	Amostra	Prof. (m)
●	C2.4.1	0 - 0,5
●	C2.4.2	0,5 - 0,7
●	C2.4.3	0,7 - 1,0
●	C2.4.4	1,0 - 2,0
●	C2.4.5	2,0 - 3,0
●	C2.4.6	3,0 - 4,0