



UFES

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS E NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

ROSILENE BERMOND FILETI

**COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DE UMA VERTENTE COM LATOSSOLO
EM VENDA NOVA DO IMIGRANTE - ES**

VITÓRIA – ES

2015

ROSILENE BERMOND FILETI

**COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DE UMA VERTENTE COM LATOSSOLO
EM VENDA NOVA DO IMIGRANTE - ES**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia do Centro de Ciências Humanas e Naturais da Universidade Federal do Espírito Santo, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia, sob a orientação do professor Dr. Antonio Celso de Oliveira Goulart.

VITÓRIA – ES

2015

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)
(Biblioteca Central da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

F481c Fileti, Rosilene Bermond, 1988-
Comportamento morfodinâmico de uma vertente com
latossolo em Venda Nova do Imigrante-ES / Rosilene Bermond
Fileti. – 2015.
147 f. : il.

Orientador: Antonio Celso de Oliveira Goulart.
Coorientador: Ana Christina Wignerón Gimenes.
Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal
do Espírito Santo, Centro de Ciências Humanas e Naturais.

1. Latossolos. 2. Relevo (Geografia) - Análise. 3. Solos –
Compactação. 4. Mecânica do solo. I. Goulart, Antônio Celso de
Oliveira. II. Gimenes, Ana Christina Wignerón. III. Universidade
Federal do Espírito Santo. Centro de Ciências Humanas e
Naturais. IV. Título.

CDU: 91

“COMPORTAMENTO MORFODINÂMICO DE UMA VERTENTE COM LATOSSOLO EM VENDA NOVA DO IMIGRANTE - ES”

ROSILENE BERMOND FILETI

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

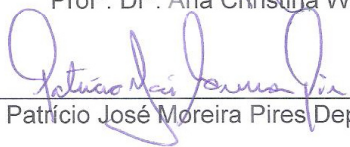
Aprovada em 22 de setembro de 2015.



Prof. Dr. Antonio Celso de Oliveira Goulart – Orientador – UFES



Prof. Dr. Ana Christina Wigner Gimes – UFES



Prof. Dr. Patricio José Moreira Pires Dept. Engenharia Civil/UFES

Dedico este trabalho a minha mãe (*in memoriam*)

AGRADECIMENTOS

A Deus, por tudo e por sua grandiosidade, que faz da vida um mistério instigante.

A todos aqueles que de algum modo me incentivaram a pesquisar.

À minha mãe, que sempre estimulou os estudos e sempre ajudou como pôde.

Ao meu pai, pelas corridas com o carro e por me “socorrer” várias vezes, levando papéis e documentos.

À minha irmã e às meninas da República, pela estadia.

Ao meu irmão André, por me ajudar a calcular médias, procurar e enviar arquivos de última hora que porventura deixava em casa.

Ao meu marido Dyego Moura, pelo companheirismo e apoio em toda minha jornada acadêmica, por tolerar minhas reclamações todos esses anos e por me acompanhar nas etapas pré-campo, aprofundando a trincheira toda vez que necessário.

À Rosi, ao João Pedro, ao Gabriel e ao Edim, por me permitirem “ser da família” por muitas semanas.

À secretária do PPGG, Izadora Ramos, pela amizade, pela força, atenção e gentileza que sempre ofertou.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Espírito Santo (FAPES), pela concessão da bolsa de estudos e apoio técnico-científico.

Aos professores Antonio Celso Goulart, Jacqueline Albino e Luis Carlos Tosta, por proporcionarem o contato inicial com a rotina de pesquisa.

Ao professor Antonio Celso Goulart, um agradecimento especial, pela orientação e atenção prestada ao longo dessa caminhada, pela confiança, paciência e por aguçar ainda mais meu interesse pela Geomorfologia.

A professora Ana Christina W. Gimenes, pela co-orientação, pelas dicas e sugestões direcionadas nas etapas de campo, de laboratório e durante a pesquisa.

Ao professor Patrício Pires, por me permitir assistir as aulas de Laboratório de Solos I, pela confiança, pela ajuda prestada na execução dos ensaios, por atender às solicitações por e-mail e pelas contribuições no decorrer desta pesquisa.

Aos monitores, demais colegas do Laboratório de Solos e Geotecnia da UFES, em especial, Isabela, Brenda, Ligia e Neemias, pela ajuda, pelas informações trocadas e pela amizade.

Ao professor José Antonio Tosta e à colega Ana Paula, pela paciência e solicitude apresentadas no decorrer da disciplina.

Ao professor André Luiz Nascentes Coelho, por indicar diferentes técnicas e arquivos necessários à confecção do material cartográfico apresentado.

Aos colegas Rodrigo B. Bergamaschi e Fabrício H. Nascimento, pela ajuda e pelas indicações prestadas durante os trabalhos com SIG.

Aos colegas doutorandos, Sirius, Vinicius, Wesley, Simplício e demais colegas da turma de 2012, pelas discussões e risadas.

Ao companheiro de jornada acadêmica e de eventos, Edimundo Cruz, pelas dicas, pela troca de materiais e pela amizade.

Aos amigos Juliana, Emílio, Débora e Ildranis, pela força.

Aos colegas da sala de estudos James Ulisses e Daniel Bulhões, pelo incentivo e carinho.

Ao Marciel, pela disposição e ajuda com CAD.

À família Jaseti, por permitir a realização do campo em sua propriedade.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFES, por compartilharem o conhecimento e serem solícitos.

A todos os amigos, colegas e familiares que me apoiaram nestes últimos anos.

Muito obrigada!

“É preciso lembrar que ninguém escolhe o ventre, a localização geográfica, a condição socioeconômica e a condição sociocultural para nascer. Nasce onde o acaso determinar. Por isso, temos que cuidar de todos aqueles que estão em todos os recantos deste país”.

(Aziz Nacib Ab’Saber)

RESUMO

Esta pesquisa associa os processos morfodinâmicos vigentes ao comportamento mecânico de um Latossolo Vermelho-Amarelo de gnaise, de uma vertente policonvexa situada no distrito de São João de Viçosa, município de Venda Nova do Imigrante – ES. Considerando a incidência de movimentos de massa, a literatura classifica os Latossolos como estáveis, contudo, na área de estudo foram constatadas evidências de escorregamento translacional. A investigação das causas desse evento foi baseada em análises geomorfológicas e na interpretação de resultados de ensaios físico-mecânicos do solo. Para compreender a dinâmica do fluxo superficial e a relação com os movimentos de material das vertentes que compõem a área de estudo, gerou-se um produto cartográfico que corresponde a uma compartimentação geomorfológica da área. Esse, por sua vez, subsidiou a proposta de análise integrada do relevo que fundamenta metodologicamente essa pesquisa. A partir da investigação de três níveis distintos de abordagem, Compartimentação Topográfica, Estrutura Superficial da Paisagem e Fisiologia da Paisagem, procurou-se estabelecer as relações de causa e efeito que os eventos pluviométricos, o comportamento da água no solo e as ações antrópicas exercem sobre a área estudada, o que permitiu avaliar a estabilidade da vertente. A magnitude-frequência dos eventos pluviométricos indicou que chuvas de 17, 21 mm são as mais recorrentes na área de estudo durante o ano e preparam o solo para entrada de água. Para compreender o comportamento hídrico-mecânico do solo, foram realizados os seguintes ensaios: caracterização do solo (limites de Atterberg, densidade real dos grãos, teor de matéria orgânica), análises físicas acerca de granulometria, porosidade total, macroporosidade e microporosidade, condutividade hidráulica, argila dispersa em água, densidade do solo e ensaio de cisalhamento direto. As curvas de retenção de água no solo refletiram um comportamento de solo argiloso para as profundidades amostradas do horizonte BW_1 investigadas e a integração dos resultados permitiu constatar uma descontinuidade hidráulica a 1,5m de profundidade nesse horizonte. Os resultados indicaram ainda que a textura, estrutura e porosidade do Latossolo amostrado influenciam, em grande parte, na resistência ao cisalhamento. Por meio do ensaio de cisalhamento direto obtiveram-se os valores de ângulo de atrito e coesão para os horizontes BW_1 , $27,69^\circ$ e

0,12kgf/cm² e C, 32,82° e 0,05kgf/cm² e estes, por sua vez, foram utilizados como parâmetros na análise de estabilidade no software Slope/W™. Concluiu-se, portanto, que as alterações na dinâmica natural da vertente em decorrência do uso e da abertura de cortes para ampliação de vias e da ocupação, têm relação direta com a instabilização do solo.

Palavras-chave: Análise integrada do relevo. Latossolo. Movimento de massa.

ABSTRACT

This dissertation associates the morphodynamic processes current to the mechanical behavior of a residual Oxisol of gneiss, a policonvexa slope located in São João de Viçosa, district of municipality Venda Nova do Imigrante - ES. Considering the incidence of mass movements, the literature classifies Oxisol like stable. However, in the study area were ascertained evidence slip translational. The investigation into the causes of this event was based on geomorphological analysis and in the interpretation of test results aimed at soil mechanics. To understand the dynamic of the surface flow and its relationship with material movement the slope, it was generated a cartographic product which corresponds to the geomorphology of the area partitioning. This in turn, supported the proposal the analysis integrated of relief methodologically grounded this research. From the investigation of three different levels of approach, Compartmentalization Topographic, Surface Structure of Landscape and Landscape Physiology, tried to establish relations of cause and effect that pluviometric events, water behavior in soil and human activities exert on the study area, which allowed evaluating the stability of the slope. The magnitude-frequency rainfall events indicated that rainfall of 17, 21 mm are the most frequent in the study area during the year and prepare the soil for water ingress. To understand the hydro-mechanical behavior of the soil the following tests were performed: characterization of soil (Atterberg limits, actual density of the grains, organic matter content), physical analyzes of particle size, porosity, macroporosity and microporosity, hydraulic conductivity, water dispersed clay, soil bulk density and direct shear test. The water retention curve in the soil reflected a clay soil behavior to the depths sampled the BW_1 horizon investigated and the integration of the results allowed establishing a hydraulic discontinuity 1.5m deep in this horizon. The results also indicated that the texture, structure and porosity of the sampled Oxisol influence largely in shear strength. By means of direct shear testing were obtained the angle of friction values for cohesion and BW_1 horizons $27,69^\circ$; $0,12\text{kgf/cm}^2$ and C $32,82^\circ$ and 0.05 kgf/cm^2 and these in turn were used as parameters in the stability analysis Slope/WTM software. It was concluded, therefore, that changes in the natural dynamics of the slope due to the use and opening cuts to expand routes and

occupation, are directly related to the instability of the ground.

Keywords: Integrated Analysis relief. Oxisol. Mass Movement.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área	28
Figura 2. Divisão esquemática dos terços superior, médio, inferior e localização do ponto amostral.....	29
Figura 3. (A) Esquema de escorregamento rotacional	32
Figura 4. (A) Esquema de escorregamento translacional ou planar.....	33
Figura 5. Escorregamento em cunha	35
Figura 6. A) Queda de blocos em Santos (1992). B) Corrida detrítica no morro do Baú, SC (2008). C) Evidência de rastejo em São João de Viçosa Venda Nova do Imigrante	36
Figura 7. Unidade Ideal de Relevo e suas Componentes Elementares	55
Figura 8. Feições mínimas das vertentes e domínios hidrodinâmicos	56
Figura 9. Nove combinações de formas de vertentes e padrão de fluxos modificado de Richter (1962) e Kudrnovska (1972)	57
Figura 10. Resistência mobilizável e resistência mobilizada para uma superfície de deslizamento	59
Figura 11. Fluxograma com descrição básica dos procedimentos técnico-operacionais.....	62
Figura 12. Coleta de amostras em trincheira.....	64
Figura 13. Amostras deformadas e indeformadas (anel volumétrico)	65
Figura 14. Variáveis geomorfométricas derivadas da curvatura vertical e horizontal	73
Figura 15. Ensaio de determinação da densidade real dos grãos.....	75
Figura 16. Etapas para determinação do LL. A) Cinzel para solo argiloso; B) Homogeneização da amostra; C) Abertura do sulco; D) Fechamento do sulco	78
Figura 17. Exemplo de gráfico do LL. Amostra do horizonte B latossólico argiloso a 1,5m profundidade	79
Figura 18. Ensaio de determinação do LP	79
Figura 19. Câmara de pressão de Richard. A) Câmara de pressão, B) Painel para controle da pressão, C) Compressor de ar.....	82
Figura 20. Prensa de cisalhamento direto da fabricante Contenco acoplada ao computador.	84

Figura 21. Obtenção e preparação de amostra para adensamento e cisalhamento direto	84
Figura 22. Deslocamento do corpo de prova devido ao cisalhamento	85
Figura 23. Tentativa de curva de ruptura	86
Figura 24. Uso e ocupação da terra na área de estudo	88
Figura 25. Média mensal de temperatura máxima e mínima no período de 1976 a 2010	90
Figura 26. Média mensal da precipitação e de dias chuvosos no período de 1976 a 2010).....	90
Figura 27. Precipitação acumulada anual e média no período de 1976 a 2010.....	91
Figura 28. Balanço Hídrico do município de Venda Nova do Imigrante	92
Figura 29. Estimativa de Magnitude-Frequência de chuvas diárias	94
Figura 30. A) Compartimentação simplificada.....	98
Figura 31. Topografia de uma cabeceira de drenagem em anfiteatro com a representação dos segmentos de encosta proposto por Hack e Goodlett (1960).....	99
Figura 32. (A) Fotografia e perfil da parede frontal (B) da trincheira	100
Figura 33. Fragmentos de gnaiss na transição dos horizontes BW ₂ e C.....	101
Figura 34. Mapa clinométrico	102
Figura 35. Mapa de compartimentação geomorfológica	106
Figura 36. Agregados por horizontes do solo amostrado.....	108
Figura 37. Curvas de retenção de água no solo por horizonte e profundidade.....	120
Figura 38. Resultados do ensaio de cisalhamento direto do solo correspondente ao horizonte Bw ₁ do LVAd.....	123
Figura 39. Resultados do ensaio de cisalhamento direto do solo correspondente ao horizonte C do LVAd	123
Figura 40. Variação do α em função do deslocamento com 50 kPa do horizonte BW ₁	124
Figura 41. Variação do α em função do deslocamento com 100 kPa do horizonte BW ₁	125
Figura 42. Variação do α em função do deslocamento com 200 kPa do horizonte BW ₁	125
Figura 43. Variação do α em função do deslocamento com 50 kPa do horizonte C	126

Figura 44. Variação do α em função do deslocamento com 100 kPa do horizonte C	126
Figura 45. Variação do α em função do deslocamento com 200 kPa do horizonte C	127
Figura 46. Comparação das rupturas de Mohr-Coulomb dos horizontes B e C do solo amostrado	128
Figura 47. A) Perfil elaborado no ArcGis; B) Perfil elaborado no AutoCAD.	130
Figura 48. Seção que representa toda a vertente	131
Figura 49. Seção correspondente ao terço médio e inferior da vertente.....	131
Figura 50. Detalhe da superfície de ruptura com menor fator de segurança.	131

LISTA DE QUADROS

Quadro 1. Classificação simplificada de movimentos de massa, modificado de Varnes, 1978.....	30
Quadro 2. Influências gerais da vegetação arbórea em encostas – comparação.	41
Quadro 3. Classificação dos solos em função do índice de plasticidade.	51
Quadro 4. Materiais utilizados para análise geomorfológica.	63
Quadro 5. Modelo de ficha de campo - Características gerais e feições morfológicas consideradas na descrição do perfil	66
Quadro 6. Classificação do tipo de relevo Morros.....	73
Quadro 7. Descrição morfológica por horizonte e profundidade de perfil de Latossolo Amarelo Distrófico	107
Quadro 8. Mineralogia da fração areia grossa e fina.....	109
Quadro 9. Etapas de cálculo para obtenção do teor de matéria orgânica.....	111
Quadro 10. Massa Específica Real de alguns minerais.	112
Quadro 11. Ângulo de atrito e coesão obtidos no ensaio de cisalhamento direto ...	128

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Parâmetros básicos das formas de relevo	70
Tabela 2. Variáveis necessárias na aquisição do balanço hídrico e os respectivos valores obtidos neste trabalho.....	92
Tabela 3. Número de classes e intervalos de inclinação.....	103
Tabela 4. Dados para determinação do teor de matéria orgânica.....	110
Tabela 5. Densidade Real dos Grãos – Horizonte B.....	112
Tabela 6. Densidade Real dos Grãos – Horizonte C.....	113
Tabela 7. Resultados da análise granulométrica, argila dispersa em água, classes texturais e Índices de Atterberg.....	114
Tabela 8. Atividade de alguns minerais.....	117
Tabela 9. Valores de porosidade total, macroporosidade, microporosidade e condutividade hidráulica.....	117
Tabela 10. Dimensões e parâmetros necessários ao ensaio de cisalhamento direto	122
Tabela 11. Tensões de ruptura corrigidas.....	127
Tabela 12. Ângulo de atrito e coesão para alguns solos.....	129

LISTA DE EQUAÇÕES

(Eq. 1) Fator de Segurança	59
(Eq. 2) Ruptura de Mohr-Coulomb	60
(Eq. 3) Método Simplificado de Bishop	61
(Eq. 4) Intervalo de Recorrência.....	68
(Eq. 5) P24 – Chuva diária	68
(Eq. 6) Regressão	68
(Eq. 7) Evento Dominante	69
(Eq. 8) Teor de Matéria Orgânica.....	74
(Eq. 9) Densidade Real dos Grãos.....	75
(Eq. 10) Lei de Stokes.....	76
(Eq. 11) Atividade das Argilas	80
(Eq. 12) Porosidade Total.....	80
(Eq. 13) Macroporosidade	80
(Eq. 14) Microporosidade	80
(Eq. 15) van Genuchten	81
(Eq. 16) Condutividade Hidráulica.....	83
(Eq. 17) Velocidade do Ensaio de Cisalhamento	121
(Eq. 18) Área corrigida	122
(Eq. 19) Tensões corrigidas	122

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT – Associação Brasileira de Normas Técnicas
ADA – Argila Dispersa em Água
ASAS – Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul
CAD – Capacidade de Água Disponível
CPTEC – Centro de Previsão do Tempo e de Estudos Climáticos
EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ES – Espírito Santo
ETP – Evapotranspiração Potencial
FS – Fator de Segurança
IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IEMA – Instituto Estadual de Meio Ambiente
IG – Instituto Geológico
IMF – Índice de Magnitude – Frequência
INCAPER – Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural
INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IP – Índice de Plasticidade
IR – Intervalo de Recorrência
LL – Limite de Liquidez
LP – Limite de Plasticidade
LVAd – Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico
MDE – Modelo Digital de Elevação
MG – Minas Gerais
MO – Matéria Orgânica
NBR – Normas Brasileiras Regulamentadoras
SC – Santa Catarina
SIG – Sistema de Informação Geográfica
SP – São Paulo
UFES – Universidade Federal do Espírito Santo
UFV – Universidade Federal de Viçosa
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – APRESENTAÇÃO	23
1.1 INTRODUÇÃO	23
1.2 OBJETIVOS	26
1.2.1 OBJETIVO GERAL.....	26
1.2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS	26
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	27
CAPÍTULO 2 – ABORDAGEM TÉCNICA E CONCEITUAL	30
2.1 CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE MASSA	30
2.2 FATORES CONDICIONANTES DE ESCORREGAMENTOS	36
2.2.1 ARGILOMINERAIS E ESCORREGAMENTOS	42
2.2.2 A ÁGUA NO SUBSOLO	44
2.2.2.1 POTENCIAL MÁTRICO DA ÁGUA NO SOLO	46
2.2.3 FORMAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS	48
2.2.3.1 COMPORTAMENTO MECÂNICO DO SOLO	50
2.2.3.2 LIMITES DE ATTERBERG.....	50
CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS	52
3.1 O MÉTODO TRIPARTITE DE AB’SABER	52
3.2 O MODELO DE FEIÇÕES MÍNIMAS	54
3.3 ESTABILIDADE DAS VERTENTES.....	58
3.3.1 FATOR DE SEGURANÇA (FS).....	58
3.3.2 O CRITÉRIO DE RUPTURA DE MOHR-COULOMB	59
3.3.3 O MÉTODO SIMPLIFICADO DE BISHOP	60
3.4 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS	61
3.4.1 MÉTODOS E TÉCNICAS PRÉ-CAMPO	62
3.4.2 MÉTODOS E TÉCNICAS DE CAMPO.....	64
3.4.3 MÉTODOS E TÉCNICAS DE LABORATÓRIO	66

3.4.3.1 BALANÇO HIDRICO	66
3.4.3.2 ESTIMATIVA DE MAGNITUDE-FREQUÊNCIA DE CHUVA DIÁRIA.....	67
3.4.3.3 MAPA CLINOMÉTRICO	70
3.4.3.4 MAPA DE USO	70
3.4.3.5 MAPEAMENTO: COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS VERTENTES.....	71
3.4. 4 ANÁLISES FÍSICAS LABORATORIAIS	73
3.4.4.1 TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA	74
3.4.4.2 DENSIDADE REAL DOS GRÃOS	74
3.4.4.3 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA	76
3.4.4.4 ARGILA DISPERSA EM ÁGUA.....	77
3.4.4.5 DENSIDADE DO SOLO (MÉTODO DO ANEL VOLUMÉTRICO)	77
3.4.4.6 ÍNDICES DE ATTERBERG	78
3.4.4.7 ATIVIDADE DAS ARGILAS.....	79
3.4.4.8 POROSIDADE TOTAL, MACRO E MICROPOROSIDADE.....	80
3.4.4.9 CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO.....	81
3.4.4.10 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA	82
3.4.5 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO DO SOLO	83
3.4.5.1 ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO	83
3.4.5.2 SIMULAÇÃO NO SLOPE/W™	85
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	87
4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	87
4.1.1 USO E OCUPAÇÃO	87
4.1.2 CLIMA	89
4.1.3 GRÁFICO DO BALANÇO HÍDRICO.....	91
4.1.4 ANÁLISE DA MAGNITUDE-FREQUENCIA DE CHUVAS DIÁRIAS E EVENTO DOMINANTE.....	93
4.1.5 ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	95

4.1.6 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS E PEDOLÓGICOS.....	97
4.1.7 CLINOMETRIA.....	101
4.1.8 OS COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	104
4.1.9 MORFOLOGIA DO SOLO.....	107
4.2 ANÁLISE: ARGILA DISPERSA EM ÁGUA.....	110
4.3 ANÁLISE: TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA	110
4.4 ANÁLISE: DENSIDADE REAL DOS GRÃOS	111
4.5 GRANULOMETRIA	113
4.6 ANÁLISE: DENSIDADE DO SOLO	115
4.7 ANÁLISE: INDICES DE ATTERBERG	115
4.8 ANÁLISE: ATIVIDADE DAS ARGILAS.....	116
4.9 CORRELAÇÕES ENTRE POROSIDADE, CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E CURVAS DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO	117
4.10 GRÁFICO DAS CURVAS DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO.....	119
4.11 CISALHAMENTO DIRETO.....	121
4.12 SLOPE	129
CONCLUSÕES	132
REFERÊNCIAS.....	135

CAPÍTULO 1 – APRESENTAÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

Movimentos de massa, terremotos, inundações, erosão, estiagens e outros fenômenos naturais são chamados de desastres naturais quando atingem áreas habitadas pelo homem e causam danos, como perdas de vida humana e bens materiais (TOMINAGA, 2009). Milhares de pessoas, em diferentes lugares do mundo, apresentando diferentes graus de vulnerabilidade, estão expostas a esses eventos.

Dentre os desastres naturais que mais causam vítimas na região Sudeste do Brasil estão os movimentos de massa. Esses são mais frequentes nessa região, principalmente no período do verão, quando os eventos pluviométricos intensos e de alta recorrência nesse período, associados às características geológicas, geomorfológicas e pedológicas de seu sítio aumentam a instabilidade.

Essa relação dinâmica e natural ocasiona processos morfodinâmicos distintos, responsáveis por ajustar o equilíbrio das formas do relevo e de seus elementos fundamentais que compõem o ambiente. Porém, essa relação natural pode ser alterada por intervenções antrópicas, que, por sua vez, são capazes de potencializar instabilidades, aumentando a vulnerabilidade humana.

A incidência de desastres naturais no país e, sobretudo, no Sudeste, é considerada por diversos autores como consequência do intenso processo de urbanização verificado nas últimas décadas, que levou ao crescimento desordenado das cidades em áreas impróprias a ocupação (TOMINAGA, 2009). Nas cidades, esse processo é controlado pelo modelo econômico vigente, em que imperam as especulações do mercado imobiliário, o que força os indivíduos a se deslocarem para áreas menos valorizadas, com infraestruturas regulares, precárias ou carentes em saneamento básico.

Fato evidente não só nas grandes cidades, mas também nas médias e pequenas cidades que apresentam um processo de urbanização desordenado, incipiente e que tende a avançar sobre diferentes áreas do relevo, especialmente vertentes (JORGE, 2011).

As vertentes, resultados de processos pretéritos e atuais, formaram-se basicamente, devido a processos geoquímicos, denudacionais e agradacionais, estando em constante transformação. O estudo da morfodinâmica e do comportamento pedológico, que tornam essas formas instáveis, têm auxiliado a compreender e identificar diferentes tipologias de movimentos de massa. Muitas pesquisas já foram desenvolvidas em escalas regionais (TOMINAGA, 2009; FERREIRA e ROSSINI-PENTEADO, 2011) e locais (GODOIS, 2011; FERNANDES et al., 2001; FURIAN et al., 2009), considerando a suscetibilidade das vertentes a movimentos de massa. Os trabalhos em escala regional oferecem uma visão abrangente do território, o que permite demarcar áreas potenciais a movimentos de massa. Uma vez demarcadas, essas áreas com características peculiares podem ser investigadas em escala de detalhe.

Estudos em escala de detalhe auxiliam a compreender a morfodinâmica da vertente, e a relação desta com o comportamento hídrico-mecânico do solo, por meio de ensaios geotécnicos laboratoriais, análises texturais e granulométricas dos materiais.

Tendo como base as proposições descritas, este trabalho visa relacionar os processos morfodinâmicos vigentes de movimentos de massa ao comportamento mecânico de um Latossolo, a fim de avaliar a condição de instabilidade de uma vertente policonvexa, que apresenta histórico de escorregamento, situada em um distrito do município de Venda Nova do Imigrante – Estado do Espírito Santo.

Partindo do princípio de que a forma e a morfometria da vertente influencia as características internas intrínsecas aos materiais de solo, escolheu-se uma vertente como uma unidade de análise. Baseando-se na Teoria do Equilíbrio Limite, estabeleceu-se a relação entre o ângulo de atrito e a coesão do material com a clinometria da vertente.

No Brasil, as pesquisas geomorfológicas que relacionam a morfodinâmica às alterações das formas de relevo foram influenciadas, principalmente, pelos trabalhos do geógrafo francês Jean Tricart, posteriormente a década de 1950. Na época, os textos produzidos relacionados ao país evidenciavam as variações paleoclimáticas do Quaternário, cujos indícios revelavam-se nos materiais e formas das vertentes, paleoterraços e outros. Influenciado por esses trabalhos e devido à farta experiência

em campo, o geógrafo Aziz Nacib Ab' Saber publicou, em 1969, um trabalho de cunho teórico-metodológico, intitulado *Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário* (VITTE, 2011), referenciado também como método tripartite de Ab'Saber.

Tal método sugere que as análises geomorfológicas sejam orientadas segundo três níveis de abordagem: compartimentação topográfica, estrutura superficial da paisagem e fisiologia da paisagem (AB'SABER, 1969). Esses três níveis de tratamento, adotados neste trabalho, conduziram as investigações qualitativas e quantitativas acerca da dinâmica da paisagem, do relevo, do arcabouço geológico e dos substratos geomorfológicos e pedológicos que se fazem presentes.

Seguindo essas premissas, o trabalho foi organizado em quatro capítulos. O capítulo 1 – “Apresentação”, como o próprio título enuncia, introduz o assunto, os objetivos que orientam a pesquisa, apresenta a localização e caracterização da área onde a vertente se encontra. O capítulo 2 – “Abordagem Técnica e Conceitual” – resgata conceitos sobre movimentos de massa, dá enfoque aos escorregamentos e seus condicionantes. Questões envolvendo a estabilidade das vertentes e o método do equilíbrio limite também são discutidas.

O capítulo 3 – “Materiais e Métodos” – expõe o método de pesquisa geográfico utilizado, que trata fundamentalmente da compartimentação de vertentes proposta por Colangelo (1996) onde, toda a complexidade das formas de relevo é reduzida a feições geometricamente simples, e por Ab'Saber (1969), que sugere uma análise integrada do relevo, seguindo os três níveis de abordagem já destacados anteriormente. Além desses, foram apresentadas nesse capítulo as atividades de gabinete, os levantamentos geomorfológicos e de campo, bem como os ensaios físicos laboratoriais. As etapas de coleta, preparação de amostras e execução dos ensaios ocorreram conforme proposto pelas Normas Brasileiras Regulamentadoras (NBR's) e pelo manual de Métodos de Análise de Solos da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – EMBRAPA (2011).

O capítulo 4 – “Resultados e Discussões”, apresenta as principais análises da pesquisa e os produtos cartográficos gerados, sendo o de compartimentação topográfica, na escala de 1:1.250, o que integra as informações segundo os três níveis de abordagem. Os resultados dos ensaios físico-laboratoriais, em conjunto

com as características pedológicas do Latossolo analisado foram relacionados com seu respectivo comportamento mecânico. Conhecidas suas propriedades, avaliou-se a condição de instabilidade da vertente. O capítulo 4 traz, ainda, comparações dos valores obtidos com resultados de outras pesquisas, a fim de identificar comportamentos similares e distintos que a mesma classe de solo pode apresentar, quando submetida a condições morfodinâmicas semelhantes às investigadas.

O último componente textual da pesquisa corresponde às Conclusões. Este item relaciona os métodos utilizados neste trabalho, ao comportamento evidenciado pelo Latossolo amostrado. Tal relação destaca a importância da análise integrada do relevo nos estudos geomorfológicos voltados à morfodinâmica das vertentes.

1. 2 OBJETIVOS

1. 2.1 OBJETIVO GERAL

- Estudar o comportamento de uma vertente policonvexa por meio da análise integrada do relevo (forma, materiais e processos) avaliando instabilidades morfodinâmicas a que está sujeita.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Correlacionar as características morfográficas, morfométricas e morfogenéticas da vertente à textura e comportamento hidro-mecânico do solo;
- Estabelecer relações entre as propriedades físicas dos horizontes do solo a ocorrência do escorregamento translacional;
- Avaliar a estabilidade da vertente por meio da Teoria do Equilíbrio Limite e emprego do Método Simplificado de Bishop.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área corresponde a uma fachada de morro cujas terminações laterais formam frentes interfluviais em forma de *nose*. A vertente analisada é policonvexa, ou seja, é convexa em perfil vertical e horizontal. Localiza-se no distrito de São João de Viçosa, município de Venda Nova do Imigrante, Estado do Espírito Santo (Figura 1).

O município de Venda Nova do Imigrante abrange uma área territorial de 185,9 km² e situa-se a 103 km de Vitória, capital do Estado. Limita-se com o município de Afonso Cláudio ao norte, Domingos Martins ao leste, Castelo ao sul e Conceição do Castelo ao oeste (Figura 1).

De acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2014), o distrito de São João de Viçosa concentra cerca de 4.500 pessoas, o que corresponde a aproximadamente 22% da população do município, que totaliza 20.447 habitantes. A ocupação do município e do referido distrito está associada à imigração italiana e posteriormente a construção da BR 262. O aglomerado urbano acompanhou o traçado da rodovia e a população passou a ocupar, inicialmente, a estreita faixa plana formada entre a rodovia e a base da vertente, correspondente à planície de inundação do rio São João de Viçosa, avançando, mais tarde, para vertentes com declividades mais acentuadas.

O rio São João de Viçosa, pertencente à bacia hidrográfica do rio Itapemirim, é o principal curso de água que abastece o município de Venda Nova do Imigrante. Nasce no distrito de Alto Caxixe e percorre toda a zona urbana de Venda Nova do Imigrante seguindo seu curso para o município limítrofe de Conceição do Castelo. Para atender demandas de infraestrutura, intervenções como abertura da calha e retificação do canal (Figura 1) foram realizadas para minimizar os impactos provocados pelas inundações, uma vez que suas margens estão ocupadas por construções.

A influência direta do curso na área de estudo deve ser destacada, pois sua várzea natural hoje se encontra ocupada com construções residenciais. Além do mais, a concavidade do anfiteatro, a exemplo de um *hollow*, associada à principal fachada, concentradora de água, articula a dinâmica das vertentes à fluvial.

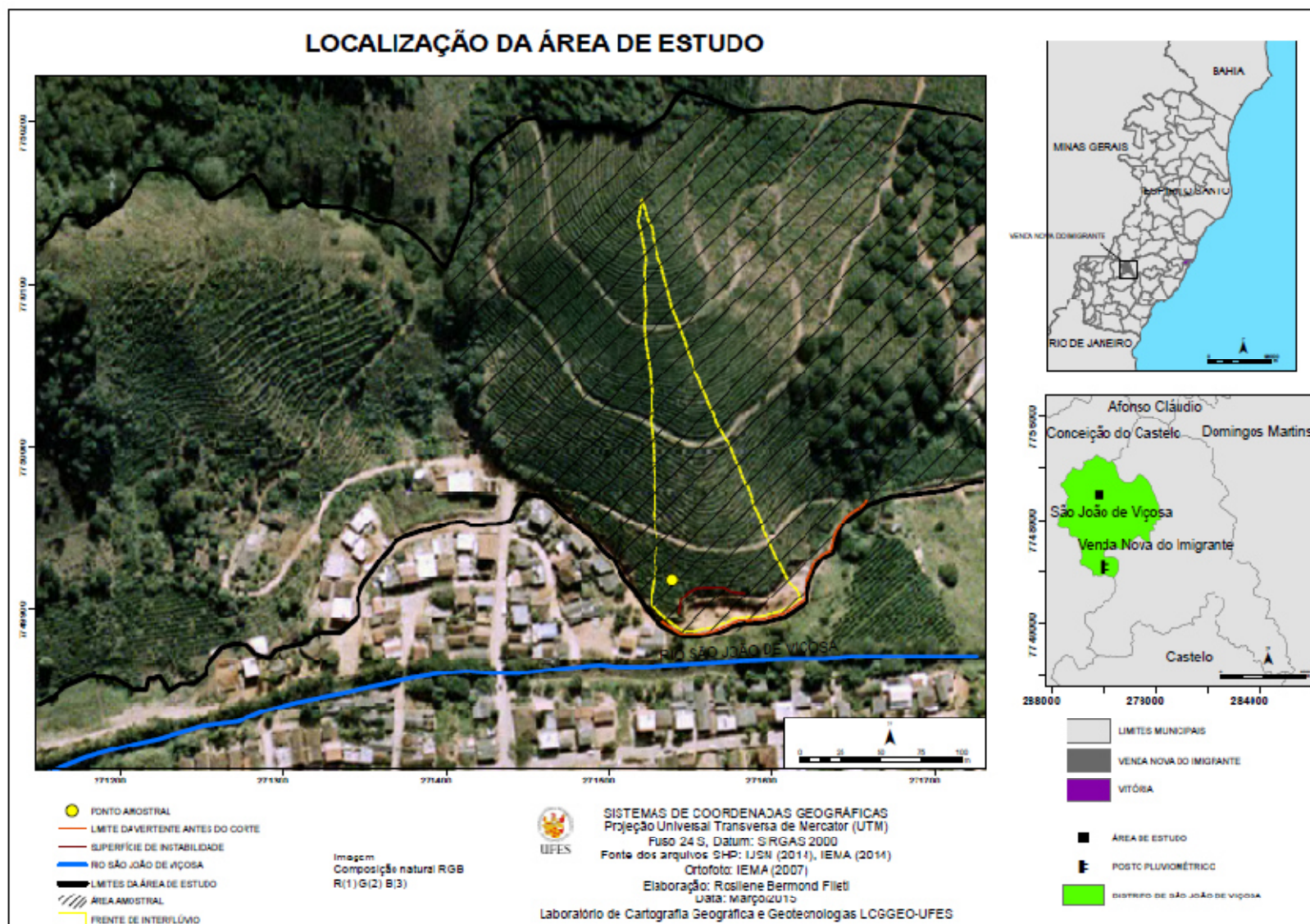


Figura 1. Localização da área. Elaboração: Autora, 2015.

A presença de morros no sítio urbano limita a expansão horizontal. Constatase, portanto, que a ocupação projeta-se para áreas do terço inferior e médio (ainda que em menor proporção) das vertentes, conforme verificado na Figura 2. O formato em anfiteatro da área contribui para formação de depósitos coluvionares, principalmente no terço basal da área côncava. Depósitos desta natureza possuem tendência a instabilizar-se com frequência, situação que, quando associada ao uso desordenado do solo, poderá contribuir para ocorrência de movimentos de massa.



Figura 2. Divisão esquemática dos terços superior, médio, inferior e localização do ponto amostrado. Fonte: Ortofoto (IEMA, 2014). Elaboração: Autora, 2015.

CAPÍTULO 2 – ABORDAGEM TÉCNICA E CONCEITUAL

2.1 CLASSIFICAÇÃO DOS MOVIMENTOS DE MASSA

Na literatura nacional e internacional, há um extenso acervo de definições e classificações que tratam de movimentos de massa. Pesquisadores e profissionais de áreas distintas caracterizam-nos e realizam assertivas de acordo com seu campo de atuação. Neste trabalho adotou-se a seguinte definição: movimento de massa é o movimento do solo, rocha e/ou vegetação ao longo da vertente sob a ação direta da gravidade. A contribuição de outro meio, como água ou gelo, se dá pela redução da resistência dos materiais da vertente e/ou pela indução do comportamento plástico e fluido dos solos (TOMINAGA, 2009).

Movimentos de massa são fenômenos que ocorrem naturalmente nas vertentes e consistem em um dos diversos processos responsáveis pela evolução das mesmas e do relevo. No entanto, devido a intervenções antrópicas podem também ser induzidos. Há na literatura diferentes tipologias e classificações envolvendo movimentos de massa, pois a dinâmica, os materiais e processos atuantes diferem entre si. Este capítulo trata dos principais tipos e processos condicionantes envolvendo movimentos de massa. Enfatizar-se-ão os processos de escorregamentos devido à suscetibilidade que a área em estudo apresenta quando relacionada a essa tipologia.

Tominaga (2009) afirma que uma das classificações mais utilizadas internacionalmente, devido a sua simplicidade, é a proposta por Varnes (1978), que se baseia no tipo de movimento e no tipo de material transportado (Quadro 1).

QUADRO 1. CLASSIFICAÇÃO SIMPLIFICADA DE MOVIMENTOS DE MASSA, MODIFICADO DE VARNES, 1978.

TIPO DE MOVIMENTO	TIPO DE MATERIAL		
	Rocha	Material Detrítico Grosseiro	Solos
Queda (falls)	Queda de blocos	Queda de detritos	Queda de solos
Tombamento (topples)	Tombamento de blocos	Tombamento de detritos	Tombamento de solos
Escorregamento: Rotacional (slump) e Translacional (slides)	Escorregamentos de rocha	Escorregamentos de detritos	Escorregamentos de solos
Corrida (flows)	Avalanche de blocos	Corrida de detritos	Corrida de solo (ou lama)
Complexo	Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

Fonte: TOMINAGA (2007).

Dentre as classificações brasileiras mais utilizadas estão a proposta por Freire (1965), Guidicini e Nieble (1984), IPT (1991), Augusto Filho (1992) e diversos outros trabalhos de revisão acerca de movimentos de massa, como o de Fernandes e Amaral (1996) (TOMINAGA, 2007). Para fim de exemplificação, foram selecionados os tipos de movimentos de massa que se apresentam de forma mais recorrente na literatura, uma vez que não constitui objetivo deste trabalho descrever ou comparar cada classificação.

O termo *escorregamento* tem diversos sinônimos de uso mais generalizados na linguagem popular, como queda de barreira, desbarrancamento, deslizamento, os quais equivalem ao *landslide*, na língua inglesa (TOMINAGA, 2007).

Para que ocorra 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 tenham decrescido de um valor inicial maior que 1 até a unidade, no instante do escorregamento (GUIDICINI e NIEBLE, 1976).

Fernandes e Amaral (2010) caracterizam os escorregamentos como movimentos rápidos, de curta duração, com plano de ruptura bem definido, o que permite distinguir materiais mobilizados daqueles que não foram movimentados. A velocidade máxima do movimento depende da inclinação da superfície de escorregamento, da causa inicial de movimentação e da natureza do terreno (GUIDICINI e NIEBLE, 1976). Levando em consideração a geometria, a velocidade e o mecanismo dos movimentos, o modo de deformação, o conteúdo de água e a natureza dos materiais instabilizados, os escorregamentos podem ser subdivididos em três tipos: escorregamentos rotacionais ou circulares, escorregamentos translacionais ou planares e escorregamentos em cunha (FERNANDES e AMARAL, 2010; TOMINAGA, 2009).

Os escorregamentos rotacionais ou circulares (Figura 3) possuem uma superfície de ruptura curva, côncava para cima, ao longo da qual se dá um movimento rotacional da massa do solo. Dentre as condições que mais favorecem a geração desses movimentos, destaca-se a existência de solos espessos e homogêneos, geralmente encontrados em encostas compostas por material de alteração originado de rochas argilosas. O início do movimento, na maioria das vezes, está associado a cortes na

base do material, implantação de estradas, edificações, ou até mesmo devido à erosão fluvial na base da encosta (FERNANDES e AMARAL, 2010).

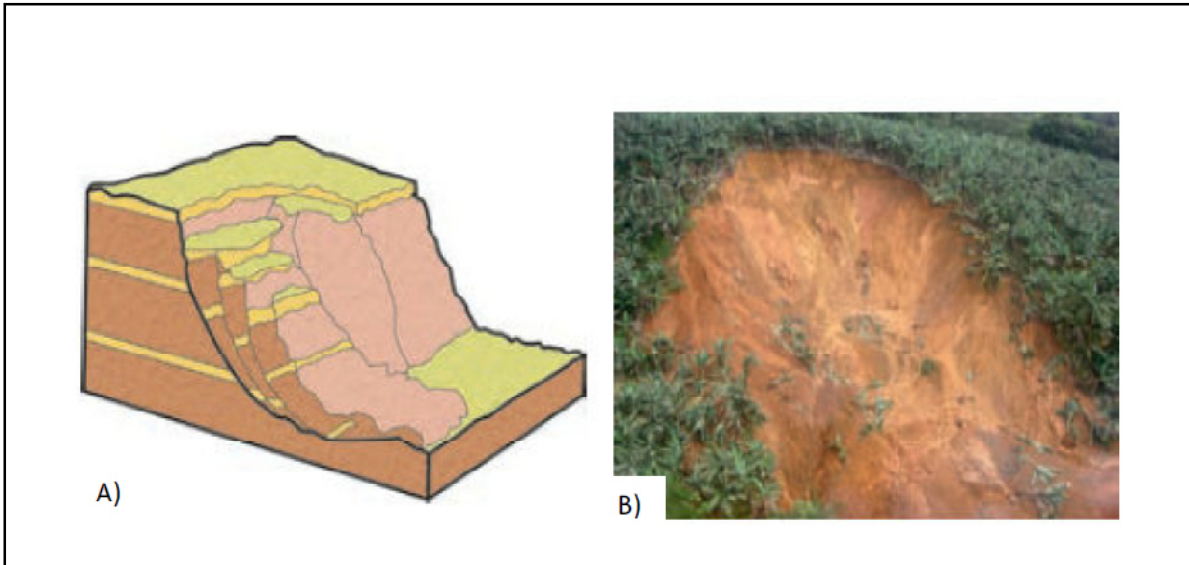


Figura 3. (A) Esquema de escorregamento rotacional. Fonte: Lopes (2006). (B) Escorregamento rotacional em Jaraguá do Sul, SC, dez. 2008. Fonte: Acervo IG, TOMINAGA (2007).

Enquanto escorregamentos rotacionais ocorrem, em geral, em taludes mais íngremes, resultado de uma percolação mais profunda e lenta com extensão relativamente limitada, escorregamentos translacionais podem ocorrer em taludes mais abatidos e são geralmente extensos, podendo atingir centenas ou milhares de metros (GUIDICINI e NIEBLE, 1976; FERNANDES e AMARAL, 2010).

Os escorregamentos translacionais ou planares possuem superfície de ruptura, na maioria das vezes, em profundidades que variam entre 0,5m e 5,0m, com forma plana que acompanha as discontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas existentes no interior do material. Esses planos de fraqueza podem ser resultantes de processos geológicos, como, por exemplo, acamamentos e fraturas, geomorfológicos (depósitos de encosta) ou pedológicos (contato entre horizontes, contato solum-saprolito) (FERNANDES e AMARAL, 2010).

Os escorregamentos translacionais, na maioria das vezes, ocorrem durante ou após períodos de intensa precipitação. Sua origem geralmente está associada ao longo da interface solo – rocha, que representa uma discontinuidade mecânica e hidrológica (Figura 4). Nesses movimentos, a ação da água é mais superficial, e,

portanto, as rupturas tendem a ocorrer rapidamente, devido ao aumento da poro-pressão positiva, e conseqüentemente redução do fator de segurança, durante eventos pluviométricos de elevada intensidade e duração (FERNANDES e AMARAL, 2010).

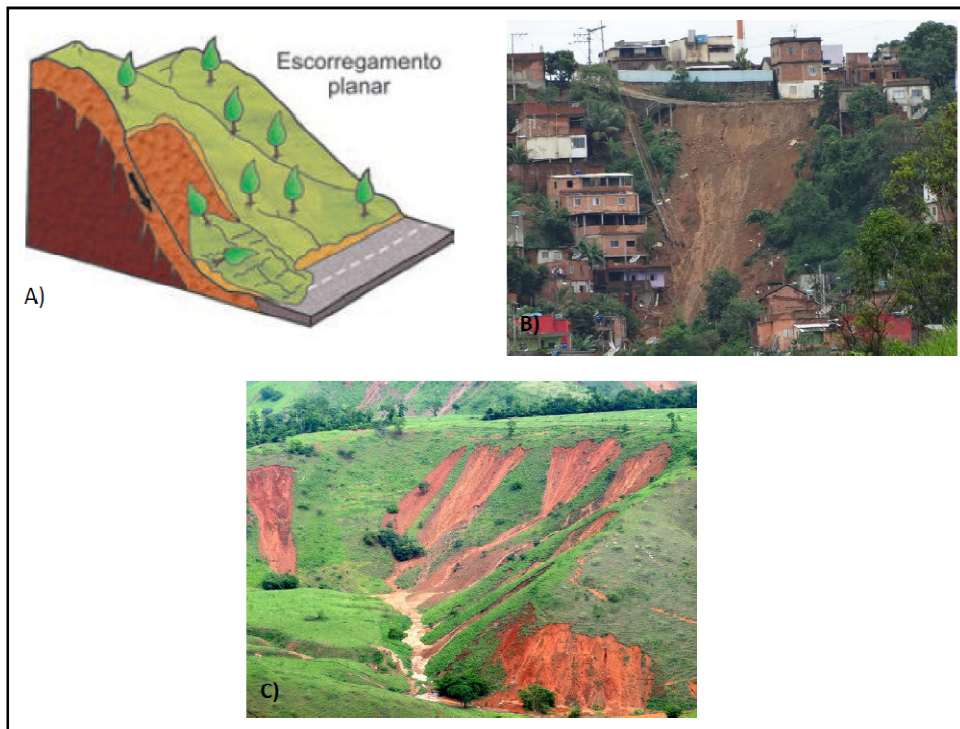


Figura 4. (A) Esquema de escorregamento translacional ou planar. Fonte: TOMINAGA (2007). (B) Escorregamento planar no bairro São Marcos, Colatina – ES, (25/12/2013). Fonte: Site Alagoas 24 horas. (C) Escorregamento planar na zona rural de Baixo Guandu - ES, (25/12/2013). Fonte: G1 Espírito Santo.

Com base no tipo de material transportado e nas classificações de Freire (1965) e de Vargas (1966), os escorregamentos translacionais foram divididos por Guidicini e Nieble (1976) em: escorregamentos translacionais de rocha, de solo e de solo e rocha (TOMINAGA, 2007).

Segundo Guidicini e Nieble (1976), os escorregamentos translacionais de rochas estão relacionados aos movimentos de massas rochosas ao longo de descontinuidades ou planos de fraquezas preexistentes, como planos de estratificação, xistosidade, gnaissificação, acamamento, diaclasamento, falhas e outros. O movimento se origina em presença de planos, mergulhando, regra geral,

para fora do talude e cuja continuidade, ou condição de equilíbrio, tenha sido alterada.

Já os escorregamentos translacionais de solo tratam-se de movimentos ao longo de superfície plana, em geral preexistente e condicionada a alguma feição estrutural do substrato. A massa que escorrega é tabular e o movimento é de curta duração, possui velocidade elevada e é bastante destrutiva. Esses escorregamentos ocorrem, em geral, dentro do manto de alteração, ou regolito, cuja espessura está condicionada pela natureza da rocha, pelas condições climáticas, tipo de drenagem e inclinação das encostas. O aumento do teor de água pode fazer com que os movimentos translacionais adquiram o aspecto de corrida. Podem, por outro lado, passar a atuar como rastejos após sua movimentação e acumulação ao pé da encosta (GUIDICINI e NIEBLE, 1976).

Por fim, os escorregamentos translacionais de solo e de rocha são assim denominados quando o volume de rocha passa a representar parcela significativa de uma massa em processo de escorregamento. A expressão mais representativa de tais movimentos é talvez representada pelas grandes massas de tálus ou colúvio. As massas de tálus são depósitos originados na base das vertentes devido ao efeito da gravidade sobre os fragmentos soltos. Seus constituintes se dispõem de maneira caótica e os blocos de rochas acham-se geralmente envolvidos por uma matriz terrosa, oriunda do mesmo processo de acumulação ou gerada por ulterior processo de alteração dos próprios blocos (GUIDICINI e NIEBLE, 1976).

Outro tipo de escorregamento mencionado é o que ocorre no formato cunha (Figura 5). Geralmente são associados aos saprolitos e maciços rochosos (TOMINAGA, 2007), e nesse tipo de movimento a ruptura origina-se devido à existência de descontinuidades planares, que são desfavoráveis à estabilidade, condição que pode provocar o deslocamento de um prisma ao longo do eixo de intersecção destes planos (FIORI e CARMIGNANI, 2009). Possui, portanto, duas superfícies de ruptura em forma de cunha.

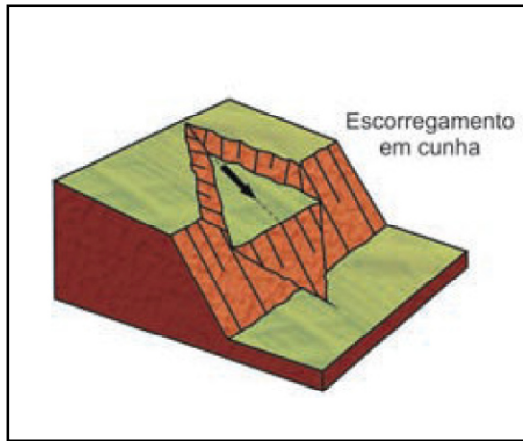


Figura 5. Escorregamento em cunha. Fonte: TOMINAGA, 2007.

Outros movimentos gravitacionais de massa que constam da literatura e são abordados por diversos autores são os do tipo queda de blocos, corrida e rastejos (Figura 6). Uma queda de blocos é definida por uma ação de queda livre a partir de uma elevação, com ausência de superfície de movimentação. É o tipo de movimento de massa menos estudado e o de mais difícil previsão, tanto no que diz respeito ao início do processo como à trajetória ao alcance dos blocos (POLIVANOV e BARROSO, 2011). Em penhascos verticais, ou taludes muito íngremes, blocos de rocha, deslocados do maciço por intemperismo, caem por ação da gravidade. Esses movimentos podem atingir velocidades muito altas e são causados devido à variação térmica do maciço rochoso, perda de sustentação dos blocos por ação erosiva da água, alívio de tensões de origem tectônica, vibrações, presença de descontinuidades físicas, como falha, fraturas e outros fatores (FIORI e CARMIGNANI, 2009; GUIDICINI e NIEBLE, 1976).

Já os movimentos do tipo corrida são formas rápidas de escoamento, de caráter essencialmente hidrodinâmico, ocasionadas pela perda de atrito interno, em virtude da destruição da estrutura, em presença de excesso de água. Estes movimentos formam uma massa de elevada densidade e viscosidade, podendo atingir grandes distâncias com extrema rapidez, mesmo em áreas pouco inclinadas, característica que torna esse tipo de movimento potencialmente mais destrutivo que os escorregamentos (GUIDICINI e NIEBLE, 1976; TOMINAGA, 2009).

Guidicini e Nieble, (1976) definem o rastejo como movimentos lentos (cm/ano) e contínuos de material de encostas com limites, via de regra, indefinidos. São provocados pela ação da gravidade ou por variações de temperatura e umidade

(expansão e contração de material). Podem envolver grandes massas de solos, sem que haja, na área interessada, diferenciação entre material em movimento e material estacionário. Em superfície, o rastejo pode ser identificado, na maioria das vezes, quando verificada mudança na verticalidade das árvores, postes, cercas, trincas e rupturas em muros, por exemplo.

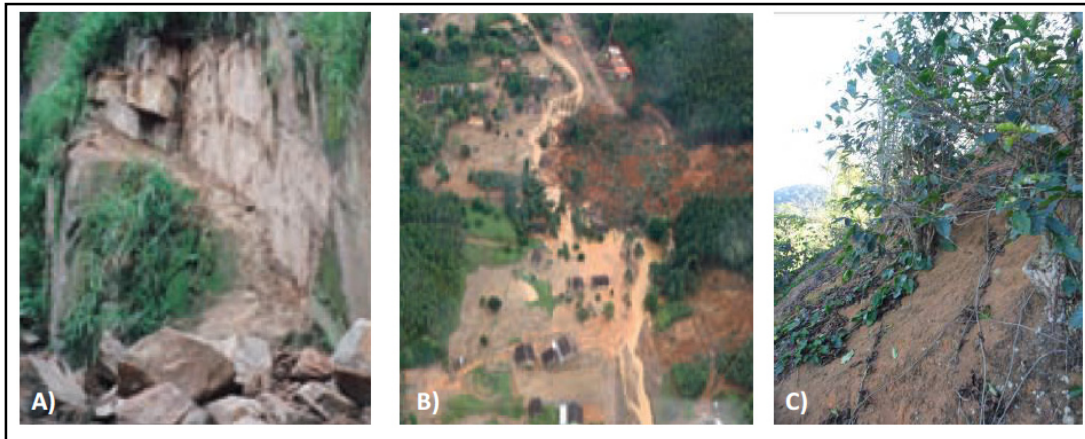


Figura 6. A) Queda de blocos em Santos (1992). B) Corrida detrítica no morro do Baú, SC (2008). Fonte: Acervo do IG apud TOMINAGA (2009). C) Evidência de rastejo em São João de Viçosa Venda Nova do Imigrante. Fonte: Autora, 2014.

2.2 FATORES CONDICIONANTES DE ESCORREGAMENTOS

Os processos que atuam nas vertentes são considerados complexos porque envolvem elementos e variáveis cujo comportamento e resposta diferem no espaço e no tempo. Conhecê-los e compreender sua dinâmica torna-se útil e indispensável, uma vez que esses processos são indicadores para avaliar condições de estabilidade. Dentre os principais condicionantes de escorregamentos, destacam-se aqueles do meio físico, tais como a rocha, o relevo, o clima e a pluviosidade; a vegetação (meio biótico) e as ações antrópicas (TOMINAGA, 2007; FERNANDES e AMARAL, 2010; FERNANDES et al. 2001; FIORI e CARMIGNANI, 2009; GUIDICINI e NIEBLE, 1976).

Em relação aos condicionantes geológicos, consideram-se as características mineralógicas, físicas, químicas das diferentes litologias, suas propriedades mecânicas, estruturas geológicas e grau de intemperismo como importantes fatores no desencadeamento de movimentos de massa (TOMINAGA, 2007). O grau de

intemperismo da rocha dependerá de sua composição química, bem como de sua estrutura e das suas condições de exposição aos agentes deletéreos. Fernandes e Amaral (2010) destacam o papel das falhas e fraturas, que, de modo geral, atuam como caminhos preferenciais de alteração, permitindo o avanço do intemperismo, o que resulta em um aumento na heterogeneidade do maciço rochoso, além de afetar diretamente a dinâmica hidrológica dos fluxos subterrâneos. O modo como ambas encontram-se orientadas influencia a estabilidade das vertentes, e conhecer a atitude da foliação, fratura e/ou bandamento e inferir a direção dos fluxos hídricos (paralelo, verticais, ortogonais e outros) auxilia também a compreensão do comportamento das descontinuidades mecânicas.

Várias descontinuidades podem estar presentes dentro do saprólito e do solo residual. Denominadas *feições reliqueares do embasamento rochoso*, as fraturas, falhas, bandamentos e outras feições foram modificadas por processos pedogenéticos; entretanto, conservam suas características nos horizontes que compõem o solo. O tipo de movimento de massa a ser gerado pode estar diretamente relacionado às características das fraquezas relíquias (FERNANDES e AMARAL, 2010).

Segundo Fernandes e Amaral (op. cit), os movimentos de massa podem ter o plano de ruptura condicionado por descontinuidades hidráulicas existentes no interior do solo saprolítico, do solo residual, ou mesmo em contato entre os dois. Isso pode ocorrer, ainda, em encostas em que o solo saprolítico encontra-se recoberto por um manto coluvial pouco espesso. Como a condutividade hidráulica no saprolito tende a ser maior do que aquela no manto coluvial, podem se desenvolver descontinuidades hidráulicas na passagem, manto coluvial-saprolito, ou mesmo dentro do saprolito, o qual atua como um dreno para os horizontes mais superficiais, ocasionando movimentos de massa.

Quanto aos condicionantes geomorfológicos, verifica-se que as características morfológicas e morfográficas das vertentes, tais como forma, altura, comprimento, inclinação, orientação e presença de depósito de tálus e/ou colúvio, entre outras, são consideradas nas análises de movimentos de massa, pois essas revelam características intrínsecas do relevo e de seu comportamento diante da ação de agentes antrópicos e naturais, como a água, por exemplo. Caracterizar determinada

área, utilizando essas características mencionadas, se faz necessário porque, além de compreender a evolução do relevo e possíveis retrabalhamentos dos materiais, e avaliações dos comportamentos naturais ou antrópicos, parte-se do princípio de que a morfometria e a morfologia interferem nas características dos materiais e nos processos.

A correlação entre a clinometria da encosta e a frequência de movimentos de massa foram destacadas por Guidicini e Nieble (1976) e por Fiori e Carmignani (2009). Essa relação é objeto de estudo há décadas por meio da aplicação da equação de Coulomb, que indica que o aumento da declividade da vertente implica a diminuição do fator de segurança (FERNANDES e AMARAL, 2010). Outros estudos relacionados às formas das vertentes em planta e ao papel que exercem na geração de zonas de convergência e divergência dos fluxos superficiais e subsuperficiais foram destacados por Fernandes e Amaral (op. cit). Dentre esses estudos, os autores destacaram os trabalhos de Dunne (1970), Coelho Netto (1985), Wilson e Dietrich (1987) e outros, que estudaram o papel desempenhado pelos *hollows* na concentração dos fluxos d'água e sedimentos e Dietrich e Dunne (1978), Tsukamoto et al. (1982), Lacerda e Sandroni (1985) e outros, que mostram que tais condições de convergência de fluxos tornam os *hollows* seguimentos preferenciais da paisagem para ocorrência de movimentos de massa.

Uma série de fatores deve ser considerada nos estudos de movimentos de massa nos *hollows*, visto que os escorregamentos, por exemplo, podem estar associados à mudança de ruptura da forma, seja ela no topo ou na frente de saturação da base da vertente, ou até mesmo ao fato de a inclinação estar associada a um parâmetro intrínseco do material, capaz de suportar maior ou menor inclinação.

Colangelo (1996) reuniu as todas as características das vertentes elencadas até então em uma proposta ainda mais completa. O referido autor estabeleceu a relação entre as feições mínimas e escorregamentos, fundamentado nos padrões geométricos das vertentes. Dentre as combinações possíveis, a serem discutidas posteriormente, destaca-se a combinação visão vertical x visão horizontal de superfícies geométricas distintas, que resulta em diferentes compartimentos que indicam a direção preferencial do escoamento superficial. Goulart (2005) utilizou a caracterização dos fluxos hídricos no Maciço Central de Vitória – ES, que todos os

anos recebe elevados valores de precipitação e apresenta instabilidades morfodinâmicas em decorrência das características morfológicas e morfométricas de seu sítio. A compartimentação realizada permitiu estabelecer a direção dos fluxos superficiais como um dos fatores na avaliação de ocorrência de escorregamentos.

Somada a esses condicionantes, destaca-se ainda a influência climática e da precipitação sobre as vertentes. Ambientes com precipitação e temperaturas elevadas tendem a ter solos mais espessos, devido às alterações que ocorrem nas rochas, característica que pode ser observada na região Sudeste do Brasil. Outra característica é a topografia acidentada, que interfere no gradiente pluviométrico, decorrente do fator orográfico, influenciando também a pedogênese. Durante o verão no Sudeste, é comum a associação entre precipitação e escorregamentos, devido à intensa pluviosidade, que, quando associada aos demais condicionantes já mencionados, provocam queda na resistência dos materiais que compõem a vertente, ocasionando escorregamentos que podem se tornar catastróficos em decorrência de um padrão de ocupação nas vertentes, que prioriza a modificação de sua forma e inclinação, embora os escorregamentos também possam ocorrer sem interferência antrópica.

Tatizana et al. (1987) analisaram os escorregamentos ocorridos na Serra do Mar, em Cubatão, por um período de 30 anos, e estabeleceram uma correlação numérica entre a chuva acumulada que ocasiona a saturação do solo e as precipitações horárias que provocam escorregamentos. A conclusão do estudo aponta que as chuvas acumuladas de 04 dias seriam as mais efetivas na preparação do terreno ao processo de escorregamento. Já no estudo de Tavares et al. (2004), que analisaram o comportamento pluvial no litoral norte do Estado de São Paulo, na região da Serra do Mar, durante as ocorrências de movimentos de massa do período de 1991 a 2000, concluíram que a maior parte dos movimentos de massa, em torno de 70%, foram registrados com chuva acumulada igual ou superior a 120 mm em 72 horas (TOMINAGA, 2007).

Godois (2011), em monitoramento realizado na Vila Albertina, zona Norte da cidade de São Paulo, concluiu que para a encosta analisada sofrer escorregamentos, terço médio e inferior, é necessário uma chuva acumulada de 30 dias em torno de 150 mm, e, quando essa chuva ultrapassa 250 mm, a área superior da encosta também

escorrega. Em outro estudo, realizado em taludes coluvionares localizados na região nordeste do Rio Grande do Sul, Perazzolo (2003) utilizou o software GeoStudio Seep/W para simular o comportamento das chuvas e dos taludes estudados. Os resultados indicaram que é necessária uma chuva de grande intensidade, próxima a da intensidade relatada na época do escorregamento, 180 mm em 16 horas, por um período mínimo de 8 horas de duração para elevar o nível do lençol freático a níveis críticos.

Guidicini e Iwasa (1976) mostraram que a probabilidade de escorregamento é aumentada quando a chuva ultrapassa 250 mm em 24 horas, independentemente de precipitação antecedente.

Conforme apresentado, a precipitação é sem dúvida um importante condicionante de escorregamento. As pesquisas e os trabalhos de monitoramento têm indicado que o método utilizado para avaliação do limiar de chuva deve conter o acumulado de chuva e não apenas a quantidade em milímetros, isso porque o solo leva um tempo para absorver a água.

De qualquer forma, os volumes precipitados necessários para desencadear escorregamentos dependem de outros condicionantes e podem variar de uma vertente para outra em função de sua forma, orientação e outras características. A presença de vegetação na vertente é uma delas. Ainda que a relação entre escorregamentos e períodos de alta pluviosidade seja inegável, o desmatamento e outras formas de interferência antrópica têm sido reconhecidos como processos desencadeadores de tais fenômenos (FIORI e CARMIGNANI, 2009).

É difícil avaliar as influências da cobertura vegetal natural na estabilidade das encostas, mas alguns aspectos merecem ser investigados: resistência do sistema solo-raiz, peso da cobertura vegetal e força de arrasto do vento, atuando nas copas das árvores. Esses parâmetros mencionados têm seus efeitos avaliados e são representados no cálculo do fator de segurança de estabilidade de vertentes (FIORI e CARMIGNANI, 2009).

O Quadro 2, a seguir, apresenta as principais características benéficas e adversas proporcionadas pela cobertura vegetal arbórea, quando considerada a estabilidade das vertentes.

Os efeitos positivos e negativos apresentados devem ser considerados quando associados à inclinação das vertentes e características dos solos, porque variam de um local para outro. Existe consenso generalizado de que as florestas desempenham importante papel na proteção do solo e o desmatamento ou abertura de clareiras pode promover não só a erosão, mas também movimentos coletivos de solo (FIORI e CARMIGNANI, 2009).

QUADRO 2. INFLUÊNCIAS GERAIS DA VEGETAÇÃO ARBÓREA EM ENCOSTAS – COMPARAÇÃO.

Efeitos Positivos	Efeitos Negativos
- Diminui a quantidade e velocidade de água da chuva que alcança o solo diretamente, devido à interceptação da folhagem;	- Parte da água da chuva fica presa nas folhas, evapora e outra chega ao solo através de gotas de grandes dimensões que ficam presas a serrapilheira;
- A remoção da umidade do solo pela evapotranspiração acarreta um aumento da resistência ao cisalhamento do solo, provocado também pelo aumento da coesão do conjunto solo-raiz;	- A presença de raízes pode gerar o efeito cunha que corresponde à pressão lateral causada por essas ao penetrar em fendas, fissuras e canais do solo ou rocha;
- O peso das árvores perpendicular ao talude tenderá a incrementar a resistência ao cisalhamento do solo;	- A força do vento agindo sobre a vegetação pode provocar o efeito alavanca (força cisalhante transmitida pelos troncos das árvores quando suas copas são atingidas por ventos);
- O revestimento reduz a erosão superficial, reforça as margens de rios e canais e melhora as condições de estabilidade das encostas;	- A presença de vegetação em solos residuais passa a contribuir negativamente na estabilidade de vertentes, pois promove maior infiltração;
- A presença de vegetação facilita a infiltração recarregando o lençol freático.	- A abertura provocada por raízes contribui para aumentar a quantidade de água no solo, aumentando sua saturação em períodos chuvosos. Porém em períodos de seca ou estiagem, ela reduz o nível do lençol freático quando existente.

Fonte: LEMES (2001); TABALIPA e FIORI (2008); POLIVANOV e BARROSO (2011). Organizado pela autora.

Dos efeitos positivos apresentados, destaca-se o terceiro item, que pode ser considerado negativo, quando o peso das árvores poderá contribuir também para a diminuição da resistência ao cisalhamento do solo, quando considerados eventos de escorregamentos. O quarto item do quadro de ambas as colunas pode ser analisado como negativo, uma vez que a presença de árvores e serrapilheira favorecem a infiltração. Ploey (1985) argumenta que em períodos muito chuvosos, quando a evapotranspiração é negligenciável, a presença da floresta pode favorecer grandes escorregamentos, pois os sistemas radiculares aumentam a condutividade hidráulica dos solos e grandes quantidades de água são armazenadas no manto de alteração.

Conforme já destacado, a ação humana constitui outro condicionante a ser discutido. A ação do homem é vista por diversos autores como importante agente modificador da dinâmica natural do relevo e, por conseguinte, da estabilidade das vertentes. A ocupação desordenada nas vertentes íngremes brasileiras tem provocado inúmeros acidentes (TOMINAGA, 2009). Fernandes e Amaral (2010) alegam que a acentuada incidência de deslizamentos ocorre devido a cortes realizados para implantação de residências e estradas, desmatamentos, atividades de mineração e extração de rochas, disposição final do lixo e das águas servidas, com grandes danos associados.

Os escorregamentos fazem parte da dinâmica natural dos ambientes de encosta, e, devido às alterações antrópicas e à ocupação em áreas com alta suscetibilidade, todos os anos ocorrem tragédias com elevado número de vítimas em todo o mundo. Evitar a ocorrência desses eventos é impossível. Contudo, com a adoção de medidas preventivas, os danos podem ser minimizados (TOMINAGA, 2009, FIORI e CARMIGNANI, 2009).

2.2.1 ARGILOMINERAIS E ESCORREGAMENTOS

Algumas características dos argilominerais, como expansibilidade e plasticidade, uma vez investigadas, podem ser relacionadas a movimentos de massa e aplicações geotécnicas.

A importância dos argilominerais no solo deve-se a sua peculiar e significativa contribuição as propriedades físicas (textura, estrutura, consistência, permeabilidade, expansão e contração etc.) e às propriedades químicas (disponibilidades de nutrientes, CTC, pH, sorção etc.) do solo, decorrentes, principalmente, do seu pequeno tamanho de partícula (propriedades coloidais), elevada área superficial e reatividade de superfície (KAMPF et al, 2012).

Os argilominerais silicatados são divididos em dois tipos: expansivos (2:1), como a illita, esmectitas, vermiculita e montmorilonita, por exemplo, e não expansivos (1:1), como caulinita e haloisita. A expressão “argilomineral tipo 1:1 ou 2:1” refere-se à unidade estrutural do mineral, ou seja, argilominerais 1:1 estão unidos por ligação eletrostática entre os O e OH de camadas adjacentes, enquanto que os argilominerais 2:2 unem-se por meios de cátions (K, Ca, Mg, etc.), ou grupos de

laminais hidróxido octaedrais, posicionados entre camadas nesses argilominerais que apresentam excesso de carga negativa na camada, ou ainda devido à força de van der Waals naqueles sem carga na camada (KAMPF, 2012).

Nos solos tropicais predominam argilominerais silicatados do tipo 1:1, e, com certa frequência, tem sido enfatizada também na literatura a importância de minerais do grupo dos óxidos, principalmente de ferro e alumínio, nas propriedades físicas e químicas dos solos tropicais. Os solos que possuem fração argila quando composta majoritariamente por óxidos e hidróxidos de Fe e Al não são tão plásticos e difíceis de serem trabalhados e apresentam condições favoráveis às plantas, desde que retenham água. Neste contexto, situam-se os Latossolos, usualmente de constituição mineralógica mais rica em óxidos, em comparação com os outros solos. Mesmo assim, estimativas realizadas com cerca de 46 amostras de horizontes B latossólicos brasileiros indicaram que a fração argila é predominantemente constituída principalmente por caulinita, óxidos de ferro (goethita e hematita), óxidos de alumínio (gibbsita) e outros silicatos (KAMPF et al, 2012).

A alta frequência da ocorrência de caulinita nos Latossolos deve-se à possibilidade de sua formação a partir de diferentes minerais, desde que haja remoção parcial de cátions básicos e de sílica. O processo de dessilicação parcial, dominante nas regiões de clima quente e úmido, favorece a estabilidade da caulinita (monossilicização) nos solos (KAMPF et al, 2012).

Os óxidos de Fe, principalmente hematita e goethita, estão relacionados aos fenômenos de estruturação e agregação dos solos, podendo conferir-lhes características desejáveis, tais como maior permeabilidade da água e maior resistência à erosão (CORREA et al., 2008).

Embora pouco numerosos no Brasil, há estudos que relacionam o comportamento dos argilominerais aos escorregamentos. Um dos trabalhos que tratam dessa questão é o de Furian et al (2002). Os autores investigaram a mineralogia de um Latossolo Vermelho da Serra do Mar por meio da difração de raios-X e micromorfologia, constatando que a gibbsita e a caulinita predominavam no solo amostrado. A condição encontrada no perfil do solo demonstrava que o saprólito era gibbsítico e havia várias camadas internas de caulinita nesse material gibbsítico e caulinita nos horizontes superficiais.

Furian et al. (2002) atestaram que em condições normais a gibbsita ocuparia a parte superior do solo, e a caulinita as áreas com drenagem deficiente. De acordo com os autores, essa anomalia foi atribuída aos movimentos de massa frequentes na área e as alterações na drenagem, distribuição e tamanho dos poros que condicionam os fluxos hídricos.

Pereira et al. (2010) analisaram Latossolos Vermelhos, Vermelho-Amarelos e Cambissolos e constataram, dentre outras análises efetuadas, por meio de difratograma de raio-x e micromorfologia, que os Cambissolos possuem maior proporção de caulinita e illita na fração argila que coexistem com gibbsita e vermiculita entre camadas, quando comparado com os Latossolos analisados. Na fração argila dos Latossolos, foi constatada a coexistência de argilominerais do tipo óxidos de Fe e Al com elevadas proporções de gibbsita do que illita.

Machado (2013) relacionou movimentos de massa à fração mineralógica da argila. A autora utilizou a análise petrográfica, a difração de raios-X e análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV) para obter a mineralogia dos solos amostrados. O argilomineral caulinita se fez presente em todas as análises, porém apresentou características distintas. A interpretação dos difratogramas e associação com demais características levantadas apontaram que o referido argilomineral é um dos responsáveis pela maior coesão dos materiais amostrados devido à forma equigranular de seus aglomerados, o que contribuiu para menor deslocamento das massas mobilizadas. Porém, em outra situação, o argilomineral caulinita apresentou hábito lamelar com tamanho avantajado, o que conferiu uma característica plástica ao solo. A autora atribui o volume e o alcance do material deslizado a essa condição mineralógica verificada.

Constata-se, portanto, que a mineralogia das argilas influencia no comportamento hídrico-mecânico do solo, fato que, dentre outros fatores citados anteriormente, pode levar a ocorrência de escorregamentos (FURIAN et al., 2002).

2.2.2 A ÁGUA NO SUBSOLO

O modo como as precipitações se distribuem ao longo do ano é um fator decisivo para a recarga das águas subterrâneas em qualquer tipo de terreno e está

diretamente relacionado à maior ou menor velocidade da infiltração, ou seja, chuvas bem distribuídas promovem infiltrações maiores, pois a velocidade de infiltração acompanha a de precipitação, enquanto chuvas torrenciais favorecem o escoamento superficial direto, pois a taxa de infiltração não vence o grande volume de água precipitada em curto intervalo de tempo (KARMANN, 2009).

O deslocamento da água subsuperficial em meio poroso dos solos depende, principalmente, da quantidade de vazios, da força gravitacional, da organização dos grãos, e ocorre devido à diferença do potencial hidráulico dos diferentes pontos. Nesse caso, a água se desloca de pontos de maior potencial para aqueles de menor potencial. Esta pressão exercida pela coluna de água pode até causar fluxos ascendentes de água subterrânea, contrariando a gravidade (KARMANN, 2009).

A organização da estrutura, considerando tanto a organização dos grãos ou partículas, quanto à organização e forma dos agregados e também dos minerais da fração argila, auxilia a compreender o comportamento hídrico do solo.

No subsolo, a água pode estar ligada aos grãos por dois processos: o de capilaridade, que equivale à retenção de água nos poros, associado a uma interface curva água-ar, e o de adsorção, processo responsável pela retenção de água nas superfícies dos sólidos do solo, como películas envoltórias oriundas de fortes ligações químicas (LIBARDI, 2010). Nos Latossolos, os macroporos correspondem ao espaço entre um agregado e outro, e os microporos estão no interior dos agregados.

Empiricamente, os poros do solo têm sido classificados por meio de seus raios, pois não há uma classificação e terminologia padrão. Consideram-se poros grandes aqueles com diâmetro maior que 60 μm . Estão relacionados à infiltração de água, aeração do solo e crescimento de radículas. Os poros médios possuem entre 60 μm e 10 μm de diâmetro, têm efeito sobre a condução da água e no crescimento de pêlos radiculares, enquanto que os poros pequenos, de diâmetro entre 10 μm e 0,2 μm , têm relação com o armazenamento de água disponível. Há, ainda, superfícies higroscópicas e partículas coloidais que armazenam água, mas não disponível (LIBARDI, 2010).

Em relação à estabilidade das vertentes, a água influencia fortemente na pressão neutra, na pressão de percolação e na remoção do elemento aglutinante ou cimento do solo em solução, diminuindo, assim, sua coesão (FIORI e CARMIGNANI, 2009). A instabilidade, a presença de água nos vazios do solo, após eventos de chuva, leva à saturação, resultando no incremento do peso do solo e, como consequência, das tensões mobilizadas paralelas a superfície de ruptura, além de redução da coesão aparente pela eliminação das tensões de sucção, que tendem a manter as partículas do solo mais coesas quando não se encontra saturado (POLIVANOV e BARROSO, 2011).

Dada a importância que esse condicionante desempenha, vale ressaltar que, para conhecer a facilidade com que a água pode fluir em determinado tipo de solo, a condutividade hidráulica (k) é o parâmetro de mensuração utilizado. Com os valores obtidos nesse ensaio, é possível relacioná-los à porosidade, à estrutura, à textura e ao comportamento mecânico do solo. Essa relação que será apresentada adiante neste trabalho.

2.2.2.1 POTENCIAL MÁTRICO DA ÁGUA NO SOLO

O solo retém água no seu espaço poroso com forças cujas intensidades aumentam conforme o seu conteúdo de água diminui. Essas forças, por se manifestarem devido à presença da matriz (sólidos orgânicos e minerais) do solo, são denominadas forças mátricas, relacionadas aos fenômenos de capilaridade e adsorção (LIBARDI, 2010).

Há dois tipos de força mátrica: as forças capilares, que retém água nos poros capilares dos agregados de partículas, e as forças de adsorção, que retém água nas superfícies das partículas do solo. Quantificar a contribuição de cada uma dessas forças no potencial mátrico é impossível, porém, pode-se dizer que, logo após a drenagem livre de um solo saturado no campo, as forças capilares dominam. Todavia, à medida que o solo seca, a adsorção vai adquirindo maior importância (LIBARDI, 2010).

O potencial mátrico pode ser avaliado pelo trabalho que se deve realizar a unidade de volume de água retida num solo não saturado pelas forças mátricas e torná-la livre, como água padrão (LIBARDI, 2010).

Conforme apresentado, a variabilidade no arranjo poroso dos solos leva a diferentes condições de retenção de água, e conseqüentemente às variações do potencial mátrico (PACHECO et al, 1994). Esse potencial é utilizado, principalmente, para avaliar a disponibilidade de água no solo para as plantas. Entretanto, conhecer a variabilidade do mesmo em diferentes profundidades do solo é importante também para os estudos de estabilidade de vertentes, pois as interpretações conjuntas com a mecânica dos solos contribuem para caracterizar o comportamento da água no solo, indicando situações de saturação que podem condicionar o surgimento de rupturas.

Considerando a relação existente entre o conteúdo de água no solo, sua condutividade hidráulica, potencial mátrico da água nele contida e drenabilidade do solo, quatro faixas de disponibilidade de água para as plantas podem ser definidas (van LIER, 2010):

- 1) Solo muito úmido (com conteúdo de água que excede a capacidade de campo). Capacidade máxima de armazenamento de água (umidade do solo saturado, em que o potencial é igual a zero);
- 2) Solo úmido (conteúdo de água entre a “capacidade de campo” e o “conteúdo crítico de água”). Capacidade de campo (CC) corresponde à máxima quantidade de água que um solo é capaz de reter em condições normais de campo, quando diminui significativamente a ação gravitacional. Para Latossolos e Neossolos Quartzarênicos a CC é de -10 kPa e para outros solos é de aproximadamente -33 kPa (RUIZ et al., 2003).
- 3) Solo seco (conteúdo de água entre o “conteúdo crítico de água” e o “ponto de murcha permanente”). Ponto de murcha permanente (PMP) é o potencial em que o fluxo de água no solo não atende à demanda atmosférica da planta. É a água do solo retida a -1500 kPa.
- 4) Solo muito seco (conteúdo de água menor do que no “ponto de murcha permanente”). Água não disponível, varia entre o PMP e o solo seco em estufa.

Além dessas faixas apresentadas, podem ser considerados também intervalos entre a capacidade máxima de armazenamento do solo e a CC, o que corresponde à água sujeita a drenagem, e o teor de água retido entre a CC e o PMP, que equivale à água disponível.

Os valores de tensões aplicados são equivalentes àqueles cuja finalidade é identificar a quantidade de água disponível no solo para as plantas. Lier (2010) e Lepsch (2011) destacam que os conceitos envolvendo essa temática, a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente, utilizados na Física do Solo, são muito discutidos, apresentam aspectos positivos e negativos, e, na prática, são também muito utilizados. De modo simplificado, a capacidade de campo corresponde ao conteúdo de água (massa ou volume) que permanece no solo dois a três dias depois de ter sido saturado com água, desde que a drenagem livre seja desprezível (LEPSCH, 2011).

O ponto de murcha permanente foi definido como a quantidade máxima de água retida por um solo, no qual certas plantas indicadoras, que crescem nesse solo, irão deixar de recuperar a turgescência, quando colocadas em um ambiente com ar saturado de umidade. É estimada pelo conteúdo de água retido a -1500 kPa ou 15 atm (LEPSCH, 2011).

2.2.3 FORMAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS

Os solos são formados, dentre outros fatores, devido à influência do clima, dos organismos e do relevo sob os materiais de origem das rochas. Naturalmente, os solos são diversificados, e, devido às distintas características que apresentam, são definidos e caracterizados por diferentes áreas do conhecimento, cada qual com seu objetivo. Neste trabalho, utilizar-se-á a definição proposta pela EMBRAPA (2006), que considera o solo como uma coleção de corpos naturais, tridimensionais, dinâmicos, constituídos por partes sólidas, líquidas e gasosas, formados por materiais minerais e orgânicos que ocupam a maior parte do manto superficial das extensões continentais da Terra, contém matéria viva e pode ser vegetado na natureza, em que ocorrem, e, eventualmente, terem sido modificados por interferências antrópicas.

Os solos são constituídos por partículas sólidas (minerais e orgânicas), água e espaços vazios preenchidos por ar. O tamanho das partículas que compõem o solo varia muito, porque as rochas são constituídas de minerais que respondem de modo diferente ao intemperismo. Alguns são mais resistentes, como o quartzo, e outros menos, como o feldspato. Essa característica, somada a outras, permite inferir o estágio de decomposição dos mesmos.

O intemperismo e a pedogênese contribuem para a formação dos horizontes que recobrem a rocha. Essa, uma vez alterada, é sobreposta pelo solo residual jovem, ou saprolito, que é um material arenoso, enquanto o material mais intemperizado ocorre acima do saprolito e é denominado solo residual maduro, o qual contém maior percentagem de argila (ORTIGÃO, 2007).

Os processos pedogenéticos, atualmente, têm sido considerados como um dos fatores de formação do solo. Desse modo, um solo pode ter suas características físicas, morfológicas, químicas e até mineralógicas comandadas pelos processos pedológicos (auto-evolução). Isso explica o fato de o solo residual poder manter mais semelhanças com as características da rocha que o originou.

Os horizontes do solo variam de acordo com os processos pedogenéticos atuantes. As características morfológicas dos horizontes podem subsidiar interpretações acerca de escorregamentos e investigações geotécnicas. Os Latossolos, por exemplo, são solos bem desenvolvidos, profundos, sem horizonte de acúmulo de argila e apresentam uma estrutura em microagregados granulares, ou agregados em blocos que se subdividem em microagregados granulares e, por isso, espera-se uma configuração de drenagem contínua e sem descontinuidades hidráulicas entre o horizonte superficial e o subsuperficial B latossólico.

Neste trabalho, a caracterização dos horizontes auxiliou a interpretação do comportamento hídrico-mecânico do solo. Esta etapa de investigação está implícita no segundo nível de abordagem, estrutura superficial da paisagem, conforme proposto por Ab'Saber (1969).

2.2.3.1 COMPORTAMENTO MECÂNICO DO SOLO

O texto que segue, e o referente aos próximos dois itens, tratam do comportamento e da influência que a água exerce no solo, associado aos dados do campo, principalmente sobre a fração argila dos mesmos. Para compreender essa relação, ensaios laboratoriais foram realizados com o propósito de caracterizar o solo da vertente que sofreu escorregamento. Os dados obtidos com essa caracterização detalhada auxiliaram a atingir os objetivos propostos nesta pesquisa.

A presença de materiais argilosos em um solo indica que esse pode ser remoldado na presença de alguma umidade sem desagregar. Essa natureza coesiva é causada pela adesão da água ao redor das partículas de argila (DAS, 2011). Com teores de umidade muito baixos, o solo se comporta como um sólido, como, por exemplo, as cerâmicas. Quando o teor de umidade é muito alto, o solo pode adquirir o comportamento de um fluido. Dependendo do teor de umidade, o comportamento do solo pode ser dividido em quatro estados básicos – sólido, semissólido, plástico e líquido (DAS, 2011; FIORI e CARMIGNANI, 2009; ORTIGÃO, 2007).

A transição do estado sólido para o semissólido é definida como limite de contração. Já o ponto de transição do estado semissólido para o estado plástico é o limite de plasticidade, enquanto do estado plástico para o líquido é o limite de liquidez. Esses parâmetros são conhecidos como limites de Atterberg (DAS, 2011; FIORI e CARMIGNANI, 2009; ORTIGÃO, 2007). Para fins geotécnicos, estabelecer esses limites auxilia a compreensão das interações entre a água e a argila, pois acabam refletindo uma série de propriedades dos solos finos, permitindo a classificação de cada amostra. A variação de umidade, que pode provocar retração e expansão das argilas, pode gerar internamente fissuras que permitam a infiltração da água, o que pode contribuir para perda de resistência do material. Portanto, estabelecer os limites de Atterberg em áreas sujeitas a escorregamentos auxilia nas investigações e interpretações que levaram à ocorrência do evento.

2.2.3.2 LIMITES DE ATTERBERG

O limite de liquidez corresponde ao teor de umidade de um solo em que o mesmo começa a se comportar como um líquido viscoso. É determinado, dentre outros

métodos, utilizando o aparelho de Casagrande, e o ensaio é realizado adotando-se diferentes umidades para a amostra de solo. Já o limite de plasticidade é determinado pela porcentagem de umidade para a qual o solo começa a se fraturar ao se tentar moldar um cilindro de 3 mm de diâmetro com cerca de 10 cm de comprimento. Ambos os procedimentos descritos serão discutidos adiante.

Uma vez determinados os limites de liquidez e plasticidade, pode-se obter o índice de plasticidade (IP). Esse índice indica a plasticidade do solo por meio de classificação específica, variando de não plásticos a extremamente plásticos (Quadro 3). Geralmente ele é maior nas argilas e nulo para as areias (FIORI e CARMIGNANI, 2009).

QUADRO 3. CLASSIFICAÇÃO DOS SOLOS EM FUNÇÃO DO ÍNDICE DE PLASTICIDADE.

Denominação	Índice de Plasticidade
Não plásticos	$IP < 1$
Levemente plásticos	$1 < IP < 7$
Moderadamente plásticos	$7 < IP < 17$
Altamente plásticos	$17 < IP < 35$
Extremamente plásticos	$IP > 35$

Fonte: IAEG, 1979 *apud* FIORI E CARMIGNANI, 2009.

De modo geral, quanto maior for o índice de plasticidade, maiores serão os problemas de engenharia relacionados ao uso do solo como material de suporte de edificações, estradas e outros. Deste modo, reconhece-se a importância dos ensaios de limite de liquidez e plasticidade na avaliação do comportamento do solo sob diferentes condições de umidade, o que permite inferir, ainda, a suscetibilidade do mesmo ao cisalhamento.

CAPÍTULO 3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 O MÉTODO TRIPARTITE DE AB'SABER

A proposta tripartite de Ab'Saber (1969) surge em um contexto em que os estudos geomorfológicos voltavam-se ao conhecimento de formas de relevo originadas no período Quaternário, devido à atuação de diferentes processos geomorfológicos, hidroclimatológicos, pedogenéticos e outros. Em seu artigo “Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário”, o autor propõe três níveis de tratamento que considera fundamental nas pesquisas geomorfológicas:

Em um primeiro nível de considerações, a Geomorfologia é um campo científico que cuida do entendimento da compartimentação da topografia regional, assim como da caracterização e descrição das formas de relevo de cada um dos compartimentos estudados (AB'SABER, 1969, p.01-02);

Em um segundo nível de tratamento, a Geomorfologia procura obter informações sistemáticas sobre a estrutura superficial das paisagens referentes a todos os compartimentos e formas de relevo observado. Através desses estudos, obtêm-se idéias da cronogeomorfologia e as primeiras proposições interpretativas sobre a sequência de processos paleo-climáticos e morfoclimáticos quaternários da área estudada (AB'SABER, 1969, p.02);

Em um terceiro nível, a Geomorfologia moderna cuida de entender os processos morfoclimáticos e pedogênicos atuais. Procura compreender globalmente a fisiologia da paisagem através da dinâmica climática e ao invés de estudar os resultados cumulativos dos eventos quaternários inclusos na estrutura superficial da paisagem pretende-se observar a funcionalidade atual e global desta mesma paisagem (dinâmica climática e hidrodinâmica) marcada por influências antrópicas (AB'SABER, 1969, p.02).

A proposta metodológica desenvolvida neste trabalho segue esses três níveis de abordagem considerados fundamentais nas pesquisas geomorfológicas por Ab'Saber (1969), denominados compartimentação topográfica; estrutura superficial da paisagem; e fisiologia da paisagem.

A compartimentação topográfica pode ser definida como um conjunto de formas com características semelhantes, o que leva a inferir que tenham sido configuradas por condições morfogenéticas ou morfoclimáticas que apresentem relações litoestratigráficas ou que tenham sido submetidas a eventos tectodinâmicos similares (CASSETI, 2001). Em uma vertente, a compartimentação morfológica é arbitrariamente escolhida em função de seus atributos morfométricos e interação

com a paisagem local. Neste trabalho, os compartimentos a serem identificados serão definidos pela distribuição de setores com arranjos morfológicos/morfométricos atuantes como dispersores ou concentradores de fluxos superficiais. Uma vez definidos os compartimentos, será possível identificar áreas mais suscetíveis a movimentos de massa e áreas mais estáveis. A condição de estabilidade de uma encosta pode assegurar o padrão de uso e ocupação recebidos, e avaliar tal condição contribui para o uso racional da vertente.

A estrutura superficial da paisagem refere-se a toda forma de depósito, materiais litológicos e/ou pedogenéticos verificados ao longo das vertentes ou dos compartimentos identificados. Geralmente esses depósitos foram e são alterados por processos erosivos, perturbações tectônicas e oscilações climáticas. Assim, este segundo nível de abordagem propõe ainda associar os diferentes materiais identificados com a morfodinâmica atual e com o comportamento processual da transferência de materiais ao longo da área. Casseti (2001) argumenta que o estudo da estrutura superficial só pode ser feito mediante observação de campo, utilizando-se de cortes de estrada, abrindo trincheiras ou efetuando tradagens, embora esse último procedimento deforme a amostra.

O terceiro nível de abordagem proposto por Ab'Saber (1969) pressupõe conhecimento dos dois níveis antecedentes. Entende-se por fisiologia da paisagem o estudo da situação do relevo atual, fruto das relações morfodinâmicas e interações antrópicas, tendo como principais objetivos entender os processos morfoclimáticos e pedogenéticos atuais, bem como o comportamento e resposta dos mesmos diante de ações antrópicas. Neste trabalho, foram estabelecidas conexões entre os materiais que compõem essa estrutura superficial com as ações morfodinâmicas com o propósito de identificação das variáveis primordiais no controle dos movimentos de massa sobre a vertente (causalidade), abrangência de seus efeitos (extensão) e a distribuição espacial na área (localização), a fim de permitir uma representação cartográfica de tais arranjos e sua qualificação relativa ao uso e ocupação, instrumento importante à gestão do espaço.

A análise integrada do relevo é uma abordagem aqui voltada ao reconhecimento da paisagem como parcelas espaciais que, segundo Ferreira e Rossini-Penteado (2011), são resultantes da integração dinâmica, portanto instável, de componentes

relativamente homogêneos de suporte e cobertura, compreendendo elementos físicos (processos geológicos, pedológicos, geomorfológicos e climatológicos), biológicos (vegetação) e antrópicos (sistemas socioeconômicos).

A representação cartográfica desses elementos contempla os compartimentos e suas respectivas características: direção preferencial de fluxos superficiais de acordo com o ângulo de inclinação, morfologia e morfometria das duas vertentes que compõem o anfiteatro e também as características geomorfológicas.

Esse produto auxiliou na identificação de processos geomorfodinâmicos que interferem na estabilidade das vertentes, e permite, juntamente com outras características levantadas, indicar condições de estabilidade. Permite identificar também potencialidades ambientais, que correspondem à existência de características que podem ser apropriadas de forma racional e gerar uma relação entre homens e relevo em que ambos sejam beneficiados. De um lado, a forma natural segue seu processo evolutivo em uma margem de estabilidade, e de outro o homem estabelece atividades seguras para si e para seus bens (MONECHE, 2012).

Desse modo, os estudos do conjunto das parcelas que formam o sítio em análise permitem considerar a espacialidade dos fatores ambientais nas avaliações qualitativas multidisciplinares de maneira não paramétrica, com cada componente da paisagem visto isoladamente, como requer a análise de vulnerabilidades geomorfodinâmicas a movimentos de massa.

3.2 O MODELO DE FEIÇÕES MÍNIMAS

Nesta pesquisa, a análise de feições mínimas equivale ao 1º nível de abordagem, compartimentação, como proposto por Ab'Saber (1969). Definida a compartimentação, a área amostral para análise do segundo e terceiro níveis foi delimitada.

O modelo de Feições Mínimas, proposto por Colangelo (1996), é fundamentado nos padrões geométricos das vertentes, e foi inspirado por alguns conceitos e definições apresentados por Hack e Goodlett (1960), Throeh (1965) e Ruhe (1975). Feições

Mínimas devem ser entendidas como feições do relevo geometricamente mais simples e não como as menores feições do relevo (COLANGELO, 1996).

A idéia central do modelo de Feições Mínimas é transformar um trecho de superfície do terreno em um equivalente em que toda a complexidade geométrica apresentada pelas formas de relevo possa ser reduzida a nove tipos básicos, combinação realizada entre o perfil vertical e o perfil horizontal a partir dos quais é feito o levantamento morfométrico, ou seja, morfometria controlada por um suporte morfológico, que, devido a essas características, direcionam de modo diferente o escoamento superficial (COLANGELO, 1996). O referido modelo segue três premissas fundamentais:

- 1) uma análise morfométrica do terreno (quantitativa) comandada pela análise geomorfológica (COLANGELO, 1996, p. 29);
- 2) análise morfológica referente a unidades de relevo cujas formas sejam as mais simples do ponto de vista geométrico (COLANGELO, 1996, p. 29);
- 3) elaboração de taxonomia morfológico-morfométrica do relevo, universalmente aplicável, que viabilize a análise comparativa dos diversos padrões de vertentes (COLANGELO, 1996, p. 29) .

A geometria das formas de relevo, além de regular o comportamento da inclinação e da orientação das vertentes, tem importante participação no controle dos tipos e da dinâmica dos fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais. A partir das relações entre geometria da vertente e hidrodinâmica de superfície de cada um dos nove tipos de formas elementares (Figura 7), fez-se corresponde a um padrão específico de escoamento superficial (Figura 8) (COLANGELO, 1996).

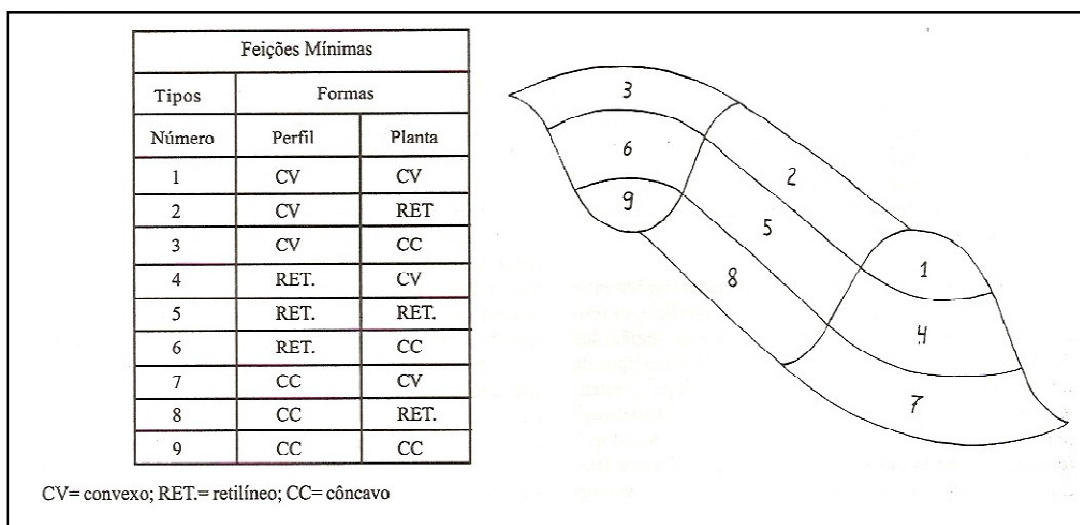


Figura 7. Unidade Ideal de Relevo e suas Componentes Elementares. Fonte: Colangelo (1996).

A combinação do perfil vertical com o horizontal indica a mudança na geometria da vertente. O perfil vertical representa a curvatura das vertentes, indicando as áreas côncavas, convexas e retilíneas, enquanto o perfil horizontal retrata as curvaturas das isolinhas que compõem a curva de nível. Por meio da observação das curvas de nível, é possível indicar se o fluxo superficial converge, diverge ou é paralelo.

Feições Mínimas				
Tipos	Formas		Fluxo Resultante	Domínio
	Perfil	Planta		
1	CV	CV	Hiperdispersor	Dispersão
2	CV	R	Mesodispersor Longitudinal	
3	CV	CC	Hipodispersor	
4	R	CV	Mesodispersor Radial	
5	R	R	Transição (neutro)	Transição
6	R	CC	Mesoconcentrador Radial	Concentração
7	CC	CV	Hipoconcentrador	
8	CC	R	Mesoconcentrador Longitudinal	
9	CC	CC	Hiperconcentrador	

Figura 8. Feições mínimas das vertentes e domínios hidrodinâmicos. Fonte: Colangelo (1996).

A figura 7 ilustra o arranjo geométrico obtido por meio da combinação entre perfil vertical e horizontal, que define o padrão morfológico que compõe a feição mínima. Os setores 3, 6 e 9 correspondem às áreas côncavas (*hollows* do anfiteatro), e os setores 1, 4 e 7 associam-se a frente de um esporão (áreas convexas – *nose*), enquanto os setores 2, 5 e 8 encontram-se em posição intermediária e correspondem ao *side slope*, laterais das vertentes (COLANGELO, 1996; GOULART, 2005).

A convexidade e a concavidade das formas de relevo são os fatores que condicionam, respectivamente, os padrões de dispersão e concentração de drenagem (COLANGELO, 1996). A análise desses padrões a partir do modelo de feições mínimas resultou em três domínios de fluxos hídricos superficiais: o de dispersão, o de transição e o de concentração, conforme ilustrado na figura 8.

A convexidade das formas de relevo gera duas componentes de dispersão de fluxos diretamente vinculadas a sua geometria. A primeira imposta pelo aumento

progressivo da superfície de escoamento disponível a jusante (escoamento radial), condição que diminui a disponibilidade de água por unidade de área devido ao espalhamento, e a segunda refere-se à aceleração dos fluxos por meio da ação de uma força tangencial à superfície do terreno (dispersão longitudinal), fator esse que dificulta a retenção superficial de água, conseqüentemente reduz os montantes disponíveis para percolação. Quanto ao escoamento superficial vinculado às formas côncavas o raciocínio é o mesmo, mas em sentido oposto (COLANGELO, 1996).

Goulart (2005), baseando-se em Richter (1962) e Kudrnovska (1972), apresenta uma matriz modificada que relaciona o mesmo número de combinações possíveis entre as formas que uma vertente exprime e os padrões de fluxos superficiais (Figura 9). Essa matriz subsidiou a compartimentação geomorfológica apresentada neste trabalho e a representação cartográfica correspondente.

Forma da vertente e dinâmica de escoamento			
Largura \ Comprimento	Convexa	Côncava	Retilínea
Convexa	convexa/ convexa (1)	convexa/ côncava (1)	convexa/ retilínea (1)
Côncava	côncava/ convexa (2)	côncava/ côncava (2)	côncava/ retilínea (2)
Retilínea	retilínea/ convexa (3)	retilínea/ côncava (3)	retilínea/ retilínea (3)
Dinâmica do movimento dos materiais sobre a vertente	DIVERGENTE	CONVERGENTE	PARALELO

Figura 9. Nove combinações de formas de vertentes e padrão de fluxos modificado de Richter (1962) e Kudrnovska (1972). Fonte: GOULART (2005).

No quadro anterior a combinação bimodal presente nas colunas é feita com base no comprimento e na largura respectivamente. Essa ordem de arranjo das curvas de perfil e de nível em uma vertente define qual a dinâmica do movimento dos materiais sobre a superfície em direção à base da forma, favorecendo a informação tridimensional de relevo. A designação do comportamento e do padrão de combinação da geometria da superfície é dada pela codificação que utiliza a primeira letra maiúscula do padrão do fluxo **D**ivergente, **C**onvergente ou **P**aralelo seguido do número indicativo da combinação (**1,2** ou **3**) o que permite em conjunto com outras informações interpretar os tipos de processos morfodinâmicos operantes em um dado local (GOULART, 2005, p. 57).

3.3 ESTABILIDADE DAS VERTENTES

As vertentes ou encostas são espaços físicos situados entre os fundos de vales e os topos ou cristas da superfície crustal, os quais, por sua vez, definem as amplitudes do relevo e seus gradientes topográficos (COELHO NETTO, 2007). Do ponto de vista teórico, a vertente (ou talude – termo geotécnico) se apresenta como uma massa de solo submetida a três campos de forças distintos: forças devidas ao peso dos materiais, forças devidas ao escoamento da água e forças devidas à resistência ao cisalhamento (FIORI e CARMIGNANI, 2009).

O estudo da estabilidade deve levar em conta o equilíbrio entre essas três forças, uma vez que as duas primeiras se somam e tendem a movimentar a massa de solo encosta abaixo, enquanto a última atua como um freio a essa movimentação (FIORI e CARMIGNANI, 2009). Os métodos usados na análise de estabilidade de vertentes consideram que as massas de solos se comportam como um corpo rígido e em equilíbrio, na iminência de entrar em movimento. Para tentar estabelecer essa situação limite, foram desenvolvidas diferentes equações, agregadas à Teoria do Equilíbrio Limite, que, por sua vez, reúne métodos de diferentes pesquisadores que visavam a estabelecê-lo (SILVA, 2013).

De modo geral, todos os chamados métodos do equilíbrio-limite têm por base três princípios: 1) a definição do fator de segurança; 2) o critério de ruptura de Mohr-Coulomb (mais utilizado) ou de Barton; 3) a seleção de uma superfície teórica de ruptura no talude, a superfície de deslizamento.

Com o intuito de facilitar a compreensão física dos fatores intervenientes na estabilidade de uma massa de solo, serão feitas considerações sobre o fator de segurança (FS), o critério de ruptura de Mohr-Coulomb e método Simplificado de Bishop adotado neste trabalho.

3.3.1 FATOR DE SEGURANÇA (FS)

Os métodos analíticos, empregando o equilíbrio-limite, expressam a estabilidade de um talude ou uma vertente por um coeficiente ou Fator de Segurança (FS) (PEREIRA, 2013). Neste tipo de análise, adotam-se as seguintes hipóteses: 1) a superfície de ruptura é previamente conhecida e ocorre ao longo de uma superfície

bem definida (circular); 2) a massa de solo comporta-se como material rígido-plástico na iminência de romper, e, quando rompe, ocorre bruscamente, sem se deformar (DUTRA, 2013).

Entende-se o fator de segurança (Equação 01) como a razão entre a resistência disponível e a resistência mobilizada (SILVA, 2013). O numerador corresponde à resistência ao cisalhamento (τ_{res}) e o denominador as tensões mobilizadas (τ_{mob}) (Figura 10).

(Eq. 1)

$$F_s = \frac{\tau_f}{\tau_d}$$

Onde,

F_s = fator de segurança em relação à resistência

τ_f = resistência média ao cisalhamento do solo

τ_d = tensão de cisalhamento média desenvolvida ao longo da superfície potencial de ruptura

Quanto maior for o valor do fator de segurança acima da unidade, maior é a margem de segurança do talude (SILVA, 2013).

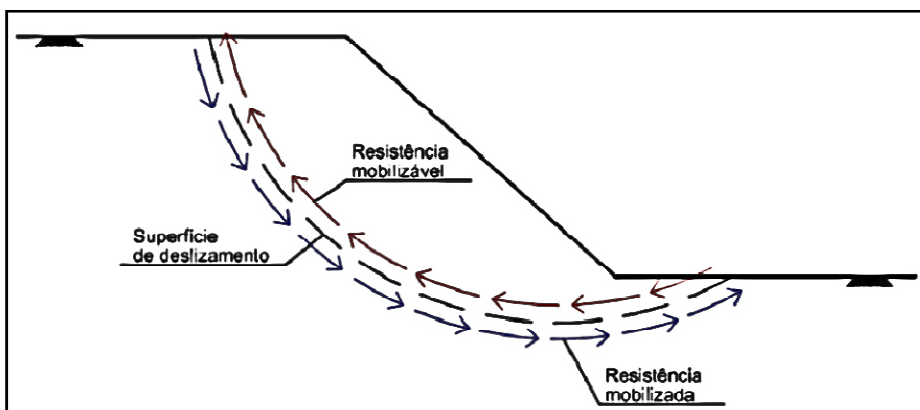


Figura 10. Resistência mobilizável e resistência mobilizada para uma superfície de deslizamento. Fonte: SILVA (2011) *apud* (SILVA, 2013).

3.3.2 O CRITÉRIO DE RUPTURA DE MOHR-COULOMB

Fiori e Carmignani (2009) destacam que, em uma massa saturada de solo, a água que ocupa os vazios está sob pressão, chamada de pressão neutra (u). Essa

pressão atua em sentido contrário à pressão normal (σ_n) em um plano potencial de escorregamento e, assim, a resistência ao cisalhamento sofre uma diminuição por causa da diminuição σ_n . Para a estimativa da resistência ao cisalhamento do solo (numerador do fator de segurança) e a tensão cisalhante que se desenvolve, utiliza-se um critério de ruptura. Usualmente, emprega-se o critério de ruptura de Mohr-Coulomb, definido como (Equação 2):

(Eq. 2)

$$\tau_f = c' + \sigma' \operatorname{tg} \phi'$$

Onde:

τ_f = resistência média ao cisalhamento do solo

c' = coesão

σ' = tensão normal na superfície de ruptura

ϕ' = ângulo de atrito

A resistência ao cisalhamento de um solo apresenta dois componentes, coesão e atrito. Os parâmetros c' e ϕ' são obtidos em ensaios de laboratório, sendo conhecidos como parâmetros de resistência do solo. Podem ser obtidos em condição drenada e não drenada, e infere-se que a condição drenada para análises de estabilidade é fundamental, porque, no Brasil, grande parte dos movimentos de massa ocorre devido às intensas e/ou duradouras precipitações.

3.3.3 O MÉTODO SIMPLIFICADO DE BISHOP

Este método foi proposto pelo professor Alan Bishop, em 1955, e considera a análise da estabilidade de um talude utilizando a divisão de cunha de escorregamento em diversas fatias. Representa uma modificação do método de Fellenius, levando em conta as reações entre as fatias vizinhas (FIORI e CARMIGNANI, 2009). O método foi desenvolvido inicialmente para análise de superfícies circulares, mas a aplicação também é válida para superfícies não circulares (SILVA, 2011).

Há uma simplificação proposta por Bishop para seu próprio modelo. Suas componentes verticais designadas por V_{n-1} e V_{n+1} na equação podem ser igualadas a zero, pois, segundo Bishop, o erro resultante dessa simplificação é da ordem de

apenas 1%, enquanto o método de Fellenius leva a uma superestimativa do FS da ordem de 15% (FIORI e CARMIGNANI, 2009).

O fator de segurança (FS) no Método Simplificado de Bishop é dado pela seguinte expressão (Equação 03):

(Eq. 3)

$$FS = \frac{\sum \left[[c' \times b + (W \times (1 - r_u)) \times \tan \phi'] \times \frac{\sec \alpha}{1 + \frac{\tan \phi' \times \tan \alpha}{FS}} \right]}{\sum W \times \sec \alpha}$$

Onde:

c' = coesão (kPa)

b = largura da fatia (m)

W = peso próprio da fatia (kN)

r_u = pressão intersticial

ϕ' = ângulo de atrito (°)

A equação 03 apresentada constitui a equação final do método. Para conhecer a dedução completa da expressão para o cálculo do fator de segurança, sugere-se consultar os livros de Das (2011), Fiori e Carmignani (2009), e os trabalhos de Pereira (2013), Yin e Dias (2014) e Dutra (2013).

Devido à presença da incógnita FS nos dois membros da equação 03, é necessário realizar um processo iterativo para a obtenção do fator de segurança, sendo este geralmente de convergência rápida (SILVA, 2013). Diversas curvas de ruptura devem ser determinadas a fim de se encontrar aquela que fornece o fator de segurança mínimo (DAS, 2011; YIN e DIAS, 2014).

3.4 PROCEDIMENTOS TÉCNICO-OPERACIONAIS

A figura 11 apresenta todas as etapas operacionais da pesquisa que permitiram alcançar os objetivos propostos. Foram organizadas graficamente e serão descritas e discutidas nos itens que seguem.

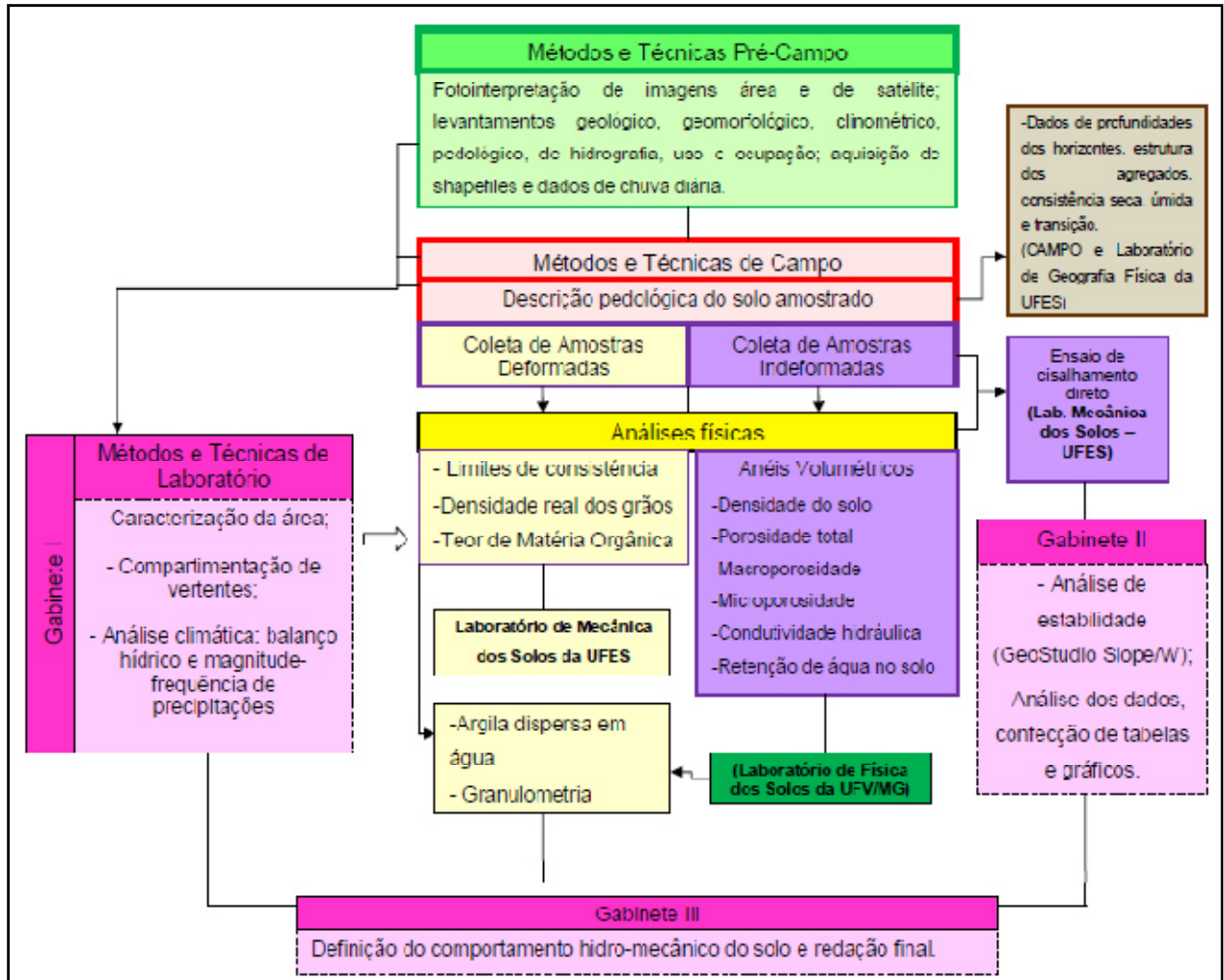


Figura 11. Fluxograma com descrição básica dos procedimentos técnico-operacionais. Elaboração: Autora, 2014.

3.4.1 MÉTODOS E TÉCNICAS PRÉ-CAMPO

Com auxílio de ortofotos (IEMA, 2014), imagens do Google Earth (2014) e por meio de técnicas de fotointerpretação, foi possível identificar áreas potenciais ao desencadeamento de movimentos de massa na área de estudo selecionada, no distrito de São João de Viçosa.

Para conhecer o comportamento do conjunto geomorfológico frente às condições morfodinâmicas vigentes, realizou-se um levantamento bibliográfico que fundamenta todos os ensaios de campo, de laboratório, relaciona-os as abordagens teóricas e aos objetivos estabelecidos neste trabalho.

A priori, utilizaram-se diferentes documentos cartográficos digitais e arquivos no formato shapefile (Quadro 4), para obter informações da área de estudo já aferidas. Seleccionadas as informações e dados pertinentes ao que se propõe, geraram-se o modelo digital de elevação (MDE) e a carta clinométrica. Ambos subsidiaram a confecção da carta geomorfológica que apresenta a compartimentação das vertentes que compõem a área de estudo.

QUADRO 4. MATERIAIS UTILIZADOS PARA ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA.

FONTE e MATERIAL UTILIZADO	FINALIDADE
Texto explicativo e folha SF-24-V-A-II Afonso Cláudio, correspondente a levantamento geológico básico (Escala original 1:100.000)	Identificar a litologia da área de estudo, os eventos responsáveis pela sua formação e idade geológica correspondente.
Modelo digital de elevação (MDE). (IEMA, 2014).	Gerar modelo triangular irregular da área de estudo para posterior extração de curvas de nível. Confecção do mapa clinométrico e suas respectivas classes.
Ortofoto do município (IEMA) (Escala original: 1:25.000)	Gerar mapa de uso e ocupação; visualizar cicatrizes de movimentos de massa; definir a escala de trabalho com base na melhor resolução possível.
Shapefiles correspondentes ao Estado do Espírito Santo e do referido município (IBGE, IJSN) (Escala 1: 50.000 e 1: 25.000, respectivamente)	Levantamento pedológico; geomorfológico; geológico; climático e de hidrografia. Aquisição de limites municipais, distritos, hidrografia e rodovias.

Organizado pela autora.

A carta de compartimentação geomorfológica apresenta a área dividida em quatro compartimentos distintos, resultantes da combinação dos perfis verticais e horizontais, que consideram a morfologia, morfometria, estrutura superficial, clinometria e direção dos fluxos superficiais. Para tal adotou-se parcialmente o Modelo de Feições Mínimas proposto por Colangelo (1996).

O compartimento estabelecido como área amostral destacou-se por apresentar inclinações consideráveis, cortes na base da vertente para construções de residências, ocorrência de escorregamentos e fluxos superficiais dispersores, atributos que o tornaram interessante diante da proposta investigativa deste trabalho. A fim de conhecer as características físicas que condicionam o comportamento do solo dessa vertente, escolheu-se um ponto a montante da cicatriz de escorregamento como área amostral. A caracterização desse ponto amostral ocorreu em etapas de campo e de laboratório como descrito a seguir.

3.4.2 MÉTODOS E TÉCNICAS DE CAMPO

Antecedendo a etapa de campo que consistiu na caracterização do relevo, descrição do solo amostral e coleta de amostras, foram obtidas informações técnicas acerca de tais procedimentos em EMBRAPA (2011), Santos et al (2005) e NBR 9604 (ABNT, 1986).

O primeiro levantamento de campo teve caráter exploratório, com o propósito de observar e descrever características do sítio, substrato rochoso, indicativos preferenciais de fluxos superficiais e cicatrizes de movimento de massa.

Para avaliar as características estruturais dos agregados do solo, consistência dos agregados a seco e úmido e o comportamento mecânico do solo amostrado, realizou-se uma descrição detalhada do perfil até 2,10m em trincheira e foram coletadas amostras deformadas e indeformadas, a diferentes profundidades. Estabeleceu-se o local de abertura da trincheira após evidências de cicatrizes de movimentos de massa na base da vertente policonvexa, que foi alterada por cortes e ocupada por residências. O local da coleta, devido às características similares, situa-se na direção da cicatriz de escorregamento e a montante desta (Figura 12). Considerando coordenadas UTM (X,Y), o perfil se situa no ponto 271538 e 7749917 a 733 metros de altitude no terço médio da vertente policonvexa, a 26° de inclinação.



Figura 12. Coleta de amostras em trincheira. Fonte: Autora, 2014.

A caracterização do perfil de solo seguiu as indicações de Santos et al. (2005), conforme quadro 5 abaixo, enquanto a coleta de amostras deformadas e

indeformadas seguiram os procedimentos de coleta e armazenamento descritos na NBR 9604 (ABNT, 1986). As coletas foram feitas a 0,10m, 0,53m, 1,0m, 1,50m, 1,80m e a 2,10m, correspondentes aos horizontes Ap (0,10m), Bw₁ (0,53m a 1,0m), Bw₂ (1,50m a 1,80m) e C (2,10m +).

A NBR 9604 indica que a trincheira deve possuir dimensões o suficiente para permitir o acesso do observador, visando à inspeção das paredes, fundo e retirada de amostras deformadas e indeformadas representativas. Por amostras indeformadas, entendem-se aquelas extraídas com o mínimo de perturbação, procurando manter a estrutura e umidade natural da amostra de solo. Já a amostra deformada, extraída por raspagem ou escavação, altera as condições naturais da amostra de solo (NBR 9604). Em campo foram levantados aspectos da cobertura vegetal, da cobertura pedológica, materiais superficiais, textura, estrutura, forma e tamanho de agregados e outras características (Quadro 5) e coletadas amostras deformadas e indeformadas (Figura 12 e 13) para cada profundidade amostrada. As amostras indeformadas foram extraídas em anéis biselados para análises físicas em laboratório, as quais são densidade do solo (Ds), macro, micro e porosidade total e parte da curva de retenção. Foram extraídos também dois blocos cúbicos com 0,20m x 0,40m, conforme estabelecido pela NBR 9604 (ABNT, 1986), para o ensaio de cisalhamento direto, um correspondente ao horizonte B latossólico e outro correspondente ao horizonte C.



Figura 13. Amostras deformadas e indeformadas (anel volumétrico). Fonte: Autora, 2014.

QUADRO 5. MODELO DE FICHA DE CAMPO - CARACTERÍSTICAS GERAIS E FEIÇÕES MORFOLÓGICAS CONSIDERADAS NA DESCRIÇÃO DO PERFIL

DESCRIÇÃO DO PERFIL DE SOLO	
Descrição Geral	
Data:	Localização (Estado, município, outras referências):
Coordenadas:	
Base Cartográfica:	
Classe de solo (SiBCS): Relevo: Altitude (m): Declividade (°): Cobertura vegetal atual sobre o perfil: Vegetação Primária: Tipo de forma de vertente: Substrato rochoso (Litologia): Pedregosidade: Rochosidade: Uso atual: Descrito e coletado por:	
Descrição Morfológica	
Horizonte: Profundidade: Cor seca: Textura: Forma e tamanho do agregado: Consistência seca: Consistência úmida: Consistência molhada/plasticidade: Consistência molhada/pegajosidade: Transição entre os horizontes:	

Fonte: Modificado de SANTOS et al (2005). Elaborado pela autora.

Após a descrição pedológica completa, o solo foi classificado pelos critérios definidos no Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos (2013). Posteriormente, do material coletado foi feita a descrição da forma e mineralogia das areias.

3.4.3 MÉTODOS E TÉCNICAS DE LABORATÓRIO

3.4.3.1 BALANÇO HÍDRICO

Para confecção do gráfico de balanço hídrico utilizou-se o modelo proposto por Thornthwaite e Mather (1955), haja vista que o mesmo demanda dados de precipitação pluviométrica e temperatura. Empregou-se o método por meio de planilha Excel conforme sugerido por Rolim et al. (1998).

Para confecção do gráfico, utilizaram-se dados diários de precipitação fornecidos pelo INCAPER (2014), correspondente a uma série histórica de 38 anos, 1976 a 2013, oriundos de uma plataforma pluviométrica de coleta de dados pertencente ao Centro de Previsão do Tempo e de Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) e operada pelo INCAPER, localizada na latitude 20° 22' 48" S, longitude 41° 11' 24" W, a 727 m de altitude, Fazenda Experimental do INCAPER, Venda Nova do Imigrante, próxima a área de estudo.

Cumprе ressaltar que a capacidade máxima de água disponível no solo (CAD) foi fixada em 100 mm e a evapotranspiração potencial (ETP) foi estimada pelo método de Thornthwaite (1948).

3.4.3.2 ESTIMATIVA DE MAGNITUDE-FREQUÊNCIA DE CHUVA DIÁRIA

Os eventos pluviométricos seguiram o método proposto por Ahnert (1987). O mesmo consiste na obtenção de índices de magnitude e frequência de eventos pluviométricos baseado em procedimentos similares aos métodos usuais de análise de magnitude e frequência. No entanto, distingue-se dos demais porque médias ou máximas anuais não são utilizadas, e sim dados diários de precipitação. Esses dados são plotados em um gráfico com o uso de uma equação de regressão semilogarítmica (SANTOS, 2012; GIMENES, 2001; AHNERT, 1987).

Ahnert (1987) propõe o uso de uma série temporal diária de precipitação de no mínimo 05 anos para as áreas tropicais úmidas. A partir da análise da série, é possível determinar a magnitude e frequência dos eventos chuvosos mais significativos. O produto da magnitude dos episódios de chuvas vezes a frequência de sua ocorrência resulta na identificação do índice denominado evento dominante, que conduz a um determinado processo geomórfico erosivo de vertente. Esses eventos de chuvas diários, bem como o evento dominante, podem ter seus intervalos de recorrência determinados por meio dessa técnica (GIMENES, 2001).

Para aplicação do método proposto, utilizaram-se dados diários de precipitação correspondente a série histórica de 38 anos (1976 a 2013), disponibilizada pelo INCAPER. Os dados fornecidos foram obtidos por meio de registros de pluviômetros cuja leitura é efetuada a cada 24 horas.

Seguindo a proposta de Ahnert (1987), os dados diários de chuva (mm) obtidos devem ser ordenados em uma série decrescente, do maior valor de chuva ao menor. Ao maior valor foi atribuído o valor 1 (rank 1), ao segundo maior valor, o rank 2, e assim sucessivamente, de acordo com a equação abaixo. A Equação 04 descrita é utilizada para determinar o Intervalo de Recorrência (IR) que corresponde ao intervalo de tempo estimado de ocorrência de um determinado evento. Neste trabalho, o Intervalo de Recorrência será representado no período de 1, 10 e 100 anos.

(Eq. 4)

$$IR = (N+1) \cdot \text{rank}^{-1}$$

Onde:

IR = intervalo de recorrência,

N = número total de unidades de tempo no registro histórico, expresso em anos.

Uma vez obtidos, esses valores são plotados como uma função do logaritmo decádico do Intervalo de Recorrência, e equação de regressão é estabelecida (Equação 05).

(Eq. 5)

$$P24 = Y + A \log_{10} IR_a$$

Sendo:

P24 = a quantidade de chuva diária;

Y = magnitude do evento pluviométrico P24 que tem intervalo de recorrência $IR_a = 1$ ano. Sendo assim, a soma $Y+A$ fornece o valor da magnitude do evento pluviométrico P24 com intervalo de recorrência $IR_a = 10$ anos. Portanto, $Y+2A$ corresponde à magnitude do evento pluviométrico P24 com $IR_a = 100$ anos.

IR_a = o intervalo de recorrência expresso em anos.

Para obter a equação de regressão, utilizou-se o gerenciador de planilhas Excel, retornando-a na seguinte forma (Equação 06):

(Eq. 6)

$$y = \alpha \ln(x) + \beta$$

Desse modo,

α = ao evento dominante (ED), que representa o produto da magnitude vezes a frequência em função do intervalo de recorrência;

β = ao Y.

Nesse caso, para obter o valor de A indicado na Equação 5, o logaritmo natural $\ln(x)$ presente na equação 6 deve ser transformado para $\log_{10} x$ utilizando a equação abaixo (Equação 07):

(Eq. 7)

$$A \cdot \log_{10} e = \alpha$$

Onde,

e = ao número de Euler;

α = ao Evento Dominante (ED).

O gráfico semilogarítmico é construído em conjunto com a equação de regressão linear semilogarítmica e o coeficiente de correlação linear, sendo o Y e o A o Índice de Magnitude Frequência (IMF), escrito (Y; A). Sendo o Y a chuva que ocorre pelo menos uma vez a cada ano, e Y+A, a chuva que ocorre a cada dez anos. No caso estudado, as chuvas maiores são aquelas que podem contribuir mais para os processos de escorregamentos.

Obtida a equação de regressão, confeccionou-se o Gráfico e realizaram-se testes para exclusão de dados espúrios, conforme sugerido por Gimenes (2001). Durante os procedimentos para confecção do gráfico deparamo-nos com algumas limitações técnicas que já foram descritas no trabalho de Gimenes (2001). Dentre elas, destaca-se a dependência de dados fidedignos, condição que limita o trabalho porque ora há imprecisão na leitura dos dados primários, ora os registros encontram-se incompletos. Contudo, uma das vantagens do método de Anerth (1987) é a análise estatística que proporciona resultados necessários para caracterização de eventos pluviométricos. Outro aspecto que diferencia o método de Anerth (1987) é a determinação do evento dominante (ED), aquele que melhor relação tem entre magnitude-frequência em função do intervalo de recorrência.

3.4.3.3 MAPA CLINOMÉTRICO

As faixas clinométricas seguiram intervalos que correspondem mais exatamente às inclinações das vertentes (em graus e porcentagem) e às amplitudes predominantes (Tabela 1), obtidas pela diferença entre os valores máximos dos topos (representados pelos divisores de água) e os valores mínimos nos vales de maior expressão (BITAR et al, 2014).

TABELA 1. PARÂMETROS BÁSICOS DAS FORMAS DE RELEVO

Amplitude predominante da forma (m)	Declividade predominante	
	Graus	%
<20	<5	<8
60 a 90	11,3	20
90 a 110	16,7	30
140 a 200	>16,7	>30

Fonte: BITAR et al (2014). Modificado pela autora.

Bitar et al (2014) sugerem utilizar nove classes clinométricas, cujos respectivos intervalos são: 0° a 2°, 2° a 5°, 5° a 10°, 10° a 17°, 17° a 20°, 20° a 25°, 25° a 30° e de 30 a 45°, conforme previstas na legislação. Para atender aos padrões de relevo levantados dentro dos limites da área de estudo, esses intervalos foram reduzidos a cinco classes.

Essas classes, juntamente com os intervalos hipsométricos, foram geradas de modo automático no ArcGis versão 10.1™, a partir de curvas de nível com equidistância de 1 metro, extraídas do modelo digital de elevação (MDE) disponibilizado pelo Instituto Estadual de Meio Ambiente (IEMA, 2014) em intervalos não regulares, semelhantes àqueles verificados em campo. A distribuição e dimensão das superfícies topográficas, como indicado na hipsometria, corroboram com as características da referida área e o produto gerado auxiliou na distinção dos níveis morfométricos e diferenças texturais básicas.

3.4.3.4 MAPA DE USO

Os trabalhos de campo contaram com coletas de pontos com GPS de navegação Garmin, descrição e fotografias dos pontos coletados. Com auxílio desses, e a partir de fotointerpretação da ortofoto (IEMA, 2014), e das imagens do Google Earth e

Google Street View, foram criados no ArcGis, arquivos vetoriais no formato Shapefile (.shp) do tipo linha e polígono, correspondente a cada elemento identificado (residências, estradas, vegetação e outros). Procedeu-se com a vetorização manual por meio da ferramenta *Editor* sobre a ortofoto da área.

Durante o procedimento de vetorização, verificou-se que os elementos na ortofoto, datada de 2007, não correspondiam aos limites atuais. Sendo assim, esses foram reposicionados, uma vez que o mapeamento contemplou o uso e a ocupação da terra atual.

3.4.3.5 MAPEAMENTO: COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DAS VERTENTES

Com auxílio de técnicas de fotointerpretação, que consideraram inicialmente os elementos cor, textura, tamanho, forma e padrão (FLORENZANO, 2007), foram delimitadas áreas com características semelhantes. A partir da observação das diferenças morfométricas do relevo que compõem a área, verificou-se a necessidade de obter valores muito próximos da realidade, uma vez que se definiu a escala de trabalho em 1:1. 250.

Para alcançar esse propósito realizaram-se duas visitas de campo, e os trabalhos passaram a serem subsidiados pelo uso do Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo na referida escala. O MDE foi gerado por meio de estereocorrelação de pares de fotografias aéreas (IEMA, 2014). Os trabalhos com MDE no formato de arquivo Raster, permitem, dentre outras possibilidades, extrair a rede de drenagem, as curvas de nível e a clinometria. Essa última exerce papel fundamental no escoamento superficial e infiltração.

Para possibilitar melhores interpretações, a aerofoto da área (IEMA, 2014) foi sobreposta ao modelo sombreado (*Hillshade*), técnica que permite evidenciar traçados fundamentais como divisores de água e demais linhas de fluxo.

Todas essas características mencionadas foram adotadas *a priori* como critérios para delimitação topográfica e morfológica do relevo. Adiante, definidos os critérios de compartimentação como apresentados em Colangelo (1996), Ab'Saber(1969) e

Cassetti (2001), a análise das variáveis prosseguiram e destacam-se duas condições cernes desta compartimentação:

1) estudos da compartimentação topográfica por meio da curvatura vertical relacionada a forma convexo/côncava do terreno quando analisada em perfil vertical, e perceptível em perfil horizontal devido às diferenças clinométricas e junção ou afastamento das curvas de nível;

2) estudos da compartimentação topográfica por meio da curvatura horizontal que refere-se ao caráter divergente/convergente dos fluxos de matéria sobre o terreno quando analisado em projeção horizontal. A percepção dessa é feita por meio das direções de declive denominadas linhas de fluxo, como ilustrado na Figura 14 (VALERIANO, 2008).

A combinação da cobertura vertical e horizontal, conforme visualizado na Figura 14, permite estabelecer a direção dos fluxos hídricos superficiais e associá-los aos tipos de formas de vertentes, conforme requer o modelo de feições mínimas de Colangelo (1996).

Como não há um direcionamento técnico que permita uma visualização objetiva dos compartimentos topográficos gerados, foi adotado como critério para definição da forma de relevo predominante na área a proposta de Ponçano et al (1981), tal como apresentado nos trabalhos de Goulart (1999) e Moneche (2012), sintetizada no Quadro 6.

Utilizando-se desses procedimentos e metodologias realizou-se o mapa de compartimentação das vertentes no Sistema de Informação Geográfica ArcGis™ por meio de vetorização. Além dos compartimentos estabelecidos, foram pontuados no mapeamento cicatrizes de movimentos de massa, processos erosivos e suas feições, e, ainda, fragmentos de rochas.

No mapa, a transição entre as áreas côncavas e convexas das vertentes possui limites estimados. As áreas cuja simbologia indica mudanças abruptas nas curvaturas das vertentes revelam as particularidades naturais da área e também daquelas que sofreram alterações antrópicas.

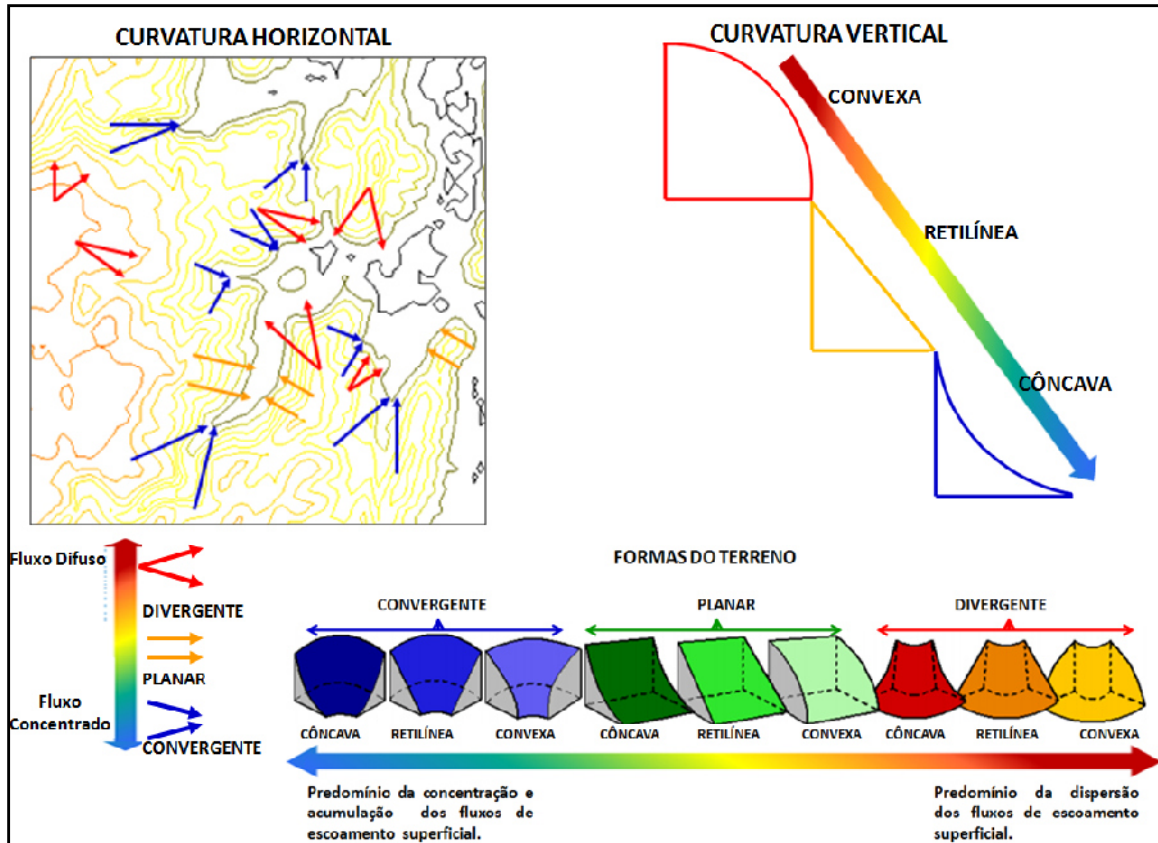


Figura 14. Variáveis geomorfológicas derivadas da curvatura vertical e horizontal. FONTE: SILVA NETO (2013), adaptado de Valeriano (2008).

Quadro 6. Classificação do tipo de relevo Morros.

Amplitudes Locais	Inclinações predominantes	Tipo de relevo	Representação cromática
100 a 300 m	5 a 15%	Morros com encostas suavizadas	Vermelho
	> 15%	Morros	

Fonte: Modificado de PONÇANO et al (1981). In: PIRES NETO (1991) *apud* GOULART (1999).

Modificado pela autora.

3.4. 4 ANÁLISES FÍSICAS LABORATORIAIS

As análises físicas que seguem foram realizadas no Laboratório de Física dos Solos da Universidade Federal de Viçosa/MG e no Laboratório de Mecânica dos Solos da UFES. Foram enviadas ao laboratório da UFV amostras indeformadas (anéis volumétricos) das diferentes profundidades amostradas e os procedimentos adotados nos ensaios seguem como referência o trabalho de Ferreira (2010), Libardi (2010) e EMBRAPA (2011). Os ensaios executados na UFES seguiram

normatizações específicas da ABNT. Os itens que seguem apresentam de forma sucinta os procedimentos e a memória de cálculo de cada ensaio realizado.

3.4.4.1 TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA

O ensaio realizado para verificação do teor de matéria orgânica do solo (MO) é descrito pela NBR 13600 (ABNT, 1996). Para realização do ensaio utilizou-se 100g de solo acondicionado em cápsula metálica. Pesou-se o mesmo e registrou-se a massa úmida, adiante secou-se a amostra em estufa por 24h a 110C. Posteriormente registraram-se a massa seca do conjunto e determinou-se a umidade. Para esse ensaio utilizou-se uma amostra deformada do horizonte Ap, cuja profundidade vai de 0 a 10 cm.

A amostra seca foi levada para queima em mufla a 440°C, em cápsula de porcelana durante um período de aproximadamente 4 horas a fim de queimar a matéria orgânica presente. Cessada a queima aferiu-se novamente a massa e realizam-se os cálculos para determinação do teor de MO segundo a equação abaixo (Equação 08).

(Eq. 8)

$$MO = \left(1 - \frac{M_2}{M_1}\right) \times 100$$

Onde,

M₁= massa de solo seco em estufa a 110°C;

M₂= massa de solo seco em mufla a 440°C.

Neste trabalho determinou-se o teor de matéria orgânica (MO) somente para o horizonte Ap do perfil de solo amostrado.

3.4.4.2 DENSIDADE REAL DOS GRÃOS

O ensaio de densidade real dos grãos é normatizado pela NBR 6508 (ABNT, 1984) e pode ser realizado de duas formas distintas. Escolheu-se para este ensaio o método de calibração do picnômetro em banho-maria (Figura 15), enquanto a outra

possibilidade é através da bomba a vácuo. O objetivo desse ensaio é determinar a massa específica do solo (γ_s), que passa na peneira de nº 4 (abertura de 4.8 mm). A obtenção do valor das partículas sólidas é baseada no princípio de Arquimedes e a densidade real dos grãos é calculada empregando-se a seguinte equação (Equação 09):

$$\gamma_s = \frac{W_s}{V_s} = \frac{W_s(\gamma_s)_T}{W_1 + W_s - W_2} \quad (\text{Eq. 9})$$

Onde,

W_s = peso do solo seco;

V_s = volume dos sólidos;

$(\gamma_s)_T$ = peso específico da água à temperatura T de ensaio;

W_1 = peso do picnômetro cheio de água até a marca de referência, na temperatura T de ensaio;

W_2 = peso do picnômetro com água e solo, na temperatura T do ensaio.

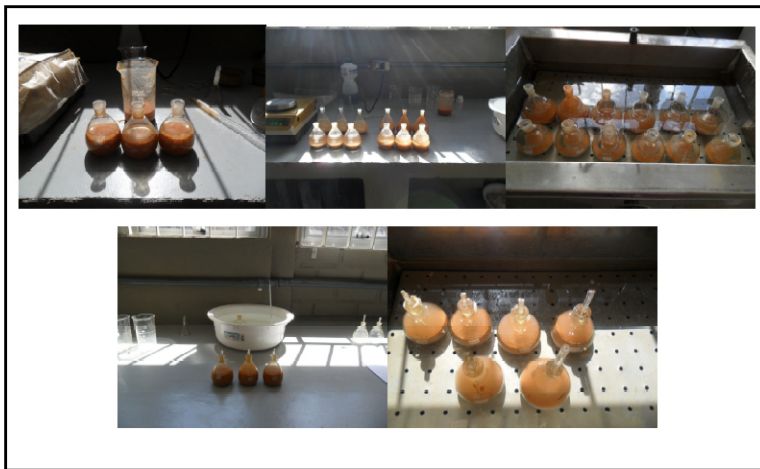


Figura 15 - Ensaio de determinação da densidade real dos grãos. Fonte: Autora (2014).

A determinação da massa específica real dos grãos ou densidade real dos grãos foi necessária para compor um dos parâmetros do ensaio de cisalhamento direto. Foram estabelecidos valores de densidade para os horizontes B e C do solo amostrado.

3.4.4.3 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

A análise granulométrica foi efetuada seguindo o método da pipeta, conforme descrito no Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA, 2011), no Laboratório de Física do Solo da UFV, com dispersão química e física da Terra Fina Seca ao Ar.

O pré-tratamento seguiu duas etapas: dispersão química com hidróxido de sódio para remoção de agentes cimentantes e flocculantes e dispersão física, que envolve a dispersão mecânica lenta da amostra de solo por 16 horas. Após os procedimentos, foram definidos os teores de areia, silte e argila (FERREIRA, 2010). Para quantificar as frações texturais, há necessidade de separá-las previamente.

Utilizou-se o peneiramento para as partículas de areia grossa e de areia fina, e a sedimentação para as partículas de silte e de argila. Este último método baseia-se na velocidade de queda das partículas, Lei de Stokes (Equação 10). Fixou-se o tempo para o deslocamento vertical na suspensão do solo com água após a adição do dispersante químico. Pipetou-se um volume em suspensão para determinação da fração argila e, em seguida, o material obtido foi levado para secar em estufa.

(Eq. 10)

$$v = \frac{P_s - P_w}{18\eta} D^2$$

Onde,

v = velocidade;

P_s = massa específica das partículas do solo

P_w = massa específica da água

η = viscosidade da água

D = diâmetro das partículas do solo

A análise textural ou granulométrica realizada em laboratório através do método da pipeta teve por finalidade fornecer a distribuição quantitativa das partículas minerais menores que 2,0 mm (FERREIRA, 2010). A partir da areia grossa (2 mm – 0,2 mm) e areia fina (0,2mm – 0,05 mm)¹ de cada amostra, estabeleceu-se a mineralogia das

¹ Diâmetro dos grãos em mm segundo a Sociedade Brasileira de Ciência do Solo.

areias baseada na proposta de Santos et al. (2005), que consiste na observação das amostras com o uso de uma lupa conta fio com lente de aumento 10x.

3.4.4.4 ARGILA DISPERSA EM ÁGUA

Pelo fato da dispersão ser feita em água, a argila dispersa em água (ADA) é também denominada argila natural, pois representa aquela porção da argila total que é naturalmente dispersa na presença de água destilada (FERREIRA, 2010). Para execução do ensaio, utilizou-se 10g de terra fina seca ao ar e acrescentou-se 200 ml de água destilada. Após, agitou-se com um bastão e a mistura permaneceu em repouso por 6 horas em garrafas pet de 600 ml.

Posteriormente, utilizou-se a agitação mecânica por 16 horas, acrescentando-se mais água e, ao fim do procedimento, todo o conteúdo foi colocado em proveta de 500 ml e completado com água destilada até esse limite. A argila em suspensão foi coletada com uma pipeta e o material foi transferido para a estufa, para posteriormente ser pesado e, assim, obter os valores de ADA. Esse valor contribui para indicar o grau de flocculação, entre outras características.

3.4.4.5 DENSIDADE DO SOLO (MÉTODO DO ANEL VOLUMÉTRICO)

A densidade do solo (D_s) corresponde à massa de solo seco por unidade de volume, ou seja, o volume do solo ao natural, incluindo o espaço poroso, que ocupa a totalidade do anel volumétrico (FERREIRA, 2010). Nesse método, introduziu-se na camada de solo um cilindro de volume conhecido. A amostra de solo contida no cilindro foi levada para estufa a 105°C - 110°C. A densidade do solo foi obtida dividindo-se a massa do solo seco em estufa pelo volume do cilindro. Conhecer essa característica facilita identificar as condições de manejo de determinado solo e entender a dinâmica de seu sistema poroso.

3.4.4.6 ÍNDICES DE ATTERBERG

Após Atterberg estabelecer o limite de liquidez, Casagrande projetou um equipamento para a realização do ensaio e determinação do limite (Figura 16). O mesmo é empregado em todo o mundo e, no Brasil, é padronizado pela NBR 6459 (ABNT, 1984). O limite de liquidez (LL) corresponde ao teor de umidade de um solo quando são necessários 25 golpes no aparelho de Casagrande para fechar uma ranhura padrão, aberta na superfície da amostra (FIORI E CARMIGNANI, 2009; ORTIGÃO, 2007; PINTO, 2006).



Figura 16 - Etapas para determinação do LL. A) Cinzel para solo argiloso; B) Homogeneização da amostra; C) Abertura do sulco; D) Fechamento do sulco.

Fonte: Autora (2014).

O número de golpes necessário para provocar o fechamento do sulco foi registrado e retirou-se aproximadamente 10g de solo na zona de cicatrização da canaleta para determinação da umidade. Os resultados, umidade em porcentagem versus número de golpes, foram plotados em um gráfico monologaritmico (Figura 17). Obteve-se uma linha reta por interpolação e determinou-se o LL a partir dessa reta (FIORI e CARMIGNANI, 2009; ORTIGÃO, 2007).

O limite de plasticidade (LP) corresponde ao teor de umidade em que o solo começa a trincar ao ser moldado um cilindro com 3 mm de diâmetro e cerca de 10 cm de comprimento, rolando-o com a palma da mão sobre uma placa de vidro esmerilhado (Figura 18). A NBR 7180 (ABNT, 1984) estabelece os procedimentos necessários para o ensaio. O LP corresponde ao valor obtido quando realizada a média aritmética das três umidades determinadas no ensaio, conforme estabelecido na norma.

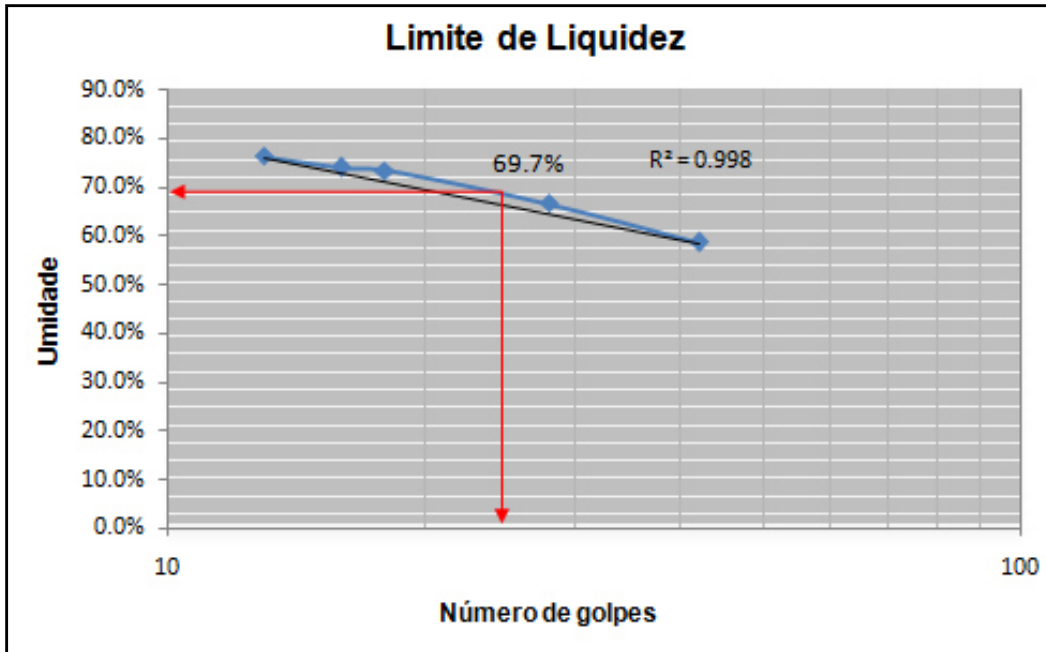


Figura 17 - Exemplo de gráfico do LL. Amostra do horizonte B latossólico argiloso a 1,5m profundidade. Fonte: Autora (2014).

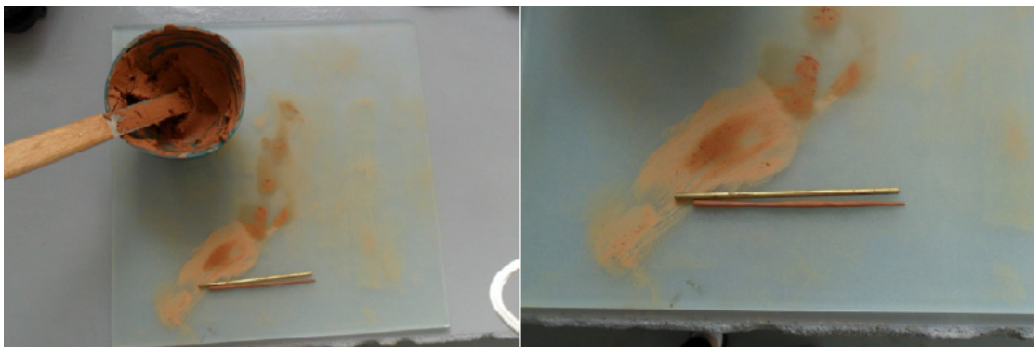


Figura 18 - Ensaio de determinação do LP. Fonte: Autora (2014).

3.4.4.7 ATIVIDADE DAS ARGILAS

Como a plasticidade do solo é causada pela água adsorvida que envolve as partículas, pode-se esperar que o tipo de argilominerais e suas quantidades proporcionais em um solo afetarão os limites de liquidez e de plasticidade (DAS, 2011). Em mecânica do solo, a atividade da argila, expressa pela equação 11, não apresenta unidade, assim como o índice de plasticidade, embora este esteja relacionado com o conteúdo de água (REICHERT et al. , 2010).

(Eq. 11)

$$\text{Atividade da argila} = \frac{\text{índice de plasticidade}}{\text{teor de argila}}$$

As argilas com atividade entre 0,75 e 1,25 são classificadas como normais (ou de atividade baixa), enquanto as com atividade menor que 0,75 são argilas inativas (ou de baixíssima atividade) e maiores que 1,25, argilas ativas (ou argila de atividade alta), conforme apresentado em Das (2011) e Pinto (2006).

3.4.4.8 POROSIDADE TOTAL, MACRO E MICROPOROSIDADE

Porosidade total corresponde à proporção do volume do solo não ocupado por partículas sólidas. Indica a totalidade do volume de vazios, sem diferenciação quanto a seu tamanho e geometria e pode ser calculada utilizando-se a seguinte Equação (12):

(Eq. 12)

$$\text{Porosidade}_{total} = \frac{\text{Volume de poros}}{\text{Volume total}} = 1 - \frac{\text{Densidade do solo}}{\text{Densidade de partículas}}$$

A macroporosidade refere-se aos grandes poros que perdem água em uma amostra de solo, que, após saturação, foi submetida a uma tensão equivalente a 60 cm de coluna de água. É obtida por meio da seguinte equação (13):

(Eq. 13)

$$P_{macro} = P_{total} - P_{micro}$$

Já a microporosidade corresponde aos pequenos poros que permanecem preenchidos com água em uma amostra de solo, após saturação e posterior submissão a tensão equivalente a 60 cm de coluna de água ou 6 kPa. Para o cálculo da microporosidade, pode-se utilizar a Equação (Eq. 14) simplificada que segue, conforme consta no Manual de Solos da EMBRAPA (2011):

(Eq. 14)

$$\text{Microp} = \frac{a - b}{c}$$

Onde:

a= massa da amostra após ser submetida a uma tensão de 60 cm de coluna de água (kg);

b= massa de amostra seca a 105°C (kg);

c= volume do cilindro (m⁻³).

3.4.4.9 CURVA DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

A curva de retenção de água do solo representa a relação entre a quantidade de água existente nos poros do solo e o trabalho que se deve realizar para remover a água retida num solo não saturado pelas forças mátricas e torná-la livre, como água padrão (LIBARDI, 2010).

Para a realização da curva de retenção, os anéis volumétricos foram inseridos em um recipiente com água até atingir a metade de cada anel para a absorção da água por capilaridade. Saturaram-se as amostras por 48 horas. Depois de saturadas, as amostras foram levadas para mesa de tensão e foram aplicadas pressões de -6kPa e -10kPa por 24 horas. Posteriormente, foram aplicadas tensões de -33kPa, -500kPa e -1500kPa nas câmaras de Richard em amostras deformadas (Figura 19). Após a saída de água em cada tensão correspondente, e uma vez cessada, pesaram-se as amostras. Utilizou-se os valores de pesagem, pressão, área e volume do anel para o cálculo da curva que foi baseado na equação de van Genuchten (Equação 15).

(Eq. 15)

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{[1 + \alpha\psi]^n]^m}$$

Onde:

θ = umidade do solo

θ_r = umidade residual

θ_s = umidade saturada

α , m e n = parâmetros de ajuste

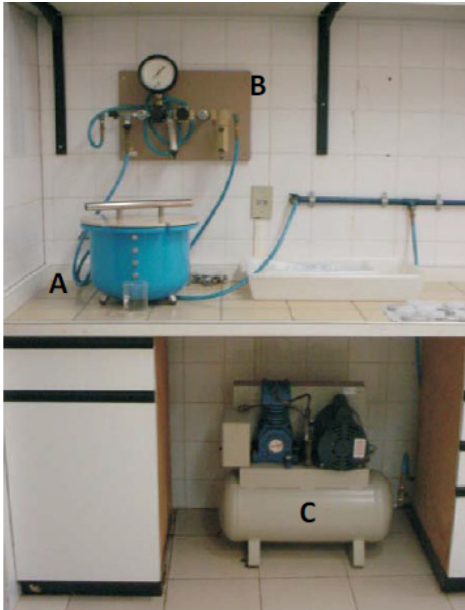


Figura 19 - Câmara de pressão de Richard. A) Câmara de pressão, B) Painel para controle da pressão, C) Compressor de ar.
Fonte: EMBRAPA (2007).

As curvas de retenção de água no solo, originadas individualmente, foram geradas de modo automático no programa Soil Water Retention Curve, com emprego da equação de van Genuchten (1980). Os parâmetros empíricos (α , m , n , θ_r e θ_s) necessários na equação também foram obtidos durante o procedimento. Para melhor interpretação do comportamento matricial do perfil de solo em questão, optou-se por organizar as respectivas curvas em um único gráfico com escala linear em ambos os eixos. Os valores da umidade foram estabelecidos com os parâmetros empíricos em planilha Excel. Esses também são utilizados para calcular valores intermediários, até -1500 kPa, de umidade do solo não contemplados na mesa de tensão e câmara de Richards.

3.4.4.10 CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA

A condutividade hidráulica (k) corresponde à velocidade com que a água se movimenta através do solo. Neste trabalho, utilizou-se o permeâmetro de carga constante e obteve-se a medida da quantitativa de k por meio do emprego da equação de Darcy, após 7 a 8 horas, quando os valores atingem a estabilidade. A lei de Darcy é baseada em escoamento laminar, onde a velocidade de percolação é diretamente proporcional ao gradiente hidráulico (Equação 16), (EMBRAPA, 2011).

(Eq. 16)

$$K = \frac{(Q \cdot L)}{(A \cdot H \cdot t)}$$

Onde:

k= condutividade hidráulica em cm/h;

Q= volume do percolado em ml, ou seja, o valor da última leitura quando não há variação entre os valores anteriores, ou a média das duas leituras quando há alguma variação;

L= altura do bloco do solo em cm;

H= altura do bloco de solo e da coluna em cm;

A= área do cilindro em cm²;

t= tempo em horas.

3.4.5 RESISTÊNCIA AO CISALHAMENTO DO SOLO

3.4.5.1 ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO

No Brasil, não há normatização para o ensaio de cisalhamento direto. Por esse motivo, utilizou-se como base a norma norte americana D 3080 - *Standard test method for direct shear test of soils under consolidated drained conditions (ASTM, 1998)*. Por meio desse ensaio é possível obter ângulo de atrito interno, a coesão e avaliar a resistência ao cisalhamento que o solo ensaiado apresenta. Na prensa de cisalhamento direto, aplica-se uma tensão normal em um plano e verifica-se a tensão cisalhante que provoca a ruptura.

O equipamento utilizado para o ensaio de cisalhamento computadorizado e também para prévio adensamento das amostras é apresentado na Figura 20. Para esse ensaio foram extraídos no perfil de solo dois blocos indeformados, conforme estabelecido na NBR 9604 (ABNT, 1986), correspondentes aos horizontes B e C. Em laboratório foram talhadas, com auxílio de um molde cortante (anel), 3 amostras indeformadas para cada bloco. Como são 3 corpos de prova para um mesmo bloco, na etapa de adensamento e posterior cisalhamento foram aplicadas forças de 50, 100 e 200 kPa (Figuras 21 e 22).



Figura 20 - Prensa de cisalhamento direto da fabricante Contenco acoplada ao computador.
Fonte: Autora (2014).

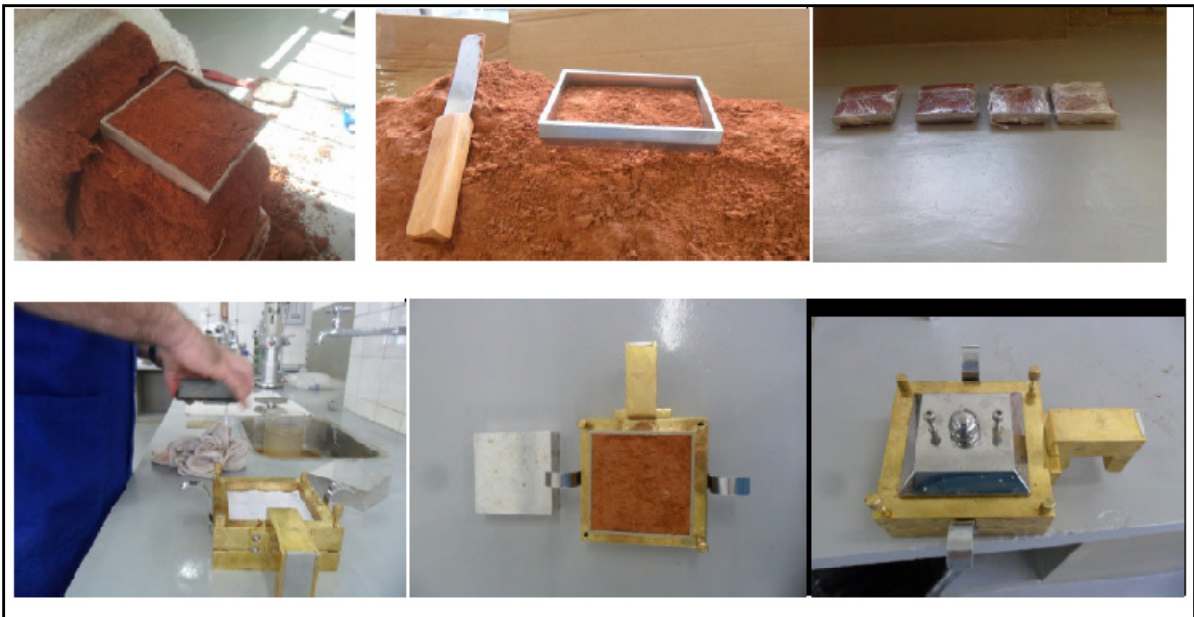


Figura 21 - Obtenção e preparação de amostra para adensamento e cisalhamento direto.
Fonte: Autora (2014).

A caixa retangular onde se realizam ambos os ensaios é organizada de forma que a metade superior deslize sobre a metade inferior (Figura 22). A tampa da caixa tem liberdade de movimento vertical, onde é aplicada uma força normal (N), que é mantida constante para cada ensaio. Uma força cisalhante (T) é aplicada gradativamente à metade superior da caixa, até provocar o cisalhamento da

amostra. Ao final do ensaio, obteve-se a envoltória de ruptura que indicou a tensão de ruptura estimada e a deformação a ela associada.



Figura 22 - Deslocamento do corpo de prova devido ao cisalhamento.
Fonte: Autora, 2014.

Anterior a cravação dos anéis no bloco de solo para obter as amostras, foi necessário registrar a dimensão dos mesmos: altura, diâmetro e massa. Uma vez aferidas, obteve-se as amostras (corpos de prova). Por meio de cravação dos anéis no solo, a massa e a umidade foram estabelecidas. Adiante, os parâmetros foram inseridos no *software* da prensa de cisalhamento direto e iniciou-se a aplicação de uma carga normal e o adensamento. Quando concluído o procedimento, calculou-se a velocidade necessária à realização do ensaio que consiste em avaliar a resistência ao cisalhamento de um solo sob condições drenadas.

3.4.5.2 SIMULAÇÃO NO SLOPE/W™

Este item apresenta os procedimentos da simulação de estabilidade para a área amostral do trabalho, terço médio da vertente policonvexa, escolhido em função de suas características e histórico de escorregamento. Para concretizar essa análise no Slope/W™, foi necessário gerar um perfil topográfico (altitude x distância) de modo automático no ArcGis™, versão 10.1, de forma que o mesmo contemplasse as rugosidades da superfície da vertente.

Para facilitar a importação do mesmo para o Slope/W™, o perfil foi gerado, considerando a amplitude (101 m) x distância (393 m), com auxílio da ferramenta

Line (linha) no AutoCAD™, versão 2012, e exportado com o formato de extensão DWG compatível com o software. Logo, utilizando os valores de ângulo de atrito e coesão, foram simuladas as condições de estabilidade para diferentes sessões do perfil.

A simulação de estabilidade da vertente policonvexa considerada neste trabalho foi realizada no software GeoStudio Slope/W™. Esse software estabelece o Fator de Segurança (FS) do talude simulado e é utilizado para fins geotécnicos, civis e de mineração em vertentes terrosas, taludes rochosos e outros. Em sua interface é possível escolher diferentes métodos de equilíbrio limite e os parâmetros de entrada que o software requer são os valores de ângulo de atrito e coesão, obtidos neste trabalho por meio do ensaio de cisalhamento direto.

A simulação realizada no Slope/W™ assemelha-se à representada na Figura 23. Os pontos da malha em destaque representam os centros para as curvas de ruptura. As linhas verdes representam as tangentes das curvas, enquanto a linha azul representa a linha piezométrica do talude (DAS, 2011; YIN e DIAS, 2014).

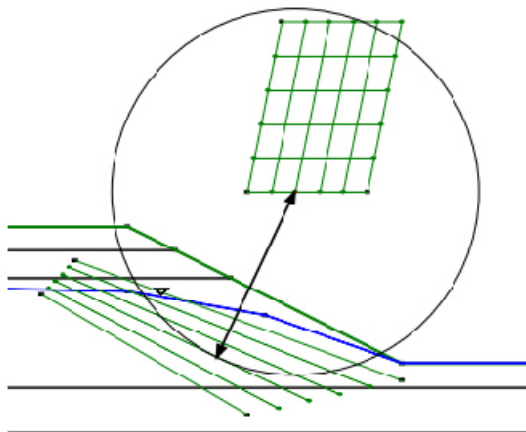


Figura 23 - Tentativa de curva de ruptura.
Fonte: DAS (2011).

Foram representadas 3 seções: a primeira, que corresponde ao perfil de toda vertente, a segunda, considerando o terço médio e inferior da vertente e a terceira, que representa um detalhe da superfície de ruptura com menor FS. As simulações no software SLOPE-W™ empregaram o método do equilíbrio-limite de Bishop a fim de se obter o Fator de Segurança (FS) e a provável superfície de ruptura em casos de instabilidade.

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

4.1.1 USO E OCUPAÇÃO

A cultura do café e fragmentos remanescentes de mata atlântica cobre predominantemente o solo da vertente (Figura 24). Em menor número, ocorrem espécies arbóreas, árvores frutíferas, como mangueiras, a cultura de eucalipto e de banana. As bananeiras, por exemplo, têm uma predileção especial por terrenos onde há presença de tálus, devido à baixa compactação (muito fofos) e à elevada umidade (ORTIGÃO, 2007). Já o cultivo de café arábica, característico de todo o município, está diretamente relacionado às condições climáticas que o mesmo apresenta: temperaturas amenas e baixo déficit hídrico, conforme apresentado nos próximos dois itens.

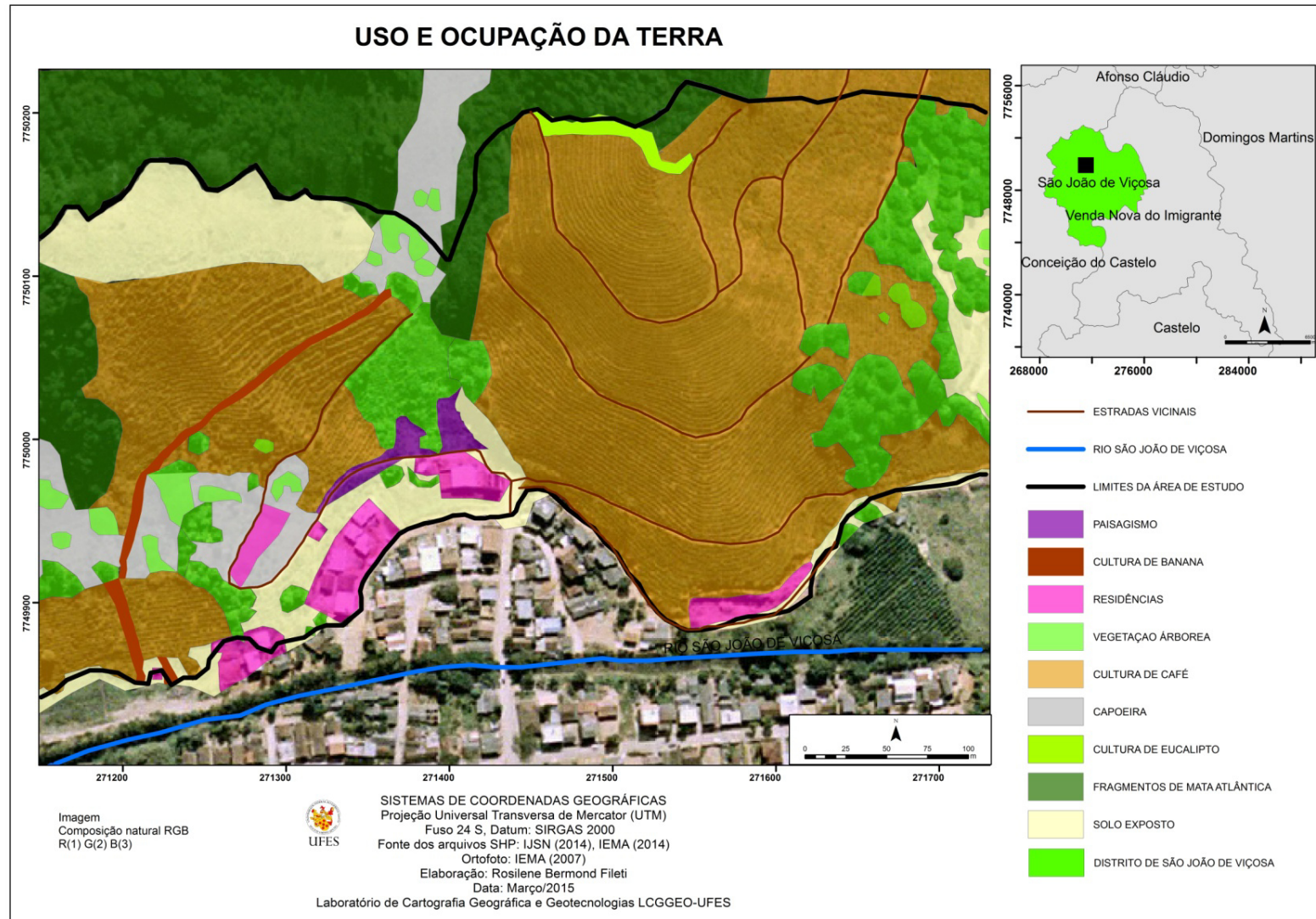


Figura 24 - Uso e ocupação da terra na área de estudo.
Fonte: Autora (2015).

4.1.2 CLIMA

Caracterizações climáticas envolvendo o território brasileiro e a região sudeste do Brasil têm sido empregadas em larga escala em diversos estudos, porém, devido à abrangência espacial que possuem, tornam-se limitadas para caracterizações com enfoque local. No Estado do Espírito Santo, as dinâmicas atmosféricas atuantes, que não diferem dos demais Estados da região sudeste, são basicamente controladas pela célula de Alta Pressão Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), pelo avanço periódico de frentes polares Antárticas e oscilações da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (CONTI e FURLAN, 2011; SANT'ANNA NETO, 2005).

O Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural (INCAPER) caracteriza o clima do município de Venda Nova do Imigrante como mesotérmico de inverno seco, com temperatura média variando em torno de 18,5° C, sendo a média das temperaturas máximas, 24,5°C, enquanto as mínimas, 12,3°C INCAPER (2013) (Figura 25). Essas características, quando associadas à classificação climática genérica de Koppen, resultam no tipo climático Awa, que corresponde a um clima tropical chuvoso (representado pela letra A) com chuvas de verão (w), onde o mês mais quente tem temperatura média maior do que 22°C (a).

Em relação à série histórica de precipitação (Figura 26), verifica-se que os meses que apresentam os maiores volumes precipitados são os meses de verão, janeiro, março, novembro e dezembro, enquanto junho, julho e agosto são os meses que apresentam os menores volumes em consequência do período de inverno. A dinâmica temporal imposta por essas duas estações do ano, juntamente com aquelas provocadas pelas frentes, massas de ar e efeito orográfico, regulam as temperaturas máximas e mínimas, fazendo com que a amplitude térmica diária no município seja considerável.

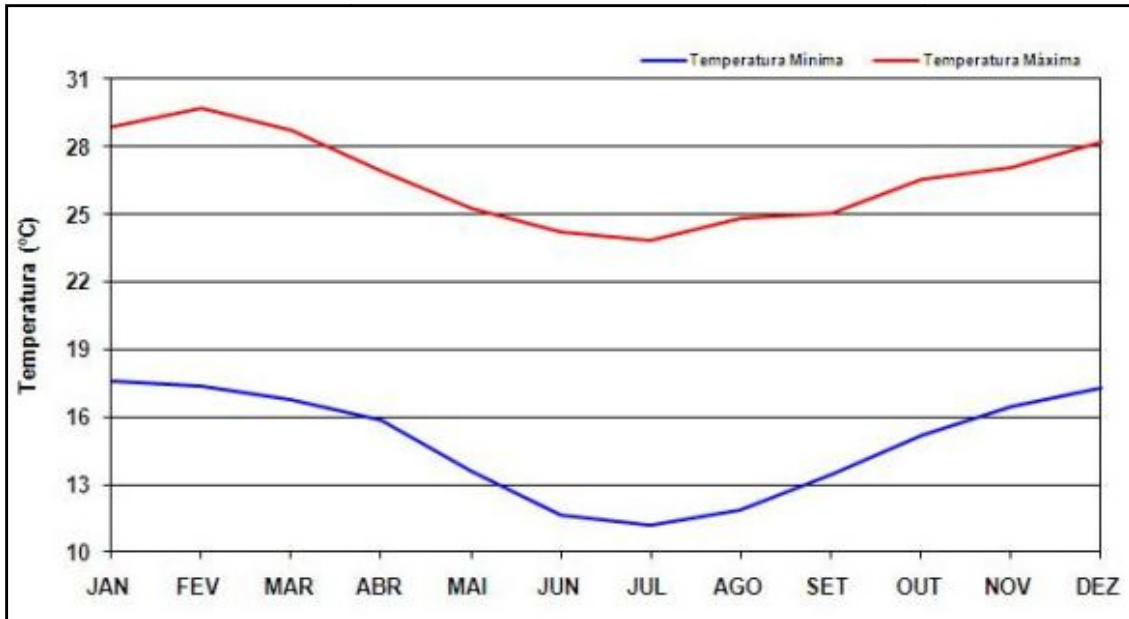


Figura 25 - Média mensal de temperatura máxima e mínima no período de 1976 a 2010.
Fonte: INCAPER (2013).

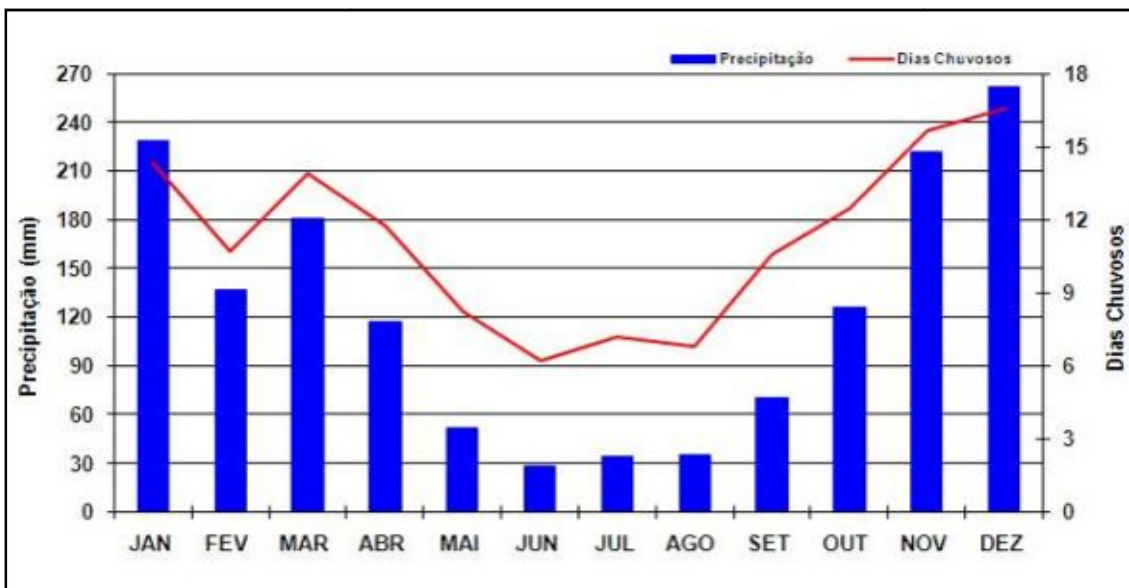


Figura 26 - Média mensal da precipitação e de dias chuvosos no período de 1976 a 2010.
Fonte: INCAPER (2013).

A média de precipitações anuais para o município de Venda Nova do Imigrante ultrapassa os 1400 mm (INCAPER, 2013), valor correspondente àquele obtido pela precipitação média da série histórica analisada, que é de 1482 mm (Figura 27). A análise da precipitação acumulada anual (Figura 27) permite afirmar que os anos de

1983 a 1985, 2004, 2005 e 2009 foram aqueles que apresentaram os maiores volumes precipitados, evidência que pode indicar ciclicidades na frequência e intensidade de precipitações em intervalos de tempo de cerca de 20 anos. Vale ressaltar que essa afirmação baseou-se simplesmente nos dados apresentados na Figura 27, desconsiderando, portanto, a influência de outros fenômenos climáticos. A análise envolvendo frequência e intensidade das precipitações será abordada neste trabalho no item Magnitude-Frequência de Chuva Diária.

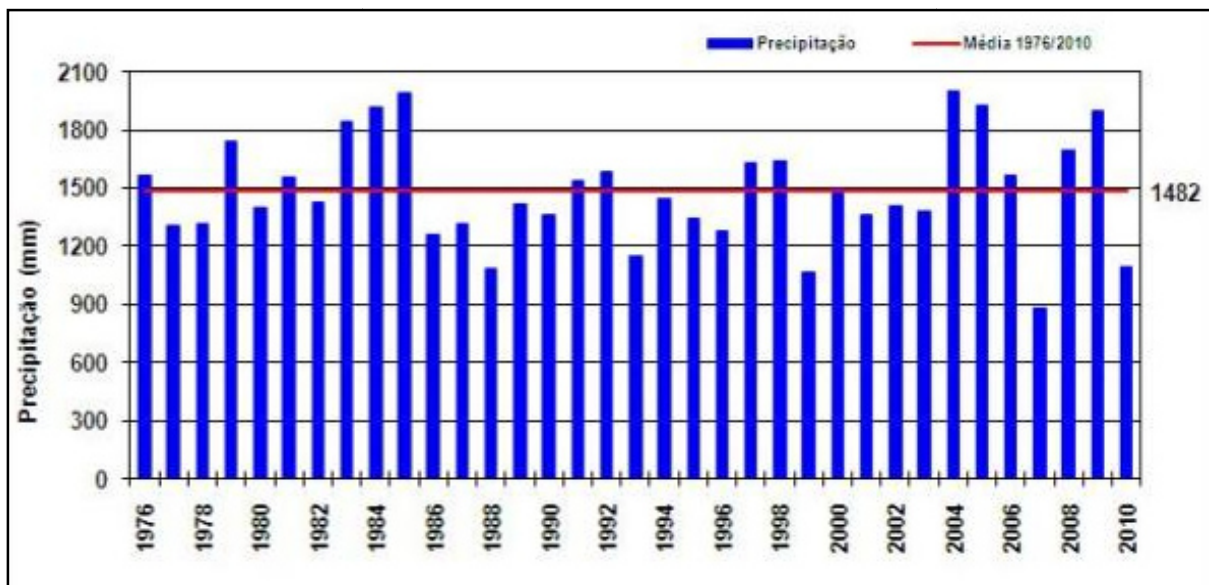


Figura 27 - Precipitação acumulada anual e média no período de 1976 a 2010.
Fonte: (INCAPER, 2013).

4.1.3 GRÁFICO DO BALANÇO HÍDRICO

Exposto na Figura 28, o balanço hídrico do município de Venda Nova do Imigrante indica que o mês de dezembro apresenta um excedente hídrico considerável, quando comparado com os demais meses do ano. Ocorrência que pode estar relacionada à atuação em conjunto dos sistemas climáticos, como a ZCAS, por exemplo, e o efeito orográfico. Segundo Abreu (1998), a atuação da ZCAS é comum nesse período do ano porque são mais atuantes nos meses de maior convecção tropical - novembro a março. As variáveis que compõem o balanço hídrico são apresentadas na Tabela 2.

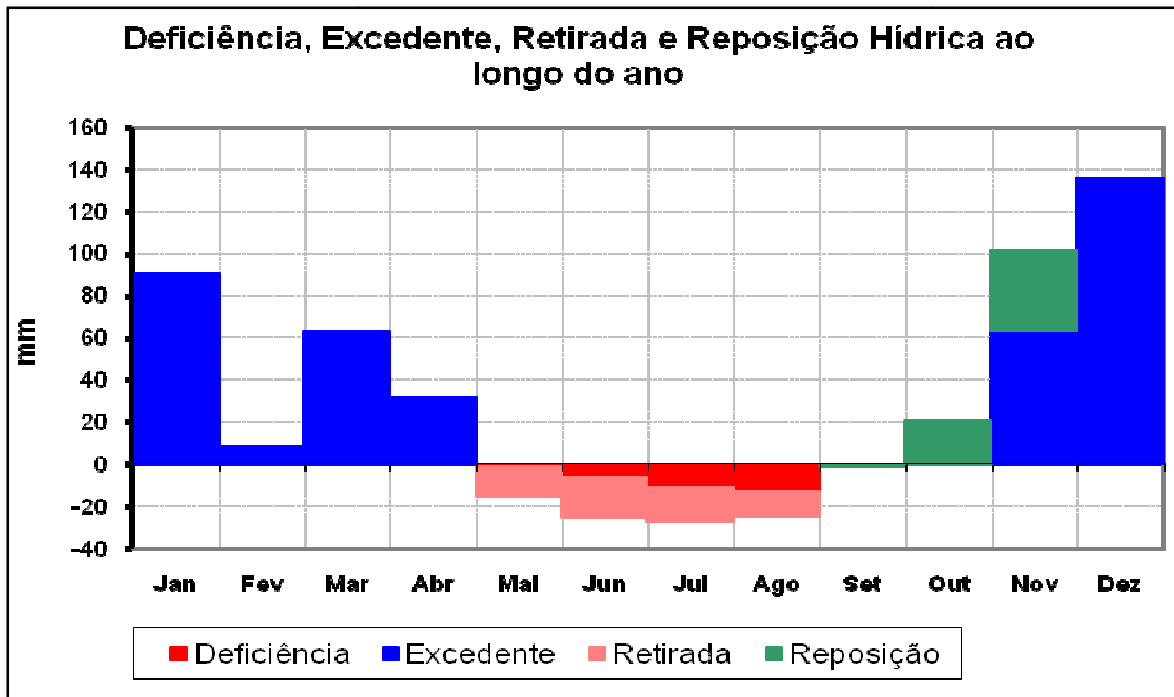


Figura 28. Balanço Hídrico do município de Venda Nova do Imigrante. Período de 1976 a 2013. Fonte: INCAPER (2014). Elaboração: Autora, 2014.

TABELA 2 - VARIÁVEIS NECESSÁRIAS NA AQUISIÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO E OS RESPECTIVOS VALORES OBTIDOS NESTE TRABALHO

Mês	T ¹ (°C)	P ² (mm)	ETP ³ Thornthwaite (1948)	ARM ⁴ (mm)	ETR ⁵ (mm)	DEF ⁶ (mm)	EXC ⁷ (mm)
Jan	23.2	206.2	114.3	100.0	114.3	0.0	91.8
Fev	23.3	111.3	101.9	100.0	101.9	0.0	9.4
Mar	22.5	163.4	100.0	100.0	100.0	0.0	63.4
Abr	20.9	109.0	77.7	100.0	77.7	0.0	31.4
Mai	19.2	48.0	63.3	85.8	62.1	1.1	0.0
Jun	18.1	26.9	52.0	66.7	45.9	6.1	0.0
Jul	17.8	24.2	51.1	51.0	39.9	11.2	0.0
Ago	18.4	32.4	56.8	39.9	43.4	13.4	0.0
Set	19.3	64.1	64.3	39.8	64.1	0.1	0.0
Out	20.7	102.7	81.9	60.6	81.9	0.0	0.0
Nov	21.8	195.0	92.8	100.0	92.8	0.0	62.8
Dez	22.7	244.9	108.1	100.0	108.1	0.0	136.8
Totais	247.8	1328.0	964.2	943.9	932.4	31.9	395.6
Médias	20.6	110.7	80.4	78.7	77.7	2.7	33.0

Fonte: Organizado pela autora.

Nota: ¹Temperatura, ²Precipitação, ³Evapotranspiração potencial, ⁴Armazenamento, ⁵Evapotranspiração real, ⁶Deficiência hídrica, ⁷Excedente hídrico.

Dentre as variáveis obtidas, destacam-se a deficiência hídrica, que corresponde à água que deixa de ser evapotranspirada no período seco, sendo contabilizada pelo número de meses com deficiência, e o excedente hídrico, que é a água sujeita a

infiltração ou percolação e/ou escoamento superficial na estação chuvosa, podendo ser definido também pelo número de meses em que há excesso de água no solo, conforme atestado por Souza et al. (2014). Observa-se, na Figura 28, que o processo de reposição hídrica ocorre com maior volume no mês de novembro. Já os déficits hídricos que estão associados aos baixos índices pluviométricos e as elevadas taxas de evapotranspiração potencial² ocorrem nos meses de junho, julho e agosto.

4.1.4 ANÁLISE DA MAGNITUDE-FREQUÊNCIA DE CHUVAS DIÁRIAS E EVENTO DOMINANTE

Para o período de 38 anos (1976-2013), o IMF (Figura 29) das chuvas diárias no distrito de São João de Viçosa (Y;A) foi de (72.35;40.02). O índice indica que pelo menos uma vez a cada ano uma chuva diária de 72.35 mm ocorre no distrito, e a cada 10 anos, no caso (Y+A), ocorre, pelo menos uma vez, uma chuva de 112.37 mm aproximadamente. A estimativa para 100 anos, calculada utilizando a expressão $Y+(2.A)$, resulta o valor de 152,39 mm de chuva diária, indicando que poderá ocorrer pelo menos uma vez a cada 100 anos.

O $Y+2A$ deve ser considerado com ressalvas, devido ao longo tempo estimado, quando considerada a série histórica envolvida na análise e as possibilidades de variabilidade climática. Santos (2012), por exemplo, estabeleceu o IMF para a região de Parelheiros (São Paulo – SP) e verificou que os eventos de maior valor, geralmente entre os três primeiros do ranking, correspondentes a cerca de 4 postos pluviométricos dos 22 trabalhos, divergiram muito da linha de tendência, o que levou o referido autor a concluir que a extrapolação para maiores prazos fornece valores subestimados.

²A evapotranspiração potencial corresponde a quantidade de água necessária para manter a vegetação turgesciente durante todo o ano. É calculada em função das precipitações, temperaturas médias mensais e médias anuais, além de alguns fatores de correção (SOUZA et al. 2014).

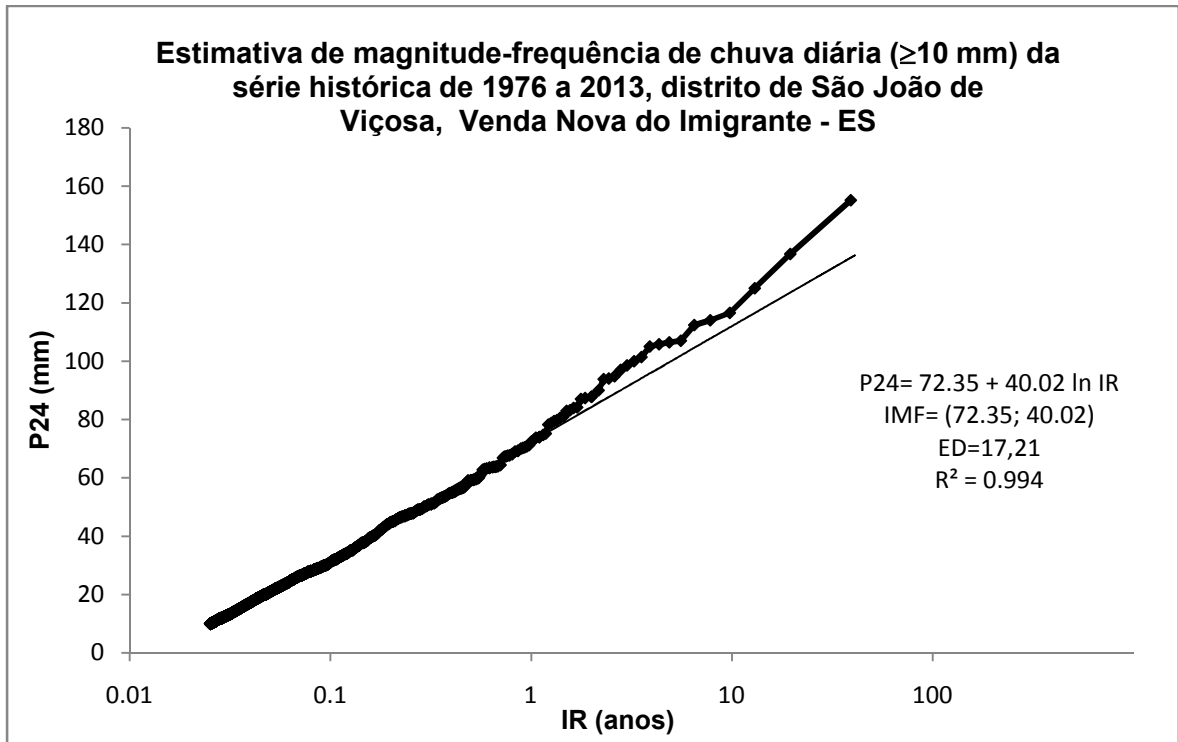


Figura 29 - Estimativa de Magnitude-Frequência de chuvas diárias.
 Fonte: Autora.

Considerando o maior valor de chuva diária, 155,2 mm, dentre os demais analisados na série histórica de 38 anos e o IMF obtido, constata-se que a área está submetida a elevados valores de precipitação, influenciados, entre outros fenômenos, pelo efeito orográfico, dinâmica das Massas Tropical Atlântica e Polar Atlântica no hemisfério sul.

Em outros locais com características climáticas semelhantes às do distrito de São João de Viçosa, os valores do índice (IMF) foram próximos. Santos (2012) calculou o IMF para a região de Parelheiros, São Paulo-SP e no posto pluviométrico Rio Acima os valores foram definidos em (79.9; 41.6). Gimenes (2000; 2001) obteve o IMF (73.3; 52.9) para a Fazenda Fonte Limpa, situada no município da Serra-ES e (71.9; 45.7) para o Aeroporto de Vitória-ES. Esses valores de IMF estabelecidos assemelham-se ao obtido para São João de Viçosa (72.35; 40.02) e a relação entre as áreas condiz com a dinâmica climática vigente, influenciada pelos mesmos sistemas atmosféricos: ASAS e ZCAS. A influência do fator orográfico em Venda Nova do Imigrante-ES e da maritimidade em Serra-ES e em Vitória-ES, dentre outras particularidades, são os elementos que as diferem em meso-escala.

4.1.5 ASPECTOS GEOLÓGICOS

A influência da geologia na morfologia do sítio de Venda Nova do Imigrante é nitidamente marcada, principalmente, por formações rochosas que evidenciam o controle estrutural do relevo. Os componentes geológicos como processos e produtos originados em episódios diversos, relacionados ao Orógeno Araçuaí, definem a caracterização da área, domínios da Faixa Araçuaí (HEILBRON et al, 2004), área hoje designada Orógeno Araçuaí (ALKMIN, et al, 2007), pertencente a Província Mantiqueira.

Na região abordada, a Orogênese Brasileira está registrada pelos estágios pré-colisional (630-585 Ma), sincolisional (585-565 Ma), tardi-colisional (520-490 Ma) e pós-colisional (520-490 Ma). Esses intervalos de tempo foram balizados por idades U-Pb obtidas de amostras de zircão, monazita e titanita (HEILBRON, et al. 2004). Wiedemann-Leonardos et al (2000) afirmam que o estágio colisional principal do Orógeno Araçuaí, na região centro-sul do Espírito Santo, durou de 604 +/- 27 Ma a 580 Ma +/- 13 Ma. Durante esse episódio tectônico, houve aumento progressivo do metamorfismo. Estruturas antigas foram transpostas, resultando em um encurtamento crustal de cerca de 30-40% em seção transversal.

O conjunto geológico na área em estudo é composto basicamente por rochas ígneas, e predominantemente, por rochas metamórficas. Estudos realizados por Mendes et al. (2002) e Wiedemann-Leonardos (2000) revelam que no estágio final do ciclo Brasileiro (de 535 a 490 Ma, aproximadamente) vários plútons intrudiram os gnaisses de alto grau metamórfico já existentes no Espírito Santo, marcando o magmatismo pós-colisional. Segundo esses autores, um exemplo típico desse evento é o maciço intrusivo Venda Nova, composto por gabro no centro, sienomonzonitos e granitos na borda. As encaixantes ao norte e ao sul do maciço são basicamente gnaisses e migmatitos e a leste e a oeste são granitóides. A área de estudo situa-se ao sul do corpo ígneo.

Pedrosa Soares e Wiedemann-Leonardos (2000) *apud* Mendes et al (2002) incluem o maciço Venda Nova na suíte G5:

A suíte G5 é constituída de intrusões graníticas do tipo I, livres de foliação regional, cuja ocorrência se limita ao núcleo do Orógeno. Estas intrusões podem conter fácies charnockíticas e enderbíticas. Na porção sul do Orógeno, em decorrência da exposição em nível crustal mais profundo, são comuns os plútons zonados que mostram núcleos (raízes) de composição básica. A composição predominante das intrusões G5 varia de granito a sienogranito, geralmente porfirítico a sub-porfirítico, com frequentes enclaves máficos e eventuais xenólitos de rocha encaixante. Feições de mistura mecânica (*mingling*) e química (*mixing*) de magmas são comuns. A assinatura das intrusões é cálcioalcalina de alto K e alto Fe. (HEILBRON et al, 2004, p.211).

O contato do maciço Venda Nova, com suas encaixantes, ocorre de modo abrupto. A foliação ígnea é bem desenvolvida e a xistosidade das encaixantes envelopa os corpos ígneos, moldando-se a eles. As foliações de borda são concordantes com as das encaixantes. Ao longo da maior parte do Orógeno Araçuaí, o trend estrutural segue a direção N-S, ocorrendo também NW-SE (MENDES et al., 2002). Tanto as encaixantes, quanto as bordas da intrusão, possuem foliações com mergulho de sua superfície para o interior do corpo (SIGNORELLI et al., 1993).

Os trabalhos de Mendes et al. (2002), e Signorelli et al. (1993) indicam a ocorrência de foliações magmáticas verticalizadas, maiores de 70°, paralelas ao alto ângulo de mergulho das rochas próximo às intrusões, áreas essas marcadas geologicamente por um contato transicional. Evidências que coincidem com as características investigadas nas imediações da área de estudo.

O maciço intrusivo Venda Nova corta sua encaixante e mostra foliações de borda concordantes com essa. Como esse corpo ígneo intruiu ao longo de zonas de fraquezas (foliação, zona de cisalhamento e eixo de dobras), ele não deformou sua encaixante, simplesmente utilizou caminhos crustais de menor esforço (WIEDEMANN-LEONARDOS et al. 2000), por isso as características originais da encaixante foram mantidas.

O gnaiss, ao se decompor, deixa visível a estrutura da rocha original. Apresentam estruturas planares secundárias – bandamentos gnáissicos - formadas a partir de processos metamórficos. Seu principal aspecto, visualizado a olho nu, é possuir diferentes composições mineralógicas, geralmente paralelas entre si (bandas). Devido a essa característica dos gnaisses e ao comportamento que apresenta quando submetidos a cortes e exposição do saprólito, vários pesquisadores, como

destaca Bernardes (2003), desenvolveram pesquisas em solo residual gnáissico que visavam compreender o processo de decomposição da rocha, descrever a microestrutura desses solos residuais, bem como avaliar a resistência desses materiais ao cisalhamento. Apesar da vasta literatura relacionada a essa temática, a heterogeneidade mineralógica que pode ocorrer em solos residuais de gnaiss acaba dificultando a correlação de parâmetros geotécnicos, por isso o resgate da gênese geológica nesses casos é indispensável.

4.1.6 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS E PEDOLÓGICOS

No contexto morfogenético, a área desenvolveu-se sobre o embasamento cristalino Pré-Cambriano, que posteriormente foi modificado, devido a atividades tectônicas. Na classificação do relevo do Estado do Espírito Santo, segundo o RADAMBRASIL (1983) e mapeamento geomorfológico (COELHO et al. 2012), a área em estudo insere-se na Região Planaltos da Mantiqueira Setentrional e na transição da Unidade Patamares Escalonados do Sul Capixaba e Maciços do Caparaó I.

Caracteriza-se por apresentar diferentes compartimentos: planície aluvionar que recebe materiais das vertentes e apresenta em alguns trechos gleissolo, devido à influência do rio São João de Viçosa, o *hollow*, cuja base revestida com cobertura coluvionar encontra-se ocupada por residências, e as vertentes, sendo uma delas mais íngreme e alongada no sentido norte-sul, enquanto a outra possui formato policonvexo (Figura 30).

Quando analisado todo o conjunto geomorfológico, destaca-se o formato em anfiteatro. Quanto a essa feição do relevo, Moura e Silva (2012) alegam que sua origem está vinculada ao recuo diferencial das encostas: os segmentos côncavos (*hollows*) teriam recuado mais que as encostas convexas (*noses*) que constituiriam as áreas fontes dos depósitos coluviais encosta abaixo. De modo geral, os anfiteatros evidenciam unidades compostas por diferentes segmentos geométricos. Hack e Goodlet (1960) *apud* Moura e Silva (2012) introduziram uma classificação para os segmentos de encosta fundamentada no seu aspecto geométrico, conforme representa a Figura 31.

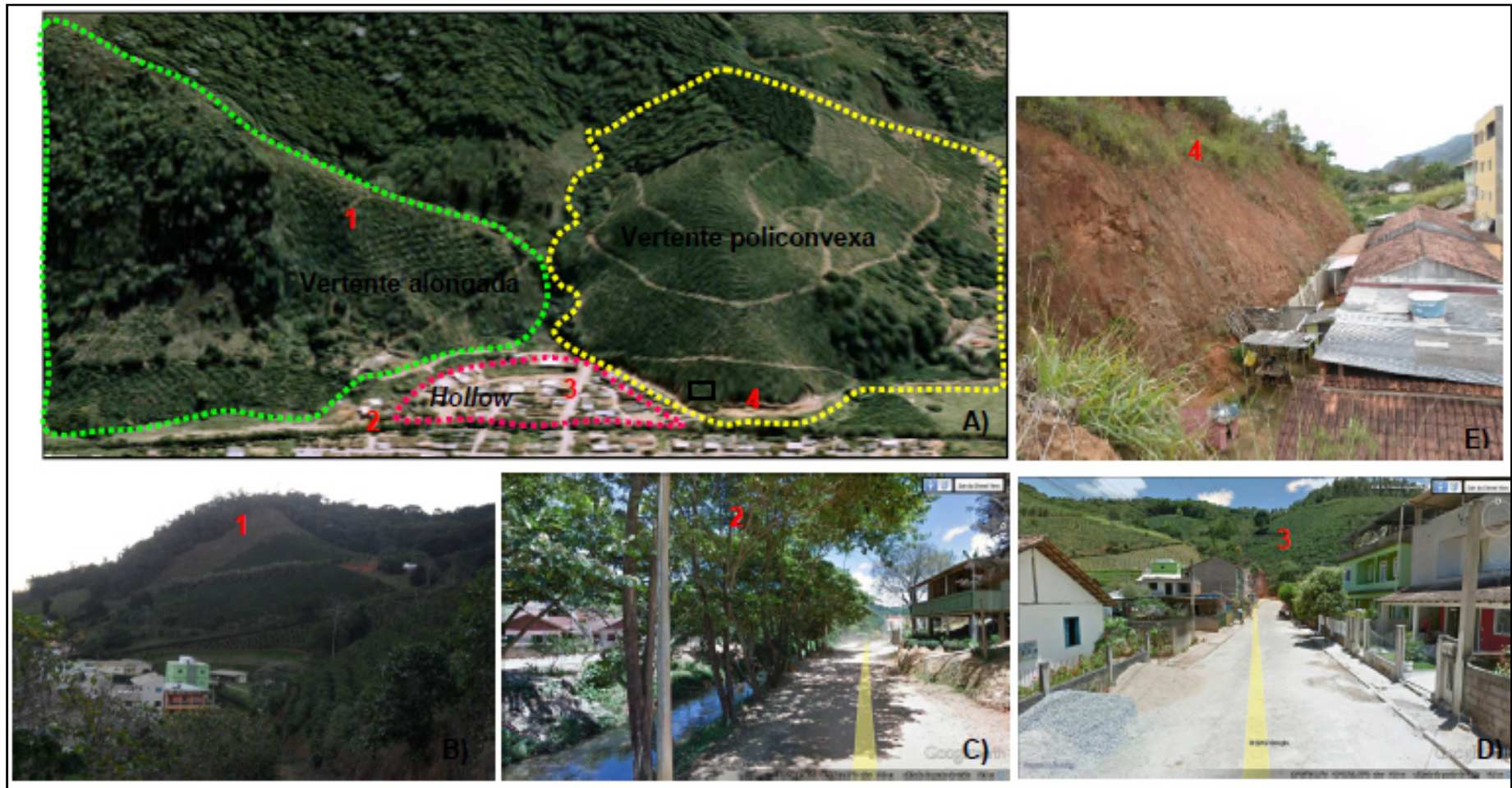


Figura 30 - A) Compartimentação simplificada. Fonte: Ortofoto (IEMA, 2014). B) Visão frontal da vertente. Fonte: Autora, 2014. C) Planície aluvionar. Fonte: Google Street View, 2015. D) Residências na área do hollow. Fonte: Google Street View, 2014. E) Residências na base da vertente policonvexa. Fonte: Autora, 2014.

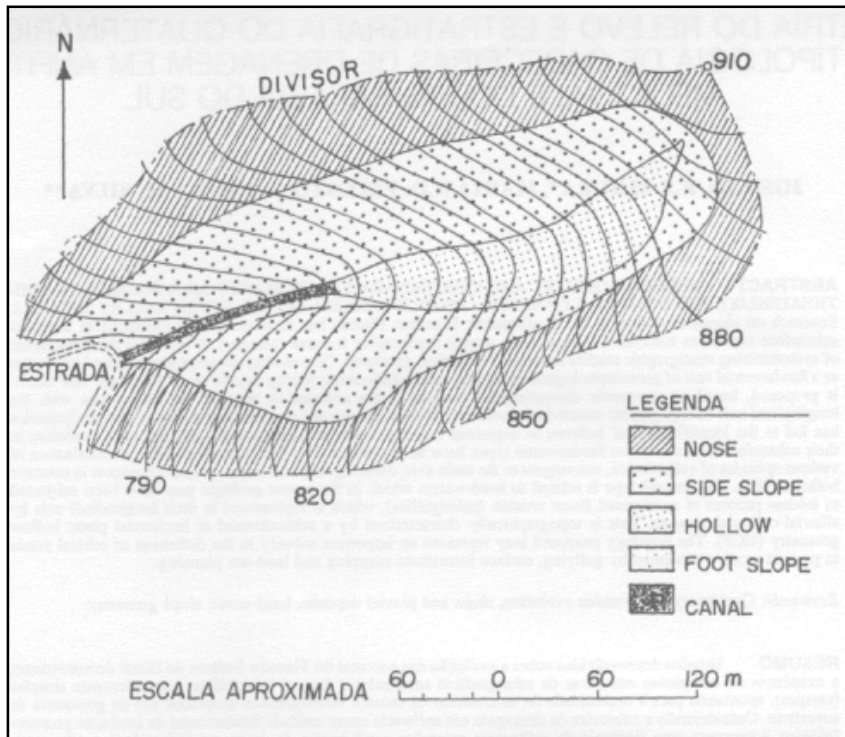


Figura 31 - Topografia de uma cabeceira de drenagem em anfiteatro com a representação dos segmentos de encosta proposto por Hack e Goodlett (1960).
Fonte: MOURA et al. (1991).

Segundo esses autores, a área do interflúvio cujos contornos são convexos é definida como *nose* (saliência); a zona aproximadamente retilínea existente entre o segmento convexo e o fundo do vale é denominada *side slope* (encosta lateral); a parte central da cabeceira de drenagem ou qualquer outra área da encosta cujos contornos sejam côncavos é definida como *hollow* (reentrâncias). Já as áreas caracterizadas por contornos adjacentes ao canal fluvial são designadas como *foot slope* (base das encostas), enquanto aquelas situadas na porção frontal da cabeceira de drenagem são denominadas *head slope* (encosta frontal) (MOURA et al., 1991; MOURA e SILVA, 2012).

Cada segmento geométrico que compõe o anfiteatro responde de modo diferente às dinâmicas dos fluxos superficiais e subsuperficiais. Por isso, são condicionantes na distribuição de água, vegetação e solos ao longo das vertentes. As linhas de drenagem, conforme verificadas em trabalho de campo são bem marcadas e indicam os caminhos preferenciais do escoamento superficial das águas pluviais. Entretanto, verifica-se uma baixa densidade de drenagem, pois os canais presentes formam uma rede de drenagem pluvial e estão relacionados a eventos chuvosos.

Anterior à ocupação, a área em estudo era coberta por vegetação perenifólia úmida, com espécies arbóreas típicas de mata atlântica, porém ações antrópicas modificaram as condições originais da cobertura vegetal e do solo. O solo predominante na área é o Latossolo Vermelho Amarelo Distrófico (Figura 32). É característica de Latossolo Vermelho-Amarelo apresentar horizonte Bw em avançado estágio de intemperização. Nesses solos ocorre a formação de argila de baixa atividade, capacidade de troca catiônica baixa, boa agregação e estrutura comumente granular ou em blocos subangulares. Geralmente, desenvolvem-se onde a influência de rochas ígneas e metamórficas ácidas se faz presente. São solos profundos e ácidos, porosos e permeáveis, de textura que varia de média a muito argilosa. Apresentam baixa fertilidade, baixos teores de fósforo e baixa quantidade de água disponível para as plantas (GUERRA e BOTELHO, 2012; LEPSCH, 2011; EMBRAPA, 2006, SANTOS et al. 2005).

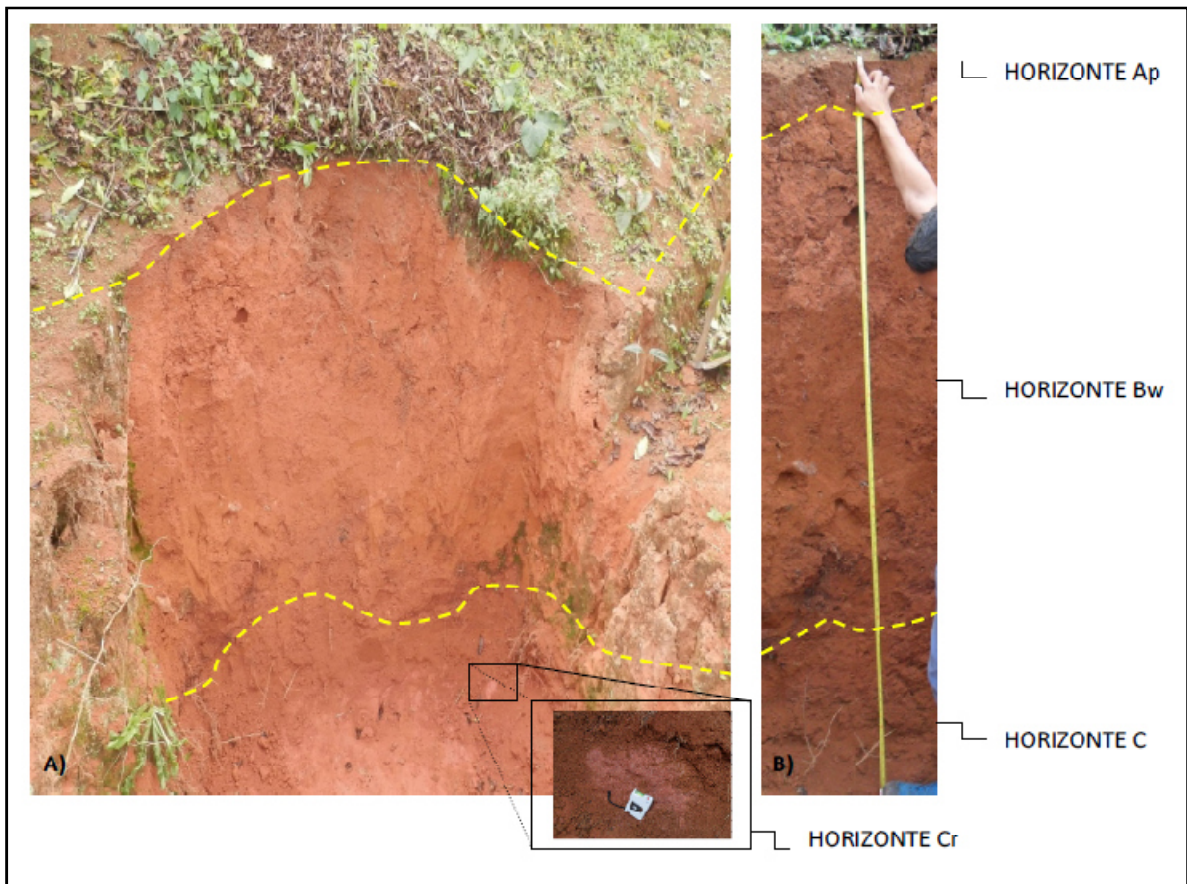


Figura 32 - (A) Fotografia e perfil da parede frontal (B) da trincheira.
Fonte: Autora (2014).

A coloração avermelhada do solo amostrado (Figuras 32 e 33) indica a presença de óxidos de ferro, característica que está diretamente associada à gênese. Geralmente, os horizontes B de solos residuais bem intemperizados acumulam argilas, alumínio e ferro. Podem exibir matizes avermelhados ou amarelados, devido à presença de minerais, tais como argilo-silicatos, ferro e alumínio. Já o horizonte C carece de concentrações de argilas. Normalmente corresponde ao saprólito (rocha pouco alterada pelos processos de formação do solo), portanto, possui características mais próximas do qual o solo presumivelmente se formou (CHRISTOPHERSON, 2012 e LEPSCH, 2010).

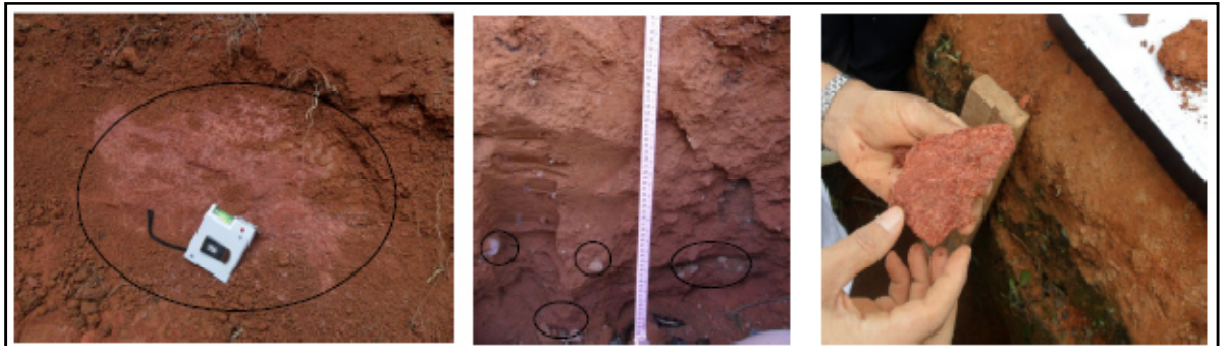


Figura 33 - Fragmentos de gnaiss na transição dos horizontes BW_2 e C.
Fonte: Autora (2014).

4.1.7 CLINOMETRIA

Naturalmente, as vertentes apresentam-se como superfícies inclinadas do terreno subordinadas às forças gravitacionais. O estudo dessas formas permite compreender a evolução do relevo da área em que estão inseridas e caracterizar as particularidades do conjunto. Considerando que a clinometria possui um papel bastante significativo nas incidências de movimentos de massa, principalmente quando essa característica é associada aos tipos de solos, densidade da cobertura vegetal, uso e ocupação, apresenta-se a seguir (Figura 34) o mapa clinométrico da área de estudo, que consiste em um documento utilizado na identificação de intervalos semelhantes de inclinação das vertentes (Tabela 3).

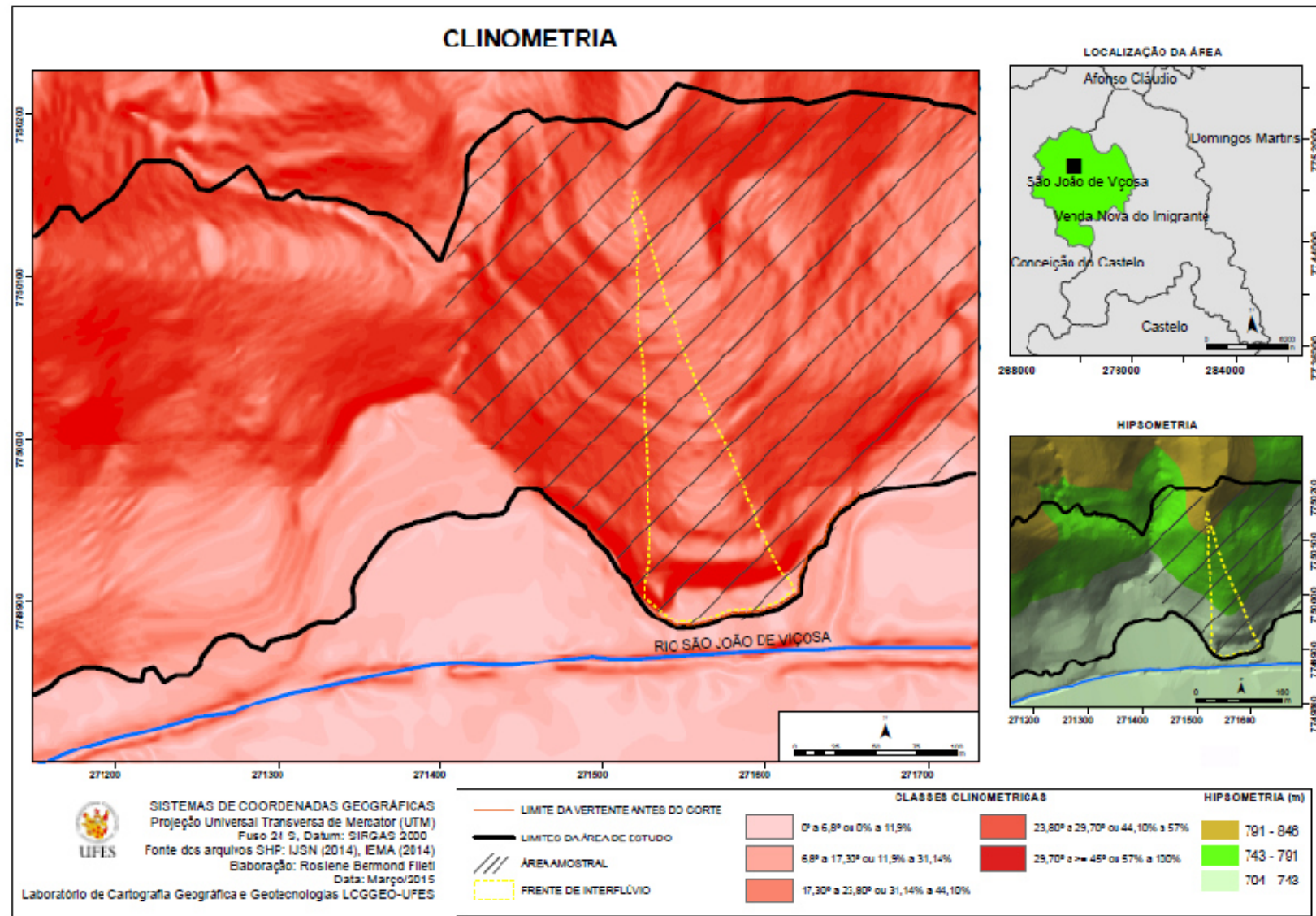


Figura 34 - Mapa clinométrico. Elaboração: Autora (2015).

TABELA 3 - NÚMERO DE CLASSES E INTERVALOS DE INCLINAÇÃO

Número de classes	Intervalos de inclinação em graus (°) e porcentagem (%)
1	0° a 6,8° ou 0% a 11,9%
2	6,8° a 17,30° ou 11,9% a 31,14%
3	17,30° a 23,80° ou 31,14% a 44,10%
4	23,80° a 29,70° ou 44,10% a 57,0%
5	29,70° a ≥ 45° ou 57,0% a 100%

Fonte: Organizado pela autora.

Estabelecer as classes de inclinações, como representado no mapa, auxiliou na identificação de áreas com maior ou menor potencial energético. Conhecida a estrutura superficial e a fisiologia da paisagem, as condições do material disponível para remobilização na referida área foram analisadas.

A análise de cada faixa de inclinação permite afirmar que o primeiro e o segundo intervalo, que varia de 0° a 17,30°, correspondem ao terço inferior da vertente, enquanto o terceiro intervalo, de 17,30° a 23,80°, corresponde ao terço médio da vertente. Já o quarto intervalo, que vai de 23,8° a 29,7°, abrange áreas entre o terço médio e superior e o quinto intervalo gerado apresenta inclinações superiores a 29,7°. Na área, o maior valor obtido foi de 78° e a inclinação do ponto amostrado corresponde a 26°. O mesmo situa-se a 733 metros de altitude.

Os valores de inclinações apresentam-se como fatores de sugestão de áreas potenciais a movimentos de massa e geralmente essa variável também é considerada nos mapeamentos de risco. Quanto a essa questão, Fernandes e Amaral (2010) atestam que o maior número de movimentos de massa não ocorre, necessariamente, nas vertentes mais íngremes. Segundo os autores, Salter et al. (1981), em estudo realizado na Nova Zelândia, observaram que, após chuvas intensas, 97% dos deslizamentos ocorreram em encostas com declividade acima de 20°, sendo que a maior densidade dos movimentos ocorreu em encostas com declividades entre 21° e 25°. Esse comportamento foi atribuído devido aos diferentes tipos de cobertura vegetal e ao fato de que nas encostas mais íngremes os solos já teriam sido removidos por movimentos anteriores. Neste caso, só a inclinação acentuada não basta para explicar ocorrências de escorregamentos, isso porque a inclinação da vertente está associada ao ângulo de atrito do material, que, por sua

vez, possui comportamentos distintos quando relacionados a fenômenos morfodinâmicos.

4.1.8 OS COMPARTIMENTOS GEOMORFOLÓGICOS

Com base na geometria das vertentes, inclinação e morfografia, foram estabelecidos quatro compartimentos distintos: C1, cuja curvatura vertical da vertente é convexa e a curvatura horizontal é côncava de fluxo convergente; C2, compartimento em que ambas as curvaturas apresentam-se côncavas (*hollow*), com fluxo convergente; D1, cujo fluxo predominante é divergente por conta da convexidade em planta e perfil (*noses* e demais saliências que se propagam para fora da vertente), e P1, que corresponde ao fluxo paralelo das áreas laterais das vertentes (*side slope*).

Cada compartimento, apesar de comum aos demais, possui arranjo espacial próprio, o que corresponde a Feição Mínima. Assim como atestado por Goulart (2005), a particularidade desse arranjo (morfológico, morfográfico, morfométrico), associada aos elementos das formas e em especial às suas vertentes, conduziu a divisão das unidades a partir da linha de maior flexão da forma, sendo esses divisores de água e em alguns casos linhas de drenagem. Essa última, por sua vez, tende a se desenvolver nas concavidades e paredes das vertentes.

Nesse sentido, é estabelecida uma relação entre a geometria da vertente e os processos erosivos e acumulativos que interferem no intemperismo e pedogênese, alterando o balanço morfogenético. A erosão tende a se intensificar à medida que os fluxos superficiais concentrados se distanciam do divisor de águas ou topo da vertente, principalmente em segmentos convexos-côncavos, enquanto a acumulação é associada às áreas mais côncavas e bases da vertente, contribuindo para formação de colúvio. A tendência, considerando o caso deste trabalho, em que as áreas côncavas (*hollow*) recebem maior convergência de fluxos d'água, é a instabilização do colúvio e/ou formação de sulcos superficiais.

A concentração de fluxo convergente na área do *hollow* possibilita um avanço da frente de saturação. Essa condição, a presença de solo coluvionar e o modo como os materiais que o compõem estão arranjos podem indicar áreas vulneráveis a

erosão e a movimentos gravitacionais de massa, uma vez que há concentração de residências nesse local, fato que contribui para elevar a vulnerabilidade humana.

Verifica-se que as linhas de drenagem pluviais indicam o caminho do fluxo que tende a se deslocar para áreas de ocupação. Essa relação é significativa, pois a ocupação verificada em área de colúvio tem avançado para áreas do terço basal e médio das vertentes. Em períodos recorrentes de eventos pluviométricos, as feições erosivas e o deslocamento de materiais das vertentes podem intensificar-se, ocasionando transtornos diversos.

As cicatrizes de escorregamentos indicadas no mapeamento de compartimentação estão relacionadas a áreas de fluxos divergentes. A que está localizada à jusante da frente de interflúvio da vertente policonvexa evidencia um escorregamento translacional, enquanto a outra, em direção oposta, indica um *creep* (Figura 35).

A frente de interflúvio, representada pelo compartimento D1, destacada como área amostral, foi escolhida porque se apresenta instável e possui características que podem ser estudadas obedecendo aos três níveis de abordagem, segundo Ab'Saber (1969).

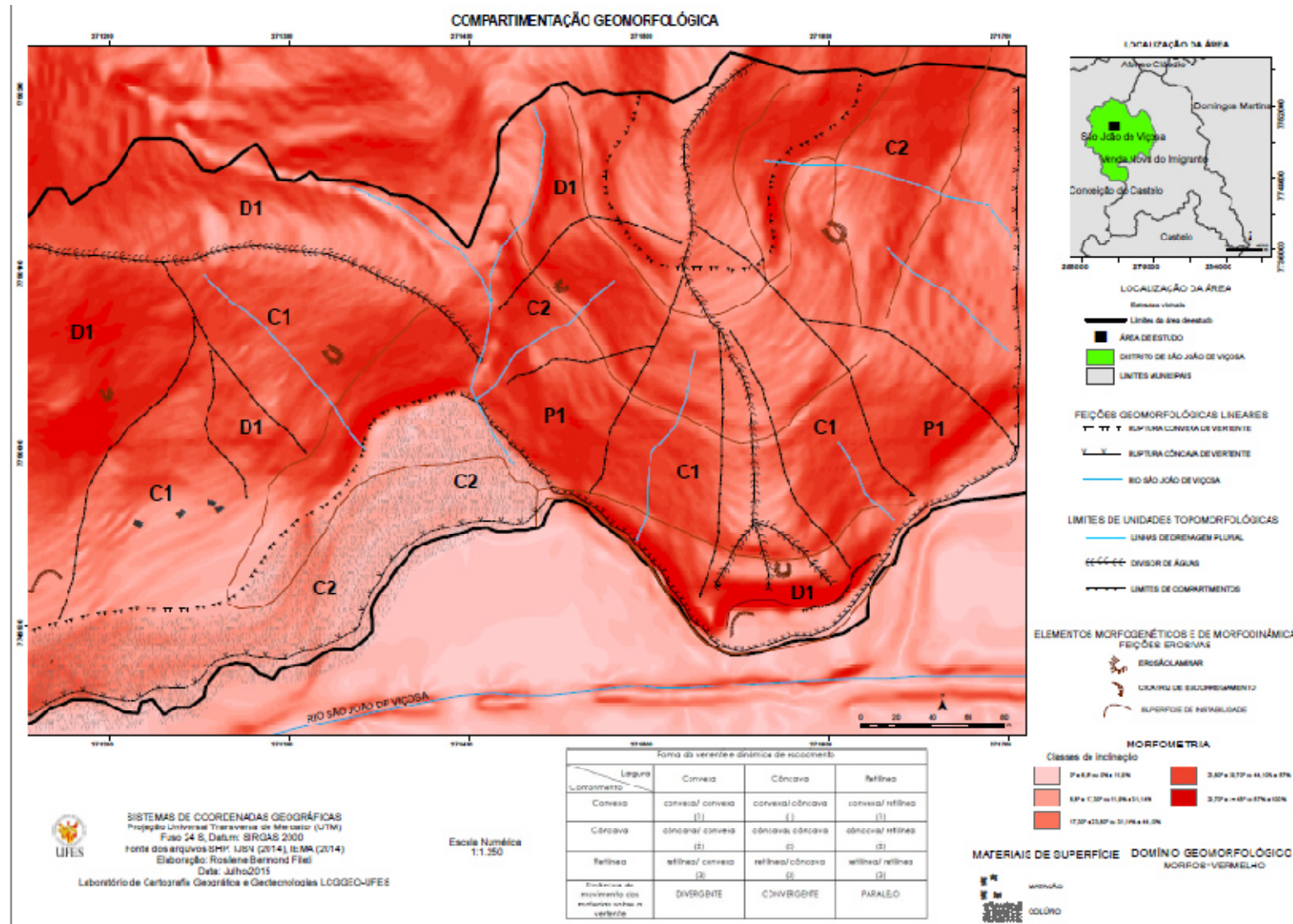


Figura 35 - Mapa de compartimentação geomorfológica. Elaboração: Autora (2015)

4.1.9 MORFOLOGIA DO SOLO

As análises morfológicas indicaram que o solo enquadra-se na classe de Latossolos Vermelhos-Amarelos, cuja gênese está associada à rocha metamórfica gnaiss. Comparando à classificação pelo sistema antigo, verificada pelo mapeamento RADAMBRASIL no terceiro nível categórico, o solo é distrófico. As características morfológicas do perfil, horizontes amostrados e suas respectivas profundidades são apresentadas no quadro 7.

QUADRO 7 - Descrição morfológica por horizonte e profundidade de perfil de latossolo amarelo distrófico

Horizontes	Profundidade (m)	Descrição Morfológica ¹
Ap	0-0,1	7.5YR 4/4 (úmida), argilo-arenosa; blocos subangulares e grumosos; solta (seca), friável (úmida); não plástica; transição clara.
Bw ₁	0,1-1,5	5YR 4/6 (úmida), argilosa; blocos subangulares subdivididos em granulares; macia (seca), friável (úmida); plástica; transição clara.
Bw ₂	1,5-1,8	5YR 5/6 (úmida), argilosa; blocos subangulares subdivididos em granulares; macia (seca), muito friável (úmida); ligeiramente plástica; transição abrupta e irregular com presença de fragmentos de gnaiss.
C	1,8-2,30	5YR 5/6 (úmida), franco-argiloarenosa; blocos angulares; solta (seca), muito friável (úmida); ligeiramente plástica; presença abundante de fragmentos de gnaiss.
CR	2,30+	Coloração variegada, composta de vermelho 2,5YR4/8 e vermelho claro 10R6/6, franco-argiloarenosa, presença abundante de fragmentos de gnaiss.
Bioturbação e Raízes		Comum e finas nos horizontes Ap e Bw ₁ (0,1-0,53), poucas e finas no Bw ₁ (0,53 a 1,0), raras e finas no Bw ₁ (1,0-1,5).

Elaboração: Autora, 2014.

O horizonte organo - mineral A é antrópico, modificado pela agricultura. Possui pouca serrapilheira e matéria orgânica leve acondicionada pela cultura de café presente na área. Tanto o horizonte A quanto o B formam agregados (Figura 36), característica que aumenta a condutividade hidráulica desse solo nos macroagregados, discutida posteriormente. O horizonte Bw₂, especificamente na profundidade de 1,80m, apresenta fragmentos de gnaiss subangulares e a transição para o horizonte C ocorre de forma abrupta. Nessa área de contato, a

textura antes argilosa torna-se franco-argiloarenosa. O horizonte C é menos afetado pela pedogênese, próximo ao saprólito (Cr) e apresenta fragmentos de gnaiss intemperizados com muitos óxidos.

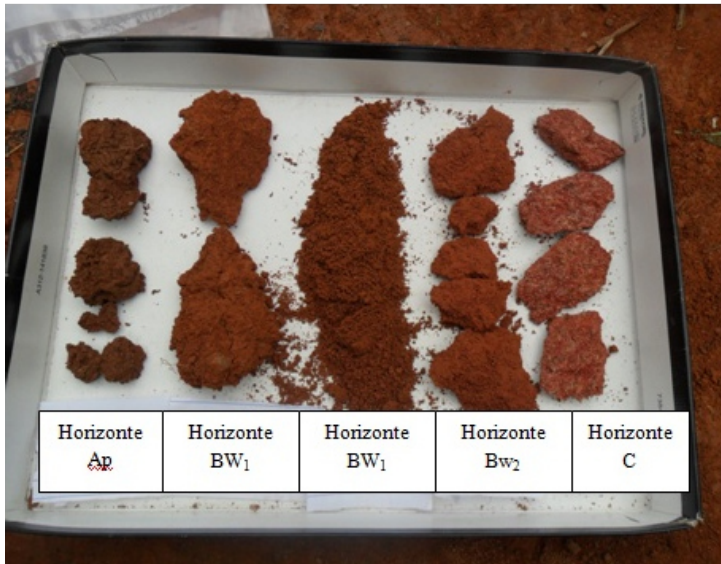


Figura 36 - Agregados por horizontes do solo amostrado.
Fonte: Autora (2014).

Infere-se um maior teor de óxidos em relação à caulinita no Bw₂, em função da plasticidade. O horizonte Bw₁ apresentou consistência friável (úmida), enquanto que o Bw₂ apresentou consistência ligeiramente plástica, em função dos elevados teores de argila. Isso indica que uma descontinuidade hidrológica pode se formar a 1,5m de profundidade por influência da morfologia dos agregados e da mineralogia das argilas.

No horizonte Bw₁, devido a maior presença de blocos subangulares que subdividem-se em agregados granulares, considera-se maior presença de caulinita em relação aos óxidos. No horizonte Bw₂ ocorre o inverso, em relação à estrutura dos agregados, ao prevalecer estrutura granular, mas com um desenvolvimento fraco de blocos subangulares, considerando, pela análise do agregado, um maior teor de óxidos se comparados aos teores de caulinita. Essa análise é qualitativa e feita com base em diferentes trabalhos que associam a morfologia do agregado e os teores de caulinita e óxidos em Latossolos, como o de Ruiz et al. (2003).

Dentre as frações de areia grossa e areia fina por profundidade analisadas, destaca-se predominantemente o mineral quartzo (Quadro 8). Em menor proporção e

intensamente intemperizados, ocorre a presença de feldspatos em todas as amostras. O mineral muscovita aparece na fração areia grossa na profundidade de 0,53 m e na fração areia fina de todas as outras amostras.

O solo residual amostrado tem sua gênese associada ao gnaisse. Conseqüentemente, ocorrem reações químicas que contribuem para formar concreções ferruginosas pequenas, cujos fragmentos aparecem em menor proporção nas amostras analisadas. Verificou-se que a quantidade desses fragmentos diminuiu com o aumento da profundidade e aqueles presentes nas profundidades de 1,0 m, 1,5m e 1,8 m são atraídos magneticamente. De modo geral, em todas as profundidades amostradas não existiram diferenças significativas na composição mineralógica, sendo somente a quantidade de cada mineral aquela que mais oscilou sem mudança brusca, o que indica tratar-se de material desenvolvido in situ.

QUADRO 8 - MINERALOGIA DA FRAÇÃO AREIA GROSSA E FINA

Horizonte	Profundidade da amostra (m)	Areia Grossa	Areia Fina
Bw ₁	0,53	90% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 7% de feldspatos amarelados e claros, 2% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca, 1% de muscovita.	90% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 5% de feldspatos amarelados e claros, 4% de muscovita, 1% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca.
Bw ₁	1,00	90% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 8% de feldspatos amarelados e claros, 2% fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca.	90% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 5% de feldspatos amarelados e claros, 4% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca, 1% de muscovita.
Bw ₂	1,50	90% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 8% de feldspatos amarelados e claros, 2% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca.	90% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 4% de feldspatos amarelados e claros, 5% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca, 1% de muscovita.
Bw ₂	1,80	98% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 1% de feldspatos amarelados e claros, 1% fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca.	97% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 1% de feldspatos amarelados e claros, 1% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca, 1% de muscovita.
C	2,10	98% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 1% de feldspatos amarelados e claros, 1% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca.	98% de quartzo, grãos subangulosos, incolores, 1% de feldspatos amarelados e claros, 0,5% de fragmentos de concreções ferruginosas, cor preta, com superfície opaca, 0,5% de muscovita.

Fonte: Autora, 2014. Baseado em Santos et al. 2005.

4.2 ANÁLISE: ARGILA DISPERSA EM ÁGUA

Com frequência, associa-se a argila dispersa em água à estabilidade de agregados e à suscetibilidade do solo a erosão hídrica. Os maiores percentuais indicariam menor estabilidade de agregados e menor resistência aos processos erosivos. Além desses efeitos sobre a estrutura do solo, há possibilidade de migração desse material disperso no perfil de solo, o que acarretaria a obstrução dos poros, alteraria a dinâmica da água, do ar e a mobilidade de solutos (FREITAS, 2011), interferindo também na coesão.

O horizonte Ap, 0,10 m, apresentou maior valor de argila dispersa (17%), e esse percentual pode ser justificado pela menor espessura do horizonte e devido a remoção de material na superfície da vertente. Os baixos valores, 3% para profundidade de 0,53 m; 1% para profundidade de 1,00 m e 2% para as profundidades de 1,5 m, 1,8 m e 2,10 m, eram esperados, isso porque, nos horizontes subsuperficiais de Latossolos, predominantemente, são verificadas argilas de baixa atividade (FERREIRA, 2010). Assim, os baixos valores de ADA nos horizontes B latossólicos indicam maior estabilidade dessa camada.

4.3 ANÁLISE: TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA

Os resultados obtidos e o teor de matéria orgânica do horizonte Ap são descritos a seguir (Tabela 4). O quadro 9 apresenta as etapas de cálculos e o respectivo teor obtido.

TABELA 4. DADOS PARA DETERMINAÇÃO DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA.

Cápsula	0	22	M
Tara (g)	29.03	26.83	25.76
Tara+ solo úmido+MO (g)	61.30	62.14	57.44
Tara + solo seco+ MO (estufa 110°C) (g)	60.44	61.18	56.60
Tara + sólidos (g) (Pós mufla 440°C)	57.45	57.91	53.37
Massa 1 (g) = Solo seco em estufa (110°C)	31.41	34.35	30.84
Massa 2 (g) = Solo seco em mufla (440°C)	28.42	31.08	27.61

Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Solos e Geotecnia da UFES.

QUADRO 9. ETAPAS DE CÁLCULO PARA OBTENÇÃO DO TEOR DE MATÉRIA ORGÂNICA

Equação para calcular o Teor de MO	Cápsulas/Cálculo	Teor de MO
$MO = \left(1 - \frac{M_2}{M_1}\right) \times 100$	Cap. 0 $MO = \left(1 - \frac{28,42}{31,41}\right) \times 100$	9,52 %
	Cap. 22 $MO = \left(1 - \frac{31,08}{34,35}\right) \times 100$	9,52%
	Cap. M $MO = \left(1 - \frac{27,61}{30,84}\right) \times 100$	10,47%
Teor médio de MO para horizonte Ap	9,83%	

Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Solos e Geotecnia da UFES.

Considerando o horizonte Ap, antropizado e com adições de matéria orgânica leve, evidentes no campo, esse resultado representa grande parte dessa matéria orgânica. Tal fato auxilia a compreender o comportamento hídrico-mecânico, físico e químico do solo. O teor de 9,83% encontrado para o horizonte analisado está relacionado à presença da cultura de café.

A matéria orgânica influencia na capacidade de retenção de água do solo e na pegajosidade, pois essa é menor quanto maior for o teor de matéria orgânica. Nesse caso, a textura do solo argilo-arenosa e o arranjo estrutural granular e em blocos do horizonte tendem a facilitar a infiltração no perfil analisado.

4.4 ANÁLISE: DENSIDADE REAL DOS GRÃOS

Os dados e resultados obtidos são apresentados nas tabelas 5 e 6 que seguem. Em laboratório, quando não se dispõe de determinação mais precisa, adota-se o valor de 2,65 g/cm³, valor correspondente a densidade do quartzo (FIORI e CARMIGNANI, 2009). Outros valores correspondentes a densidade de alguns minerais comuns encontrados nos solos foram listados no quadro 10.

QUADRO 10. MASSA ESPECÍFICA REAL DE ALGUNS MINERAIS.

Mineral	Peso específico (G_s) g/cm ³
Quartzo	2,65
Feldspato potássico	2,57
Feldspato sódico e cálcico	2,62-2,76
Biotita	2,8-3,2
Muscovita	2,76-3,1

Fonte: DAS (2011); FIORI e CARMIGNANI (2009).

TABELA 5. DENSIDADE REAL DOS GRÃOS – HORIZONTE B

Picnômetro n°	8	9	15
Picnômetro + solo + água P1	186.70	182.36	189.46
Temperatura, T	23.50	23.50	23.50
Picnômetro + água, P2	177.34	171.97	178.17
Becker n°	22	27	2
Becker + solo seco	118.86	122.69	118.55
Peso do Becker	103.31	105.53	100.17
Solo seco	15.55	17.16	18.38
Densidade da água, Y_w	0.9974	0.9974	0.9974
Peso específico real, Y_s	2.51	2.53	2.59
Peso específico real, $Y_{sméd}$	2.54 g/cm ³		

Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Solos e Geotecnia da UFES.

TABELA 6. DENSIDADE REAL DOS GRÃOS – HORIZONTE C

Picnômetro n°	5	9	14
Picnômetro + solo + água P1	172.01	180.17	177.03
Temperatura, T	23.00	23.00	23.00
Picnômetro + água, P2	164.28	171.97	160.90
Becker n°	2	22	29
Becker + solo seco	112.25	116.40	132.74
Peso do Becker	100.17	103.31	106.63
Solo seco	12.08	13.09	26.11
Densidade da água, Y_w	0.9976	0.9976	0.9976
Peso específico real, Y_s	2.77	2.67	2.61
Peso específico real, $Y_{sméd}$	2.68g/cm ³		

Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Geotecnia da UFES.

Neste ensaio, obteve-se o valor de 2,54 g/cm³ para as amostras correspondentes ao horizonte B, mais intemperizado, e 2,68 g/cm³ para o horizonte C. O peso específico dos sólidos de uma areia de cor clara, composta principalmente por quartzo, pode

ser estimado em cerca de $2,65 \text{ g/cm}^3$, para solos de argila e silte. Esse valor pode variar de $2,6 \text{ g/cm}^3$ a $2,9 \text{ g/cm}^3$ (DAS, 2011) e também na presença de óxidos, pois possuem peso específico maior.

4.5 GRANULOMETRIA

A análise textural ou granulométrica realizada em laboratório através do método da pipeta teve por finalidade fornecer a distribuição quantitativa das partículas minerais menores que 2,0 mm (FERREIRA, 2010).

O resultado da análise granulométrica revela elevado percentual de argila nos horizontes Bw até a profundidade de 2,00m. O baixo teor de silte verificado até essa profundidade indica o elevado grau de intemperismo do perfil do solo (EMBRAPA, 2011). O mesmo aspecto não é verificado na profundidade de 2,10 m, que possui maiores teores de silte, e redução do teor de argila, justamente por situar-se próximo ao horizonte CR. Com o aumento da profundidade, os percentuais de argila tendem a cair e os de silte e areia aumentam. Os horizontes subsuperficiais Bw, devido ao elevado percentual de argila, quando comparados às demais frações, apresentaram classe textural argilosa, enquanto o material do horizonte C, a 2,10 m de profundidade, apresentou a classe franco-argiloarenosa.

A tabela 7 indica que as profundidades de 0,10m e 2,10 m apresentam percentuais de areia grossa próximos, 38 dag/kg e 34 dag/kg, assim como nas profundidades de 1,5 m e 1,8 m, 25 dag/kg e 27 dag/kg, respectivamente. Nesse caso, em termos de resistência e compressibilidade, o solo analisado tende a apresentar melhores condições de estabilidade. Devido às tendências distintas do material, verifica-se um comportamento padrão, indicando uma granulação regular.

TABELA 7 - RESULTADOS DA ANÁLISE GRANULOMÉTRICA, ARGILA DISPERSA EM ÁGUA, CLASSES TEXTURAIS E ÍNDICES DE ATTERBERG.

Horizonte	Profundidade da amostra	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	Argila dispersa em água	Densidade do solo ¹	Classe textural	Limite de plasticidade	Limite de liquidez	Índice de plasticidade	Atividade das argilas	Tipo de argila
	m	dag/kg				%	Kg/dm ³		%				
Ap	0,10	38	11	10	41	17	1,42	Argilo-arenosa	-	-	-	-	-
Bw1	0,53	28	11	6	55	3	1,11	Argilosa	31,0	63,8	32,8	0,59	Inativa
Bw1	1,00	28	11	8	53	1	1,12	Argilosa	37,4	67,8	30,4	0,54	Inativa
Bw2	1,50	25	11	7	57	2	1,36	Argilosa	38,6	69,7	31,1	0,54	Inativa
Bw2	1,80	27	11	16	46	2	1,26	Argilosa	33,4	59,2	25,8	0,56	Inativa
C	2,10	34	15	23	28	2	1,45	Franco-argiloarenosa	27,2	53,7	26,5	0,94	Normal

¹Densidade do Solo: método do anel volumétrico. Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Física de Solos da UFV; Laboratório de Solos e Geotecnia da UFES.

4.6 ANÁLISE: DENSIDADE DO SOLO

Os maiores valores de densidade encontrados para o perfil de solo analisado correspondem às profundidades de 0,10 m (Ap) e 2,10 m (C), que apresentam, respectivamente, 1,42 kg/dm³ e 1,45kg/dm³. Isso se deve à interferência da atividade antrópica modificando a estrutura do horizonte Ap, mais compactado. Já o horizonte C, menos pedogenizado, apresenta novas formas de agregados pedológicos.

Nas demais profundidades amostradas, os valores de densidade para os horizontes B latossólicos oscilaram entre 1,11kg/dm³a 0,53 m; 1,12 kg/dm³ a 1,00 m; 1,36 kg/dm³ a 1,5 m e 1,26 kg/dm³ a 1,80 m. A densidade dos solos argilosos pode variar entre 0,9 a 1,6 g/cm⁻³ (MARCOLIN, 2006), valores correspondentes aos obtidos neste trabalho. Ferreira et al. (1999) mostraram valores de 0,91 (Latossolo Vermelho Ferríco Gibbsítico) a 1, 55 g/cm⁻³ (Latossolo Amarelo Hipoférrico Caulinítico).

A tendência é o valor da densidade do solo aumentar de acordo com a profundidade. Assim, quanto maior a densidade, menor será o espaço poroso do solo, resultando em diferentes estágios de compactação. Porém algumas características do solo, como a mineralogia, a textura e o teor de matéria orgânica, interferem nos valores de densidade, estabelecendo variações (FERREIRA, 2010) que, por sua vez, requer estudos mais detalhados que estabeleçam tais relações específicas.

4.7 ANÁLISE: INDICES DE ATTERBERG

A presença de argila nos diferentes horizontes do perfil de solo amostrado possibilitou que esse fosse remoldado com diferentes teores de umidade sem desagregar, permitindo, assim, estabelecer os limites de consistência. Todas as amostras ensaiadas apresentaram índices considerados altamente plásticos e a porcentagem de umidade atingida em cada amostra para os limites de liquidez e plasticidade são apresentadas na Tabela 8.

O maior valor de umidade obtido corresponde à profundidade de 1,5 m do B latossólico (LL = 69,7%; LP = 38,6%, IP = 31,1), justamente a que apresentou em sua granulometria a maior quantidade de argila, 57 dag/kg. Percebe-se também uma ligeira queda nos LL, LP, IP no Bw₂, à medida que a profundidade aumenta, a

quantidade de argila diminui e agregados granulares aumentam. Isso pode estar relacionado à mineralogia com mais óxidos no Bw_2 . O horizonte Bw_1 e as respectivas profundidades analisadas apresentam-se mais plásticas do que aquelas que integram o horizonte Bw_2 e C, evidência relacionada à estrutura do solo.

Os valores obtidos neste ensaio, quando comparados àqueles de outros estudos envolvendo Latossolos, foram compatíveis. Souza et al. (2000) determinou valores de limite de liquidez para dois Latossolos: um proveniente da cidade de Viçosa – MG, com textura argilosa que apresentou limite de liquidez de 73,90%, e outro oriundo da cidade de Paraopeba – MG, com textura franco-argiloarenosa, cujo limite de liquidez foi de 26,08%. Corrêa (1982) comparou a plasticidade de amostras de Latossolo Amarelo com e sem uso agrícola, ambos com textura argilosa de localidades na cidade de Manaus – AM, chegando à conclusão de que o LP em Latossolos sem uso agrícola varia entre 40% a 42% e o limite de liquidez médio em 58%, enquanto que para Latossolos com uso agrícola, o LP oscila entre 42% a 43,6% e o limite de liquidez médio em torno de 55,7%.

Corrêa (op.cit) concluiu que os Latossolos Amarelos não devem ser lavrados quando a porcentagem de umidade encontra-se superior ao limite plástico. Isso porque, nessas condições, o solo deixa de ser friável e passa a apresentar plasticidade, tornando-se suscetível a compactação, visto que as partículas de argila são orientadas mais facilmente, aumentando a densidade do solo e reduzindo a macroporosidade.

4.8 ANÁLISE: ATIVIDADE DAS ARGILAS

Os valores encontrados para as profundidades de 0,10m a 1,80m (Bw_1 e Bw_2) indicaram argila inativa e na profundidade de 2,10m do horizonte C aparece como normal. A atividade constitui um índice que é utilizado para identificar o potencial de expansão de solos argilosos, principalmente para fins geotécnicos (DAS, 2011).

O horizonte Bw_1 , profundidade de 1,50 m, apresentou 57% de argila na amostra e o valor para a atividade das argilas é de 0,54. Esperava-se maior valor para a atividade das argilas nessa profundidade devido à quantidade de argila presente na amostra. Quanto a essa questão, Pinto (2006) destaca que alguns solos com

elevado percentual de argila podem apresentar valores menores de atividade, isso porque a atividade das argilas está diretamente relacionada à composição mineralógica dos argilo-minerais e também em função da areia presente no solo.

A tabela 8 indica a atividade de alguns minerais. Ressalta-se que o Latossolo Vermelho Amarelo amostrado é caulínítico, o que pode haver influenciado nos índices para cada fração do solo amostrado, uma vez que o valor de atividade da caulinita pode chegar a 0,5.

TABELA 8. ATIVIDADE DE ALGUNS MINERAIS.

Mineral	Atividade
Caulinita	0,3-0,5
Muscovita	0,2
Calcita	0,2
Quartzo	0
Na- Montmorilonita	4-7
Ca-Montmorilonita	1.5

Fonte: SKEMPTON, 1953 e MITCHELL, 1993 *apud* BARDET, 1997.

4.9 CORRELAÇÕES ENTRE POROSIDADE, CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E CURVAS DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

Os itens que seguem relacionam o comportamento da água no solo aos demais ensaios já discutidos anteriormente. Apresentar-se-á a porosidade do solo, os valores de condutividade e as curvas de retenção de água para cada profundidade amostrada. A tabela 9 caracteriza o perfil de solo amostrado quanto à porosidade e condutividade hidráulica.

TABELA 9 - VALORES DE POROSIDADE TOTAL, MACROPOROSIDADE, MICROPOROSIDADE E CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA.

Horizonte	Profundidade da amostra (m)	Argila dag/kg	Macro dm ³ /dm ³	Micro	Porosidade Total cm/h	Condutividade hidráulica Kg/dm ³	Densidade do solo	Classe textural
Ap	0,10	41	0,05	0,42	0,47	3,64	1,42	Argilo-arenosa
Bw1	0,53	55	0,27	0,31	0,59	12,42	1,11	Argilosa
Bw1	1,00	53	0,24	0,34	0,58	11,43	1,12	Argilosa
Bw2	1,50	57	0,07	0,43	0,50	3,60	1,36	Argilosa
Bw2	1,80	46	0,14	0,38	0,52	4,51	1,26	Argilosa
C	2,10	28	0,10	0,37	0,47	2,24	1,45	Franco-argiloarenosa

Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Solos da UFV.

As características inerentes do meio (textura, porosidade, estrutura, dentre outros), que indicam a permeabilidade de um solo, influenciam no processo de condutividade hidráulica, definido conceitualmente como a capacidade do solo em facilitar o escoamento de água (OLIVEIRA et al.2010; CARVALHO, 2002).

A porosidade se expressa pela porcentagem do volume de vazios em relação ao volume total da amostra previamente coletada. Quanto mais poroso for um solo, maior será a quantidade de vazios, conseqüentemente mais permeável. Conforme o valor de condutividade hidráulica pode-se inferir sobre a permeabilidade de um solo (OLIVEIRA et a. 2010, p. 231).

Morfologicamente, o Bw₂ a 1,50 m apresenta as mesmas características de 1,00m e 0,53m, mas em relação à condutividade hidráulica e densidade do solo, assemelham-se mais ao Bw₂ subjacente a ele, o que pode indicar dependência genética do Bw₁ em relação ao Bw₂.

Em média, a porosidade total do perfil de solo analisado é em torno de 0,52 dm³/dm³. Verificou-se que os valores de microporos foram maiores que os de macroporos em todas as profundidades analisadas, esperado para solo argiloso em que predominam as partículas muito pequenas. Na análise granulométrica, a amostra de profundidade de 1,5m que apresentou a maior quantidade de argila, 57 dag/kg, foi a que também apresentou o maior valor de microporos, 0,432dm³/dm³. Conseqüentemente, o solo retém mais água, diminuindo a condutividade hidráulica, cujo valor para essa amostra foi de 3, 60cm/h.

O horizonte Bw₁ apresenta maiores valores de macroporos devido à presença de agregados em blocos, atividade biológica, aumento de argila, influenciando a porosidade total, que se apresenta maior. No Bw₂ e C o conteúdo de argila é menor, a 1,80m. Entretanto, a porosidade total se mantém, o que pode estar relacionado à presença de silte.

As profundidades de 0,10 m (Ap) e 2,10 m (C, de estrutura maciça), apesar de possuir diferente distribuição de macro e micro poros, apresentaram a mesma quantidade de poros totais, 0,47 dm³/dm³, constituindo o menor valor de porosidade total obtido quando comparados às demais profundidades analisadas. Tal valor na profundidade de 0,10 m pode estar relacionado à presença de matéria orgânica, isso

porque, nessas condições, a estrutura engloba toda a complexidade e funcionalidade do sistema poroso (CARVALHO, 2002).

No Ap, coincidente com a Ds (densidade do solo), maior nesse horizonte, compactado, antropizado, houve uma redução significativa da macroporosidade, coincidente com o uso do solo. O baixo número de macroporos e outras características, como a densidade $1,42 \text{ kgdm}^3/\text{dm}^3$, ajudam a compreender o baixo valor obtido no ensaio de condutividade hidráulica para essa profundidade: 3,64 cm/h. Esse valor está de acordo com a estrutura em blocos e grumosa, modificada ao longo do tempo por ação antrópica, pois a redução da macroporosidade influenciou na menor condutividade hidráulica, uma vez que microporos retêm água.

A amostra correspondente à profundidade de 2,10 m do horizonte C apresentou os maiores valores de silte, areia fina, segundo maior valor de areia grossa, e o menor valor de argila 28 dag/kg de solo, condição que pode estar relacionada à proximidade com o saprólito, pois fragmentos de gnaiss alterados já aparecem nessa profundidade. A condutividade hidráulica de 2, 24 cm/h, a menor do perfil, ajuda a explicar a baixa permeabilidade do horizonte C, justificada pela estrutura maciça e menor conteúdo de argila.

Os maiores valores de macroporos obtidos, $0,27 \text{ m}^3/\text{m}^3$ para a profundidade de 0,53 m, e $0,24 \text{ m}^3/\text{m}^3$, profundidade de 1,00m, do Bw₁, estão diretamente relacionados aos maiores valores de condutividade hidráulica, 12,42 cm/h e 11,43 cm/h, respectivamente. O efeito da estrutura e em especial dos poros grandes, torna possível que um solo argiloso possa exibir valores de condutividade hidráulica semelhantes aos arenosos (CARVALHO, 2002), ainda que os valores de argila sejam elevados nessas profundidades. A organização dos grãos do solo, a presença de raízes e a bioturbação verificadas ajudam a explicar a boa drenagem que essas profundidades apresentaram.

4.10 GRÁFICO DAS CURVAS DE RETENÇÃO DE ÁGUA NO SOLO

Como discutido acima, a textura argilosa contribui para manutenção da umidade. A curva de retenção do solo para cada profundidade amostrada representa esse comportamento (Figura 37).

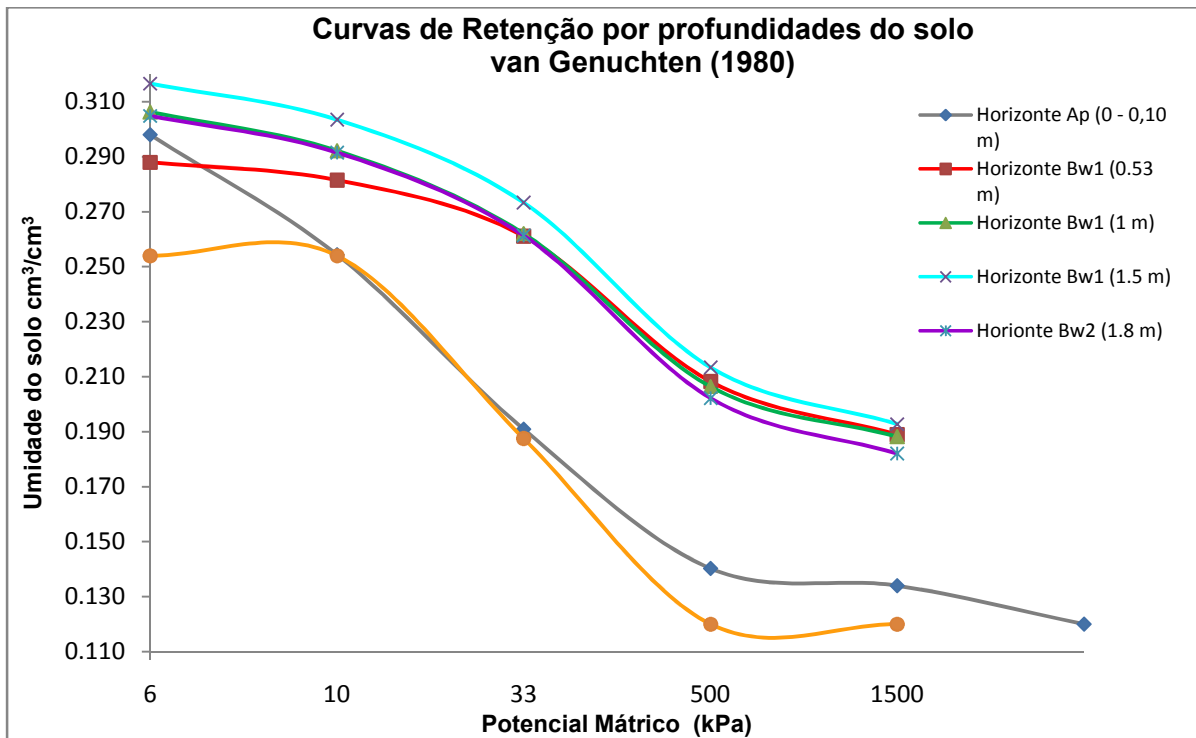


Figura 37 - Curvas de retenção de água no solo por horizonte e profundidade.
Fonte: Autora, 2014.

As curvas de retenção de água no solo do perfil analisado possuem comportamentos diferentes, porém concordantes, com a estrutura, textura e porosidades obtidas. O comportamento das curvas correspondentes aos horizontes Ap e C refletem características de solos mais arenosos. As respectivas curvas de 0,10 m e 2,10 m indicam que o solo retém pouca água nessas profundidades e o resultado está coerente, pois a análise granulométrica e classe textural indicaram maiores valores de areia grossa para ambos e textura argilo-arenosa para o horizonte Ap e franco-argilo-arenosa para a profundidade 2,10 m, horizonte C.

Já as curvas correspondentes aos horizontes Bw₁ e Bw₂ (0,53m a 1,80m) refletem as características de solos mais argilosos, uma vez que a declividade e a suave sinuosidade das curvas de retenção estão sendo governadas por poros pequenos, que respondem a influência dos teores de argila e a estrutura do agregado. A maior retenção de água, portanto, ocorre nessas profundidades e, conseqüentemente, os maiores valores de umidade devem-se à predominância de microporos no solo.

O horizonte Ap, no que se refere à elutriação e à adição de matéria orgânica leve, respectivamente, responsável pela redução de finos em suspensão, são retirados do horizonte superficial pela repulsão à água. A importância do horizonte Ap para análise de escorregamento é apenas relevante ao preparo e proteção do horizonte subsuperficial Bw, facilitando qualitativamente a infiltração e a continuidade dela. Sendo assim, não interfere na formação de ruptura.

Analisando o gráfico, observa-se que a amostra de profundidade 1,5 m necessitou de maiores quantidades de água para atingir a capacidade de campo. O maior valor de umidade do solo é verificado nessa profundidade e os menores na profundidade de 0, 10m e 2,10 m. Isso porque, dentre todas as outras amostras, a de 1,5 m foi a que apresentou maior quantidade de argila, enquanto a outra apresentou os menores valores.

4.11 CISALHAMENTO DIRETO

Realizou-se o ensaio de cisalhamento direto utilizando amostras do Latossolo Vermelho Amarelo correspondente aos horizontes Bw₁ e C. A tabela 10 apresenta os parâmetros obtidos antes da execução do ensaio e esses foram utilizados como dados de entrada no software da prensa de cisalhamento. A velocidade adotada no ensaio foi determinada previamente por meio da equação 17.

(Eq. 17)

$$v = \frac{d_r}{t_r}$$

Onde:

v= velocidade de ensaio, em mm/min;

d_r= deslocamento para mobilizar a resistência de pico, em mm;

t_r= tempo para ruptura, em min.

A caixa de cisalhamento permite um deslocamento de 15 mm, o que equivale ao d_r da equação. O t_r da equação é estabelecido tendo como base a duração do ensaio de adensamento que, no caso deste trabalho, durou 180 minutos para cada corpo de prova. Dessa forma, a velocidade estabelecida foi de 0,083 mm/min (Tabela 10).

TABELA 10. DIMENSÕES E PARÂMETROS NECESSÁRIOS AO ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO

	Solo – Horizonte Bw ₁			Solo – Horizonte C		
	Anel 1	Anel 2	Anel 3	Anel 1	Anel 2	Anel 3
Altura da amostra (cm)	1,98	1,98	2,00	1,98	2,00	1,98
Diâmetro da amostra (cm)	10,16	10,19	10,17	10,19	10,17	10,16
Peso da amostra + anel (g)	474,99	464,1	467,4	502,25	481,73	481,21
Peso do anel (g)	176,77	177,53	167,29	177,53	167,29	176,77
Peso do solo (g)	298,22	286,57	300,11	324,72	314,44	304,44
Umidade média antes do ensaio (%)	21,05	20,48	25,46	19,53	18,00	17,85
Densidade real dos grãos (g/cm ³)		2,55			2,68	
Velocidade do ensaio (mm/min)	0,083					

Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Solos e Geotecnia da UFES.

Durante o cisalhamento de cada amostra, registrou-se os valores de deformação horizontal, tensão normal e tensão cisalhante de modo automático. Os cálculos de tensão normal e cisalhante realizados pelo *software* Pavitest – Cisalhamento 2.DE-0 não levam em consideração a redução da área da seção da amostra que está suportando o carregamento (DAS, 2011; YIN e DIAS, 2014). Portanto, a correção dos valores de área em cada estágio de carregamento (Equação 18) e as respectivas tensões reais atuantes (Equação 19) foram recalculadas, utilizando as seguintes equações:

(Eq. 18)

$$A_{corr} = \text{área amostra} - ((\text{deslocamento horizontal}_2 - \text{deslocamento horizontal}_1) \cdot \text{lado})$$

(Eq. 19)

$$\tau_{corr} = \frac{\text{Força cisalhante}}{A_{corrigida}}$$

Os gráficos resultantes do ensaio de cisalhamento direto, tensão cisalhante x deformação são apresentados a seguir (Figuras 38 e 39).

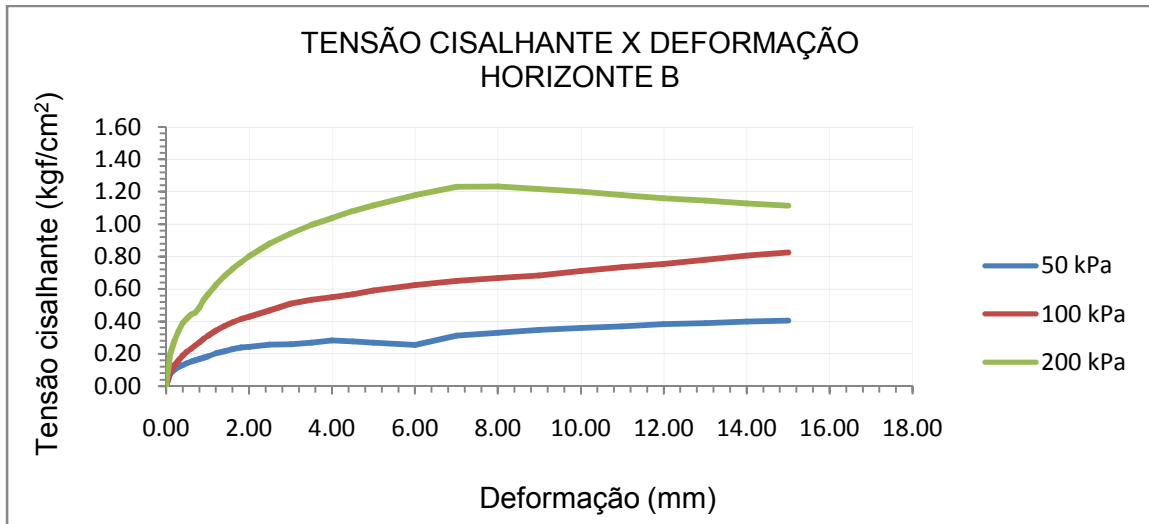


Figura 38 - Resultados do ensaio de cisalhamento direto do solo correspondente ao horizonte Bw1 do LVAd.

Fonte: Autora, 2014.

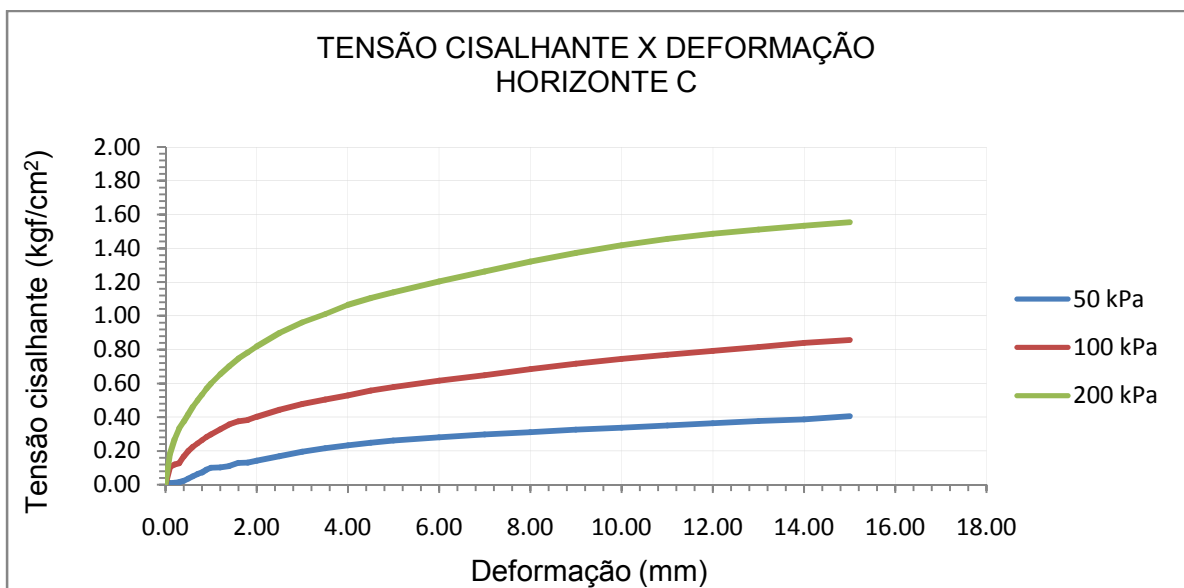


Figura 39 - Resultados do ensaio de cisalhamento direto do solo correspondente ao horizonte C do LVAd.

Fonte: Autora (2014).

O solo utilizado nesse ensaio é residual e por esse motivo as curvas de cisalhamento não apresentaram picos de resistência bem definidos, que indicam a tensão x deformação no instante da ruptura. Para estabelecê-la, adotou-se o procedimento proposto por Campos e Carrillo (1995), que consiste em uma tentativa de estimar a tensão cisalhante de ruptura.

A hipótese assumida por Campos e Carrillo tenta estimar um ponto de inflexão na curva tensão-deformação da amostra cisalhada, e determina a tensão de ruptura como sendo o primeiro ponto da curva sobre o qual o ângulo de inclinação α apresenta constância de valor (YIN e DIAS, 2014, p.68).

As curvas geradas correspondentes às amostras dos horizontes BW_1 e C são apresentadas a seguir (Figuras 40 a 45.). Relacionam a inclinação α , até o instante em que essa variável torna-se constante, com o deslocamento horizontal das amostras.

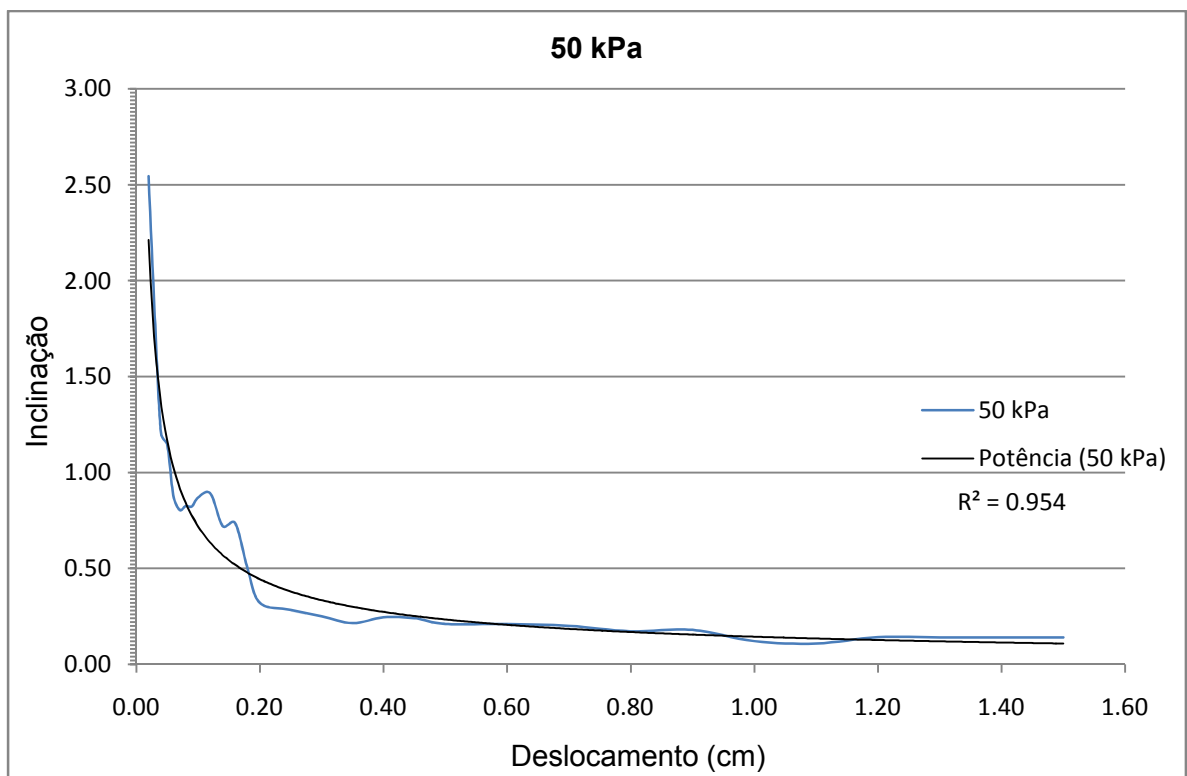


Figura 40 - Variação do α em função do deslocamento com 50 kPa do horizonte BW_1 .
Elaboração: Autora (2015).

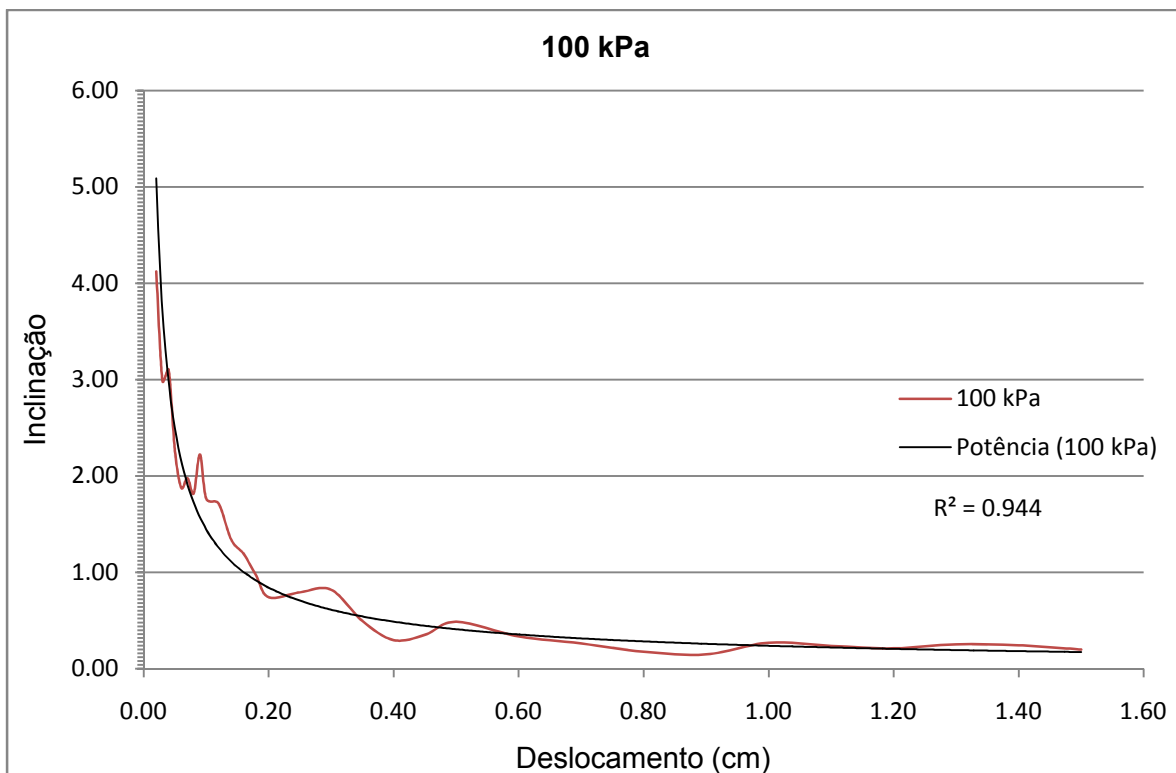


Figura 41. Variação do α em função do deslocamento com 100 kPa do horizonte BW₁. Elaboração: Autora, 2015.

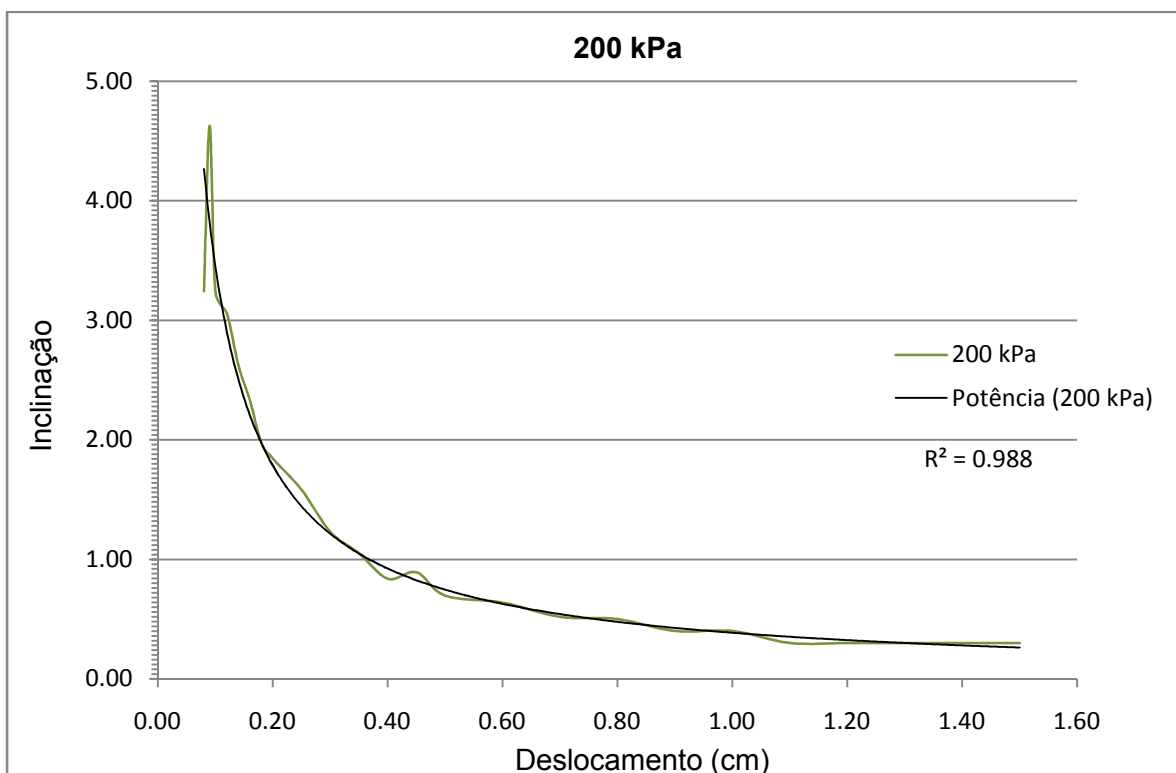


Figura 42 - Variação do α em função do deslocamento com 200 kPa do horizonte BW₁. Elaboração: Autora (2015).

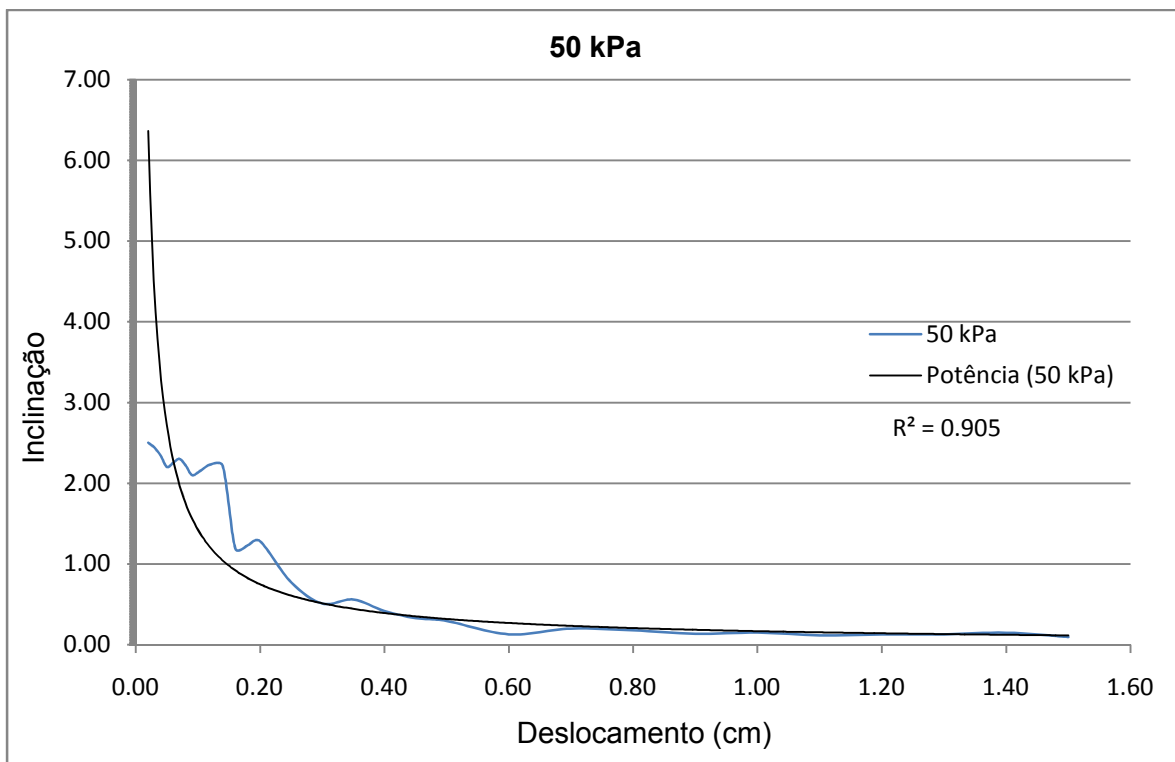


Figura 43 - Variação do α em função do deslocamento com 50 kPa do horizonte C.
Elaboração: Autora (2015).

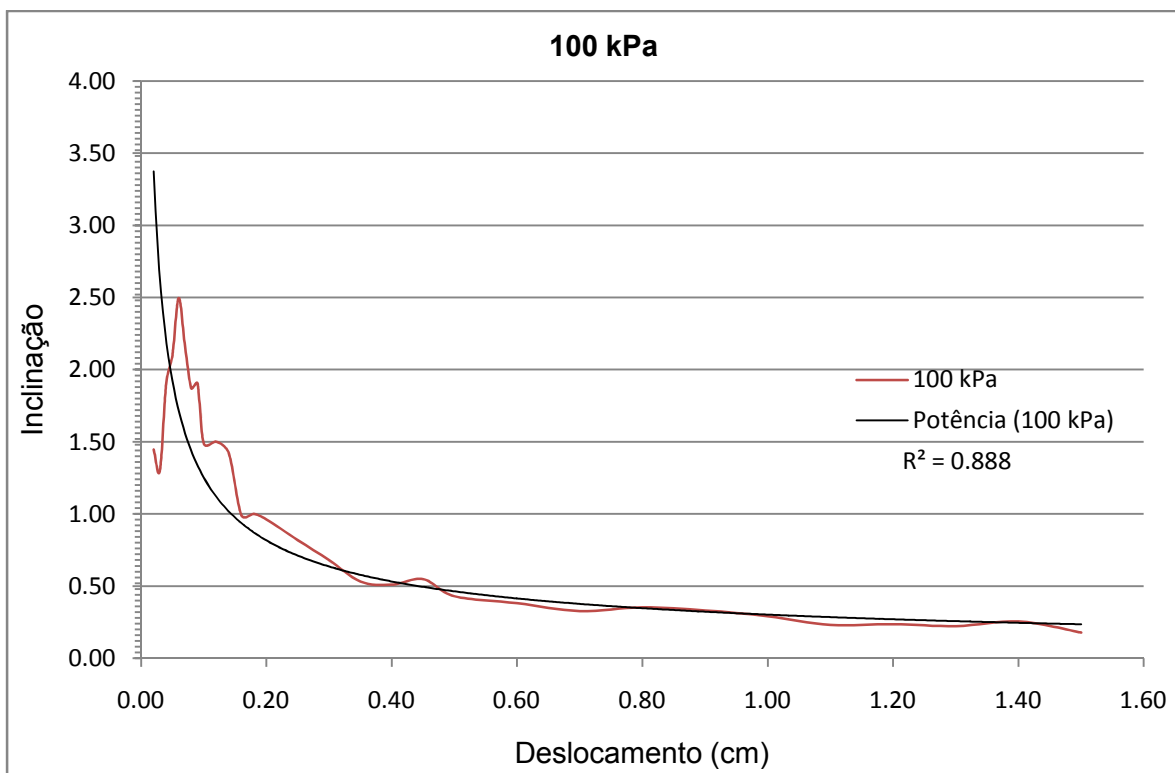


Figura 44 - Variação do α em função do deslocamento com 100 kPa do horizonte C.
Elaboração: Autora (2015).

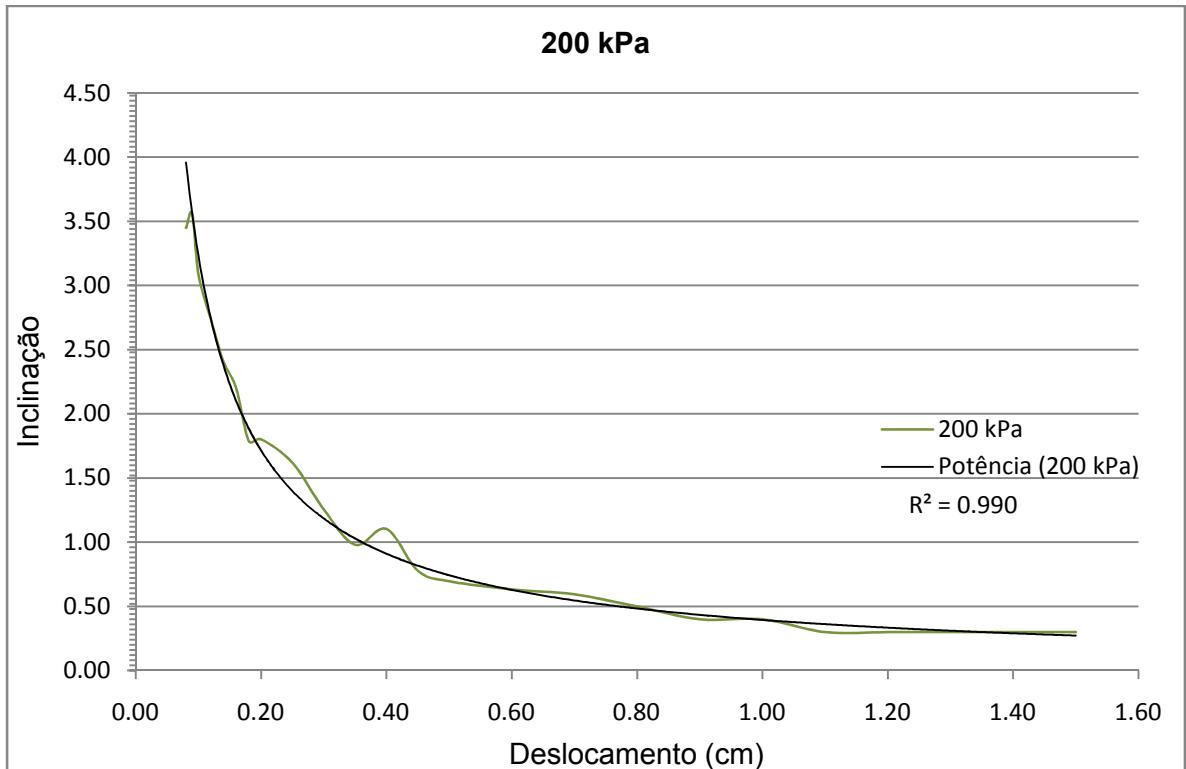


Figura 45 - Variação do α em função do deslocamento com 200 kPa do horizonte C.
Elaboração: Autora (2015).

As tensões normais e cisalhantes corrigidas, estimadas no instante da ruptura, e as respectivas deformações, são apresentadas na Tabela 11.

TABELA 11. TENSÕES DE RUPTURA CORRIGIDAS.

Solo Amostrado	Tensão Normal Teórica (kPa)	Deslocamento (cm)	Tensão cisalhante corrigida (kgf/cm^2)	Tensão Normal corrigida (kgf/cm^2)
Horizonte B	50	1.04	0.36	0.55
	100	1.25	0.75	1.10
	200	1.30	1.10	2.20
Horizonte C	50	1.19	0.36	0.57
	100	1.27	0.80	1.10
	200	1.34	1.50	2.30

Fonte: Autora, 2014. Laboratório de Solos e Geotecnia da UFES

Utilizando as tensões corrigidas, apresentados anteriormente, foram geradas as envoltórias de rupturas de Mohr-Coulomb correspondentes aos horizontes Bw_1 e C. A figura 46 representa a envoltória do corpo de prova submetido a diferentes tensões.

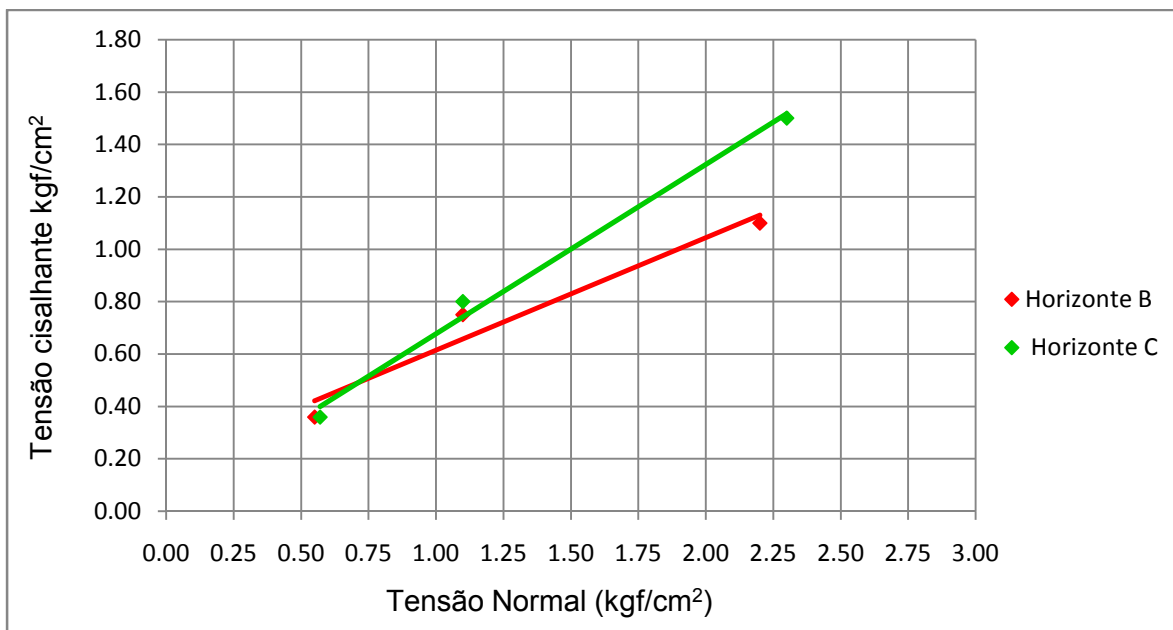


Figura 46 - Comparação das rupturas de Mohr-Coulomb dos horizontes B e C do solo amostrado. Elaboração: Autora (2015).

O ensaio de cisalhamento direto apresenta como principais vantagens a economia, a simplicidade e facilidade de execução. Sabe-se, porém, que o plano de ruptura, no caso o horizontal, que não é o de maior fraqueza, é imposto devido à separação da caixa de cisalhamento. Além disso, a distribuição das tensões e deformações ocorre de forma desigual: são maiores nos cantos do que no centro. Rompem, portanto, das bordas para o centro (DAS, 2011 e PINTO, 2006). Em síntese, a realização desse ensaio teve como propósito determinar a envoltória de ruptura e, conseqüentemente, obter o ângulo de atrito e coesão de cada horizonte do solo amostrado (Quadro 11). Esses resultados são parâmetros necessários à análise de estabilidade computacional no Slope/W.

QUADRO 11 - ÂNGULO DE ATRITO E COESÃO OBTIDOS NO ENSAIO DE CISALHAMENTO DIRETO

Solo amostrado	Ângulo de atrito	Coesão (kgf/cm ²)
Horizonte BW ₁	27,69°	0,12
Horizonte C	32,82°	0,05

Fonte: Autora, 2014.

Nos resultados dos ensaios de cisalhamento, obtiveram-se baixos valores de coesão para o horizonte Bw₁, justamente o horizonte que na análise granulométrica apresentou textura argilosa. Embora os valores de coesão sejam baixos para a

condição saturada, as demais características hídrico-mecânicas do solo apontaram boas condições de permeabilidade, principalmente quando correlacionadas às frações de areia e à estrutura. Devido a essas características, o solo apresentou elevados valores de ângulo de atrito. A tabela 12 apresenta valores de ângulo de atrito e coesão para alguns solos.

TABELA 12 - ÂNGULO DE ATRITO E COESÃO PARA ALGUNS SOLOS

Solo	Ângulo de atrito	Coesão (kgf/cm ²)
Latossolo Vermelho Amarelo distrófico ³	23,75	0,13
Solo residual maduro ⁴	30-38	0,05-0,20
Colúvio in situ ⁵	27-35	0-0,15

Fonte: REICHERT et al. (2010); (YIN E DIAS, 2014). Elaboração: Autora, 2015.

O horizonte B latossólico, residual de gnaiss, investigado neste trabalho apresentou valores de ângulos de atritos e coesão semelhantes aos valores do Latossolo Vermelho Amarelo distrófico (Tabela 12) de Reichert et al. (2010). Conforme indicado em Reichert (op.cit), solos como Argissolos e Cambissolos apresentam valores inferiores de ângulo de atrito, em comparação com os apresentados no quadro 11. Logo, a recorrência de escorregamentos nesses solos, justamente por possuírem horizonte B incipiente, torna-se mais frequente.

4.12 SLOPE

Para a simulação no Slope/W foram gerados perfis da vertente amostrada (Figura 47). O perfil confeccionado no ArcGis revelou que a vertente possui 101m de amplitude e 393 m de distância e esses valores foram considerados na simulação de estabilidade. Verifica-se um ligeiro abatimento no terço inferior ou basal da vertente. Essa característica no perfil pode estar relacionada à área que sofreu cortes.

³ Extraído da obra de Rocha et al. (2002).

^{4,4} Extraído da obra de Gerscovich (2012).

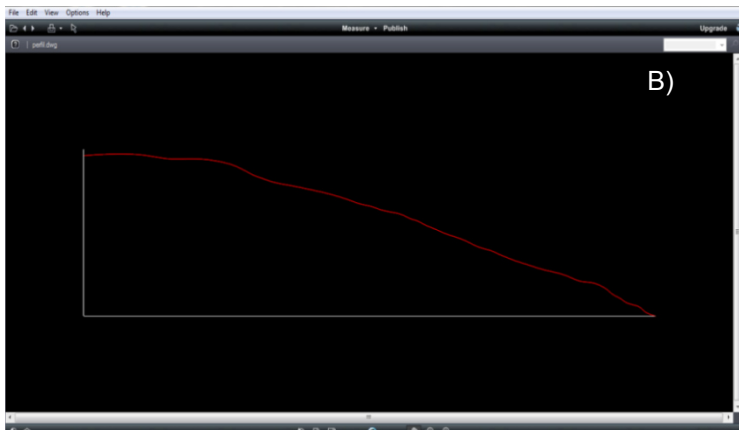
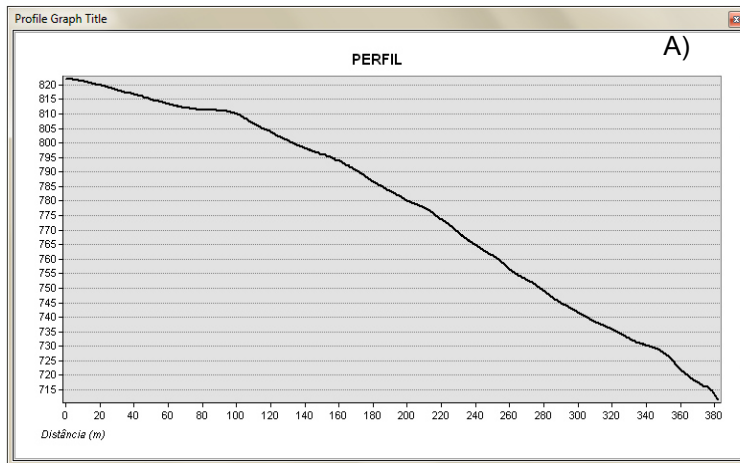


Figura 47 - A) Perfil elaborado no ArcGis; B) Perfil elaborado no AutoCAD.
Fonte: Autora, 2014.

Na simulação de estabilidade, optou-se por utilizar os valores de ângulo de atrito e coesão da amostra indeformada extraída do horizonte Bw_1 , 27, 69° e 0,12 kgf/cm², respectivamente, pois essa apresentou o menor ângulo de atrito. Além do mais, na transição do horizonte Bw_1 e C foram verificadas descontinuidades hidrológicas apontadas pelos valores de condutividade hidráulica, o que permitiu inferir que uma possível superfície de fraqueza poderia se fazer presente na área.

O nível piezométrico não foi identificado em trabalho de campo e, portanto, foi desconsiderado na simulação de estabilidade, embora sua influência seja representativa na vertente, pois a mesma está situada a cerca de 300m de um curso hídrico.

A simulação de estabilidade realizada considerando toda a extensão do talude (Figura 48) resultou um fator de segurança (FS) de valor 2,29. Já a realizada na base do talude apresentou um FS igual a 1,61 (Figuras 49 e 50).

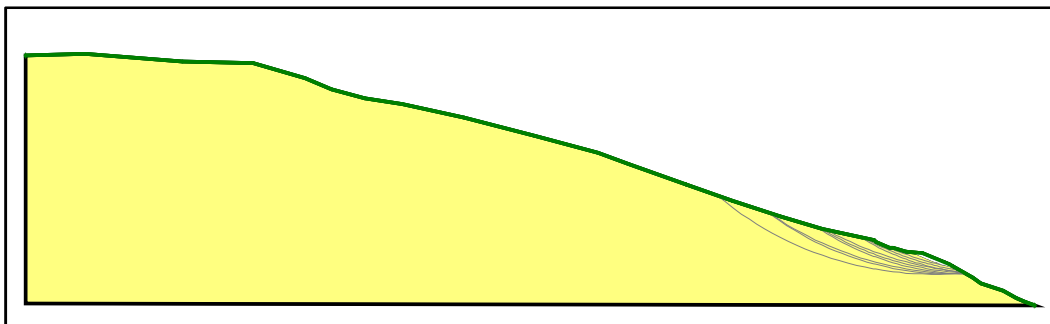


Figura 48 - Seção que representa toda a vertente. FS= 2,29.

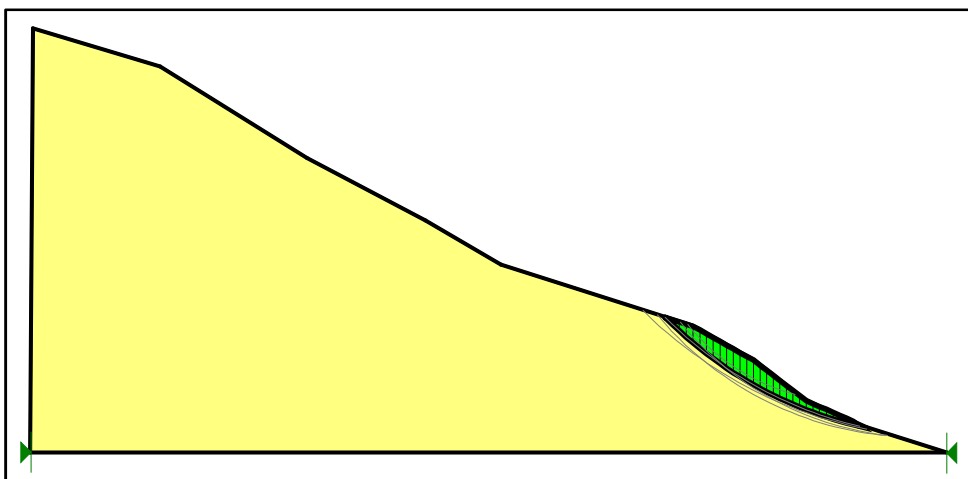


Figura 49 - Seção correspondente ao terço médio e inferior da vertente. FS= 1,61.

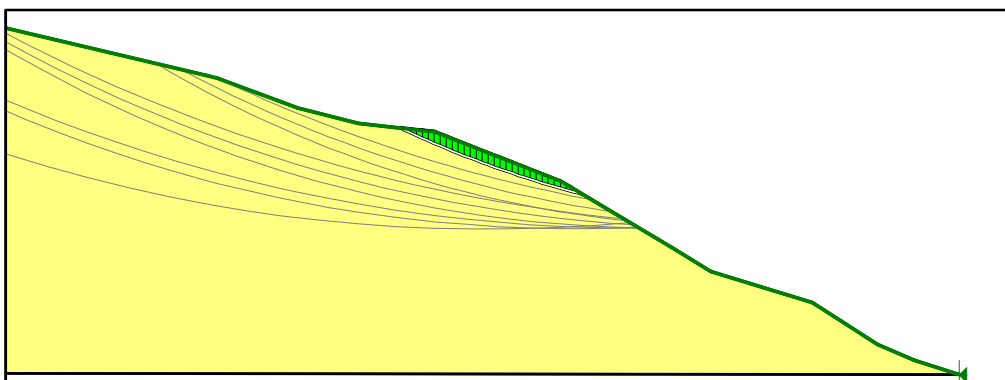


Figura 50 - Detalhe da superfície de ruptura com menor fator de segurança.

Os resultados obtidos apontam para uma condição de estabilidade da vertente. Por isso, infere-se que os escorregamentos translacionais que ocorreram na área foram induzidos devido aos cortes realizados para implantação de residências. O FS de ambas as seções é compatível com as características físicas investigadas, porém destaca-se que a geometria da vertente, a altura e a clinometria condicionam os fluxos hídricos superficiais, laterais e subsuperficiais, originando ambientes específicos que interferem nos processos pedogenéticos.

CONCLUSÕES

A Geomorfologia, por intermédio do estudo do relevo e da morfodinâmica, mostra-se eficiente para evidenciar a suscetibilidade do meio a movimentos de massa frente às alterações antrópicas. Este estudo, de características qualitativas e quantitativas, enfatiza as características de um Latossolo Vermelho Amarelo distrófico de uma área que apresenta evidências de escorregamentos translacionais e explica as relações entre esse evento e a morfodinâmica vigente.

O recorte espacial adotado nesta dissertação permitiu aplicar técnicas de pesquisas geomorfológicas e da mecânica dos solos, o que possibilitou compreender o comportamento do relevo local, destacando como elementos principais a sua morfologia, morfometria e morfogênese. As principais tipologias apresentadas foram relevos com fachadas de morros em formato policôncavo com terminações em forma de *noses* e planícies.

Através da compartimentação geomorfológica e do grau de inclinação das vertentes, constatou-se que os aspectos denudacionais predominam nas áreas mais íngremes, enquanto que as áreas côncavas (*hollows*) são áreas de agradação, devido à convergência das linhas de drenagem. Os compartimentos classificados como C1 (convexa/côncava) apresentam fluxo resultante do tipo hipodispersor e D1, do tipo hiperdispersor. Já no compartimento C2 (côncava/côncava), o fluxo resultante é hiperconcentrador, enquanto que no P1 (convexa/retilínea) ele se comporta como mesodispersor longitudinal. A presença de fluxos hídricos cujo domínio é de dispersão reflete as irregularidades da superfície das vertentes estudadas que, por sua vez, condicionam o comportamento dos materiais superficiais e do solo.

Os compartimentos potencialmente mais suscetíveis aos processos morfogenéticos são influenciados, em grande parte, pela ação das águas e pela ação gravitacional. Verificou-se que a movimentação dos materiais das vertentes ocorre no terço médio e inferior da inclinação e reajustam a topografia, contribuindo para a evolução da paisagem. Ambos os horizontes amostrados, Bw₁, com ângulo de atrito 27,69° e coesão 0,12kgf/cm², e C, com ângulo de atrito 32,82° e coesão de 0,05kgf/cm², indicaram que a vertente é estável. O fator de segurança para o horizonte Bw₁, de 2,29, onde se verificou uma descontinuidade hidráulica, é considerado alto e, portanto, constatou-se que a instabilidade dos materiais da vertente está relacionada aos cortes.

Como apresentado no decorrer do texto, os meses de janeiro, março e dezembro apresentam excedentes hídricos e o evento dominante de chuva que ocorre no distrito de São João de Viçosa corresponde a 17,21 mm. Essas chuvas são as que mais preparam o solo para a entrada da água. Os resultados indicaram, ainda, que uma chuva de 72.35 mm ocorre uma vez a cada ano, e uma de aproximadamente 112.37 mm ocorre uma vez a cada dez anos, sendo esta potencializadora de escorregamentos.

Os processos que interagem na vertente são considerados complexos e a caracterização física e mecânica do Latossolo amostrado por horizontes e profundidades auxiliou a compreender como o solo responde aos fenômenos morfodinâmicos. Verificou-se que os horizontes A e B formam agregados granulares e em blocos subangulares, respectivamente. A cerca de 1,80 m de profundidade fragmentos de gnaisse começam a aparecer, indicando a transição para o horizonte C, que ocorre de modo abrupto. Os horizontes A e B apresentaram maiores quantidades de argila, enquanto que no horizonte C o maior valor corresponde à fração areia grossa. Na fração areia, o quartzo é o mineral predominante.

As análises físicas que ajudaram a conhecer o comportamento do solo residual amostrado permitiram estabelecer as seguintes relações:

- O Latossolo Vermelho Amarelo distrófico amostrado é argiloso, caulínico e oxidico, com descontinuidade hidráulica a 1,5 m de profundidade;

- Os horizontes B latossólicos (BW₁ e BW₂) e o horizonte C do LVAd apresentaram índice de plasticidade entre 25,8 a 32,8 e 26,5, respectivamente e em função do índice de plasticidade são considerados altamente plásticos.
- O comportamento hídrico do Latossolo está associado à mineralogia da argila;
- Verificou-se na vertente amostral fluxos hídricos superficiais mesodispersores na frente de interflúvio;
- As curvas de retenção de água no solo e a condutividade hidráulica são condicionadas pela granulometria do material e a condição de porosidade resultante nos diversos padrões de arranjo;
- A macroporosidade tem papel fundamental na infiltração, enquanto que a microporosidade deixa o solo úmido por mais tempo, comportamento que em períodos de intensas precipitações pode contribuir para o surgimento de uma frente de saturação do solo;
- A base da vertente que apresenta cortes tornou-se uma área preferencial do fluxo superficial, aumentando a vulnerabilidade dos residentes a erosão e escorregamentos. Isso porque os padrões associados a cortes modificaram a inclinação original.

A integração dos elementos físicos e antrópicos com a morfodinâmica permitiram apresentar áreas mais suscetíveis à erosão e a movimentos de massa, assim como destacar a potencialidade da área frente ao uso e ocupação. Em relação ao aporte teórico-metodológico, destaca-se que a análise integrada do relevo contribui para o reconhecimento dos componentes da paisagem, permitindo a articulação entre eles de modo que seja possível espacializá-los. Essa abordagem, quando associada aos procedimentos de mecânica do solo, mostrou-se eficaz na interpretação e caracterização do comportamento mecânico do Latossolo amostrado, sendo complementares na abordagem voltada a movimentos de massa.

Torna-se importante salientar que os resultados apresentam, a despeito das possibilidades que técnicas de estudos complementares possam agregar a eles, um panorama das relações morfodinâmicas presentes nas vertentes locais, especialmente ao que relaciona atributos e suscetibilidades associadas ao terço

inferior das vertentes. Cumpre lembrar que a análise de uso e ocupação identifica a tendência de expansão da ocupação residencial exatamente sobre essas parcelas da superfície em resposta a escassez de terras planas do distrito de Nova Viçosa, condição potencial para modificação do FS uma vez que essas intervenções são efetuadas por meio de corte/aterro de trechos de vertentes, cujo histórico já propiciou manifestações de instabilidade geodinâmica.

Estudos dessa natureza são, portanto, ações de prevenção de riscos uma vez que possibilitam a identificação de suscetibilidades e indicação de perigos potenciais na área, servindo ao planejamento urbano e permitindo limitar a exposição de pessoas e serviços/equipamentos a danos de diversas ordens.

Para pesquisas futuras que utilizem metodologias e procedimentos semelhantes aos adotados neste trabalho, sugere-se, no que diz respeito à análise cinemática de taludes que apresentem cortes, um levantamento de descontinuidades litológicas, nível piezométrico e caminhos preferenciais de água subsuperficiais detalhados, além de análises difratométricas dos argilominerais. A exploração de demais ferramentas computacionais envolvendo simulações no Slope/W™ também seria interessante, uma vez que o software conta com modelos envolvendo relações entre precipitação, infiltração e estabilidade.

REFERÊNCIAS

AB'SABER, A. N. Um conceito de Geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. In: _____ **Geomorfologia**. São Paulo. IGEOG-USP, v. 18, p. 01-23, 1969.

ABREU, M. L. de. Climatologia da estação chuvosa de Minas Gerais: de Nimer (1977) à Zona de Convergência do Atlântico Sul. **Revista Geonomos**. V. 6, n. 2, p. 17-22, dez. de 1998.

AHNERT, F. **An approach to the identification of morphoclimates**. Gardner V., International Geomorphology, 1987, p. 159-188.

Alagoas 24 horas. **Imagem de escorregamento translacional**. 2013. Disponível em: <<http://www.alagoas24horas.com.br/513409/sobe-o-numero-de-mortes-no-espor-causa-das-chuvas-diz-defesa-civil/>>. Acesso em: 20 jul. 2014.

ALKMIN, F.F; PEDROSA-SOARES, A.C.; NOCE, C.M; CRUZ, S.C.P. **Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí – Congo Ocidental**. Geonomos, v. 15, p. 25-43, 2007.

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 13600**: Solo – Determinação do teor de matéria orgânica por queima a 440°C – Método de ensaio. 1996.

_____. **NBR 6457**: Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização. 1986.

_____. **NBR 6459**: Solo – Determinação do limite de liquidez. 1984.

_____. **NBR 7180**: Determinação do Limite de Plasticidade. 1984.

_____. **NBR 7181**: Solo – Análise Granulométrica. 1984.

_____. **NBR 9604**: Abertura de poço e trincheira de inspeção em solo, com retirada de amostras de deformadas e indeformada – Procedimentos. 1986.

_____. **NBR: 6508**: Grãos de solos que passam na peneira 4,8mm. Determinação da massa específica. 1984.

ASTM – AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. **D 3080**: Standard test method for direct shear test of soils under consolidated drained conditions. West Conshohocken, PA, 1998.

BARDET, J.P. **Experimental Soil Mechanics**. Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, New Jersey, 1997, p. 10-442.

BERNARDES, J.A. **Investigação sobre a resistência ao cisalhamento de um solo residual de gnaiss**. 2003. 153p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

BITAR, O.Y. et al. **Cartas de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações: 1:25.000**. (Livro eletrônico). Nota técnica explicativa. São Paulo: IPT – Instituto de Pesquisa Tecnológica do Estado de São Paulo; Brasília, DF, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2014.

CAMPOS, T.M.P.de; CARRILLO, C.W. Direct shear testing on an unsaturated soil from Rio de Janeiro. In: _____ **Anais 1st INTERNATIONAL CONFERENCE ON UNSATURATED SOILS UNSAT 95**, v. 1 Paris. Balkema, Rotterdam, 1995, p. 31-38.

CARVALHO, L.A. de. 2002. **Condutividade hidráulica do solo no campo: as simplificações do método do perfil instantâneo**. Dissertação de Mestrado – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 98p.

CASSETI; V. **Geomorfologia**. Fundação de Apoio a Pesquisa – FUNAPE/UFG, 2001. Disponível em: <<http://www.funape.org.br/geomorfol>>. Acesso em: Março de 2014.

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas** – uma introdução à geografia física. Tradução de Francisco Eliseu de Aquino et al. 7 ed. Porto Alegre: Bookman, 2012, 728p.

COELHO NETO, A.L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: _____ GUERRA, A.J.T; CUNHA, S.B. (orgs). **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 7 ed., 2007, p. 93-145.

COELHO, A. L. N.; GOULART, A. C. O.; BERGAMASCHI, R. B.; TEUBNER JR, F. J. – Mapeamento Geomorfológico do Estado do Espírito Santo. In: _____ Nota Técnica 28. Vitória. **INSTITUTO JONES DOS SANTOS NEVES**. 2012. Disponível

em:<http://www.ijsn.es.gov.br/Sitio/attachments/1310_ijsn_nt28-.pdf>. Acesso em: mai. 2014.

COLANGELO, A.C. O modelo de feições mínimas, ou das unidades elementares de relevo: um suporte cartográfico para mapeamentos geoecológicos. São Paulo. **Revista do Departamento de Geografia/USP**. n. 10, Universidade de São Paulo, 1996, pg. 29-40.

CONTI, J. B.; FURLAN, S.A. Geoecologia: o clima, os solos e a biota. In:_____ ROSS, J. L. S. (org).**Geografia do Brasil**. 6 ed., São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2011, p. 67-208.

CÔRREA, M.M; KER, J.C.C; BARRÓN, V.; FONTES, M.P; TORRENT, J.; CURTI, N. Caracterização de óxidos de ferro de solos do ambiente Tabuleiros Costeiros. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v.32, 2008, p. 1017-1031.

CÔRREA, J.C. Limites de consistência de solos da Amazônia central e sua importância agrícola. **Revista Pesquisa Agropecuária Brasileira**. v. 17, p. 917-921, 1982.

DAS, M. B. **Fundamentos de Engenharia Geotécnica**. 7 ed. São Paulo: Cengage Learning, p.11-482, 2011.

DUTRA, V.A.S. **Projeto de estabilização de taludes e estruturas de contenção englobando dimensionamento geotécnico e estrutural**. 2013. 89p. Projeto de Graduação do curso de Engenharia Civil da escola politécnica da UFRJ. Rio de Janeiro, RJ, 2013.

EMBRAPA. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos**. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2ed., Rio de Janeiro, 2006, 306p.

_____. Determinação da curva de retenção de água no solo em laboratório. **Centro de Pesquisa Agropecuária do Meio Norte**. Teresina, PI, 2007, 2p. Disponível

em:<http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/bitstream/CPAMN200909/21443/1/curva_etenciao.pdf>. Acesso: Out. 2014.

_____. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **Manual de métodos e análise de solos**. 2 ed. rev. Rio de Janeiro: EMBRAPA Solos, 2011, 230p.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. In:_____ GUERRA, A.J.T; CUNHA, S.B. (orgs).**Geomorfologia e meio ambiente**. 8 ed., Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 123-194, 2010.

FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T; VIEIRA, B.C.; MONTGOMERY, D.R.; GREENBERG, H. Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, UGB, v. 2, n. 1, p. 51-71, 2001.

FERREIRA, C. J., ROSSINI-PENTEADO, D. Mapeamento de risco a escorregamento e inundação por meio da abordagem quantitativa da paisagem em escala regional. In:_____ **Anais Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental**. 13 ed., CR-ROM. São Paulo, 2011.

FERREIRA, M.M. Caracterização física do solo. In:_____ LIER, Q.J.van (Editor). **Física do Solo**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 1-27, 2010.

FERREIRA, M.M.; FERNANDES, B.; CURI, N. Influência da mineralogia da fração argila nas propriedades físicas de Latossolos na região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciências do Solo**. v. 23, p. 515-524, 1999.

FIORI, A. P.; CARMIGNANI, L. **Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas**. 2ed., Curitiba: Ed. UFPR, 2009, 602p.

FLORENZANO, T. G. **Iniciação em sensoriamento remoto**. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2007. 101 p.

FREITAS, R. C.A. 2011. **Argila dispersa em água determinada por agitação rápida, lenta e ultrassom**. Dissertação de Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Solos e Nutrição de Plantas- Universidade Federal de Viçosa. Minas Gerais, 63p.

FURIAN, S. BARBIERO, L., BOULET, R. Organisation of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) In:_____CATENA,Elsevier.**Relation to landslides processes**. v. 38,p. 65-83, 2009.

FURIAN, S.; BARBIERO, L.; BOULET, R. **Distribution and dynamic of gibbsite and kaolinite in an oxisol of Serra do Mar, southeastern Brazil**. GEODERMA, Holanda, v. 10, n. 1, p. 83-100, 2002.

G1 Espírito Santo. **Escorregamentos na zona rural de Baixo Guandu, 2013**. Disponível em: <<http://g1.globo.com/espírito-santo/noticia/2013/12/sobe-numero-de-mortos-e-reduz-quantidade-de-desabrigados-no-es.html>>. Acesso em: 20 jul. 2014.

GEO-SLOPE. **Stability Modeling with SLOPE/W**. Calgary: GEO-SLOPE International Ltd, 2014.

GIMENES, A. C. W. (2000) Análise Semilogarítmica de Magnitude-Freqüência na Identificação do Evento Pluviométrico diário Dominante e Processo Geomórfico Associado. In:_____ **8º Encontro Latino Americano de Geografia**. Universidad de Chile, Santiago do Chile, Media Graphics,p 411-421, 2000.

GIMENES, A.C.W. 2001. **Estudo da morfologia, materiais e processos em uma estrutura de relevo cristalina**: Mestre Álvaro, Município Serra, Espírito Santo, Brasil. Dissertação de Mestrado – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências – Universidade de São Paulo. São Paulo, 140p.

GODOIS, J. V. S. **Estudo do comportamento de um escorregamento ativo na serra da Cantareira - SP**. 2011. 135 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia

Geotécnica) - Curso de Engenharia Geotécnica, Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, São Paulo, 2011.

GOOGLE EARTH. Imagens do município de Venda Nova do Imigrante – ES. Acesso em: Ago. 2014.

GOULART, A.C.O. **Condicionantes Geoambientais na evolução de um maciço costeiro.** Tese (Doutorado em Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo – São Paulo, 2005, 300p.

GOULART, A.C.O. **Geomorfologia da bacia hidrográfica do Ribeirão do Pinhal: Município de Limeira/SP.** 1999. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) – Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

GUERRA, A. J. T.; BOTELHO, R.G.M.B. Erosão dos solos. In:_____ GUERRA, A.J.T; CUNHA, S.B. (orgs). **Geomorfologia do Brasil.** 8 ed., Rio de Janeiro: Bertrand Brasil,p. 181-227,2012.

GUIDICINI, G., IWASA, O.Y., 1976. **Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido.** Publicação IPT 1080, São Paulo, 48 p.

GUIDICINI, G., NIEBLE, C.M. **Estabilidade de Taludes Naturais e de Escavação.** 2 ed., São Paulo: Edgard Blucher, 1976.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano:** Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Editora Beca, p. 203-234, 2004.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.** Cidades. Disponível em: <<http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=320506&search=espírito-santo|venda-nova-do-imigrante>>. Acesso em: 08 abr. 2014.

IEMA. **Instituto Estadual do Meio Ambiente**. Ortofotos. Disponível em: <<http://www.geobases.es.gov.br/publico/AcessoNavegador.aspx?id=142&nome=UCG%20-%20NAVEGADOR%20GEOBASES>>. Acesso em: ago. 2014.

INCAPER. 2014. **Série histórica de dados diários de precipitação pluvial do município de Venda Nova do Imigrante** – ES. Planilhas Excel. [mensagem pessoal]. Em: 15 mai. 2014.

_____. Instituto Capixaba de Pesquisa, Assistência Técnica e Extensão Rural. 2013. **Hidrometeorologia**. Disponível em: <<http://hidrometeorologia.incaper.es.gov.br/?pagina=carac>>. Acesso em: Março de 2014.

JONG Van LIER, Q. Disponibilidade de água às plantas. In:_____ LIER, Q.J.van (Editor). **Física do Solo**. Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 1283-298, 2010.

JORGE, M. C. O. Geomorfologia Urbana: Conceitos, Metodologias e Teorias. In:_____ GUERRA, A. J. T. (Org). **Geomorfologia Urbana**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 117-145, 2011.

KAMPF, N., MARQUES, J.J., CURI, N. Mineralogia de solos brasileiros. In:_____KER, J.C., CURI, N., SCHAEFER, C.E.G.R., VIDAL-TORRADO, P. (Editores).**Pedologia** – Fundamentos. Viçosa, MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 82-145, 2012.

KARMAN, I. Água: ciclo e ação geológica. In:_____TEIXEIRA, W., FAIRCHILD, T. R., TOLEDO, M.C.M de., TAIOLI, F. (orgs).**Decifrando a Terra**. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2 ed., p. 186-209, 2009.

LEMES, M. R. T. **Revisão dos efeitos da vegetação em taludes**. 2001. 140 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

LEPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011, 456p.

_____. **Formação e conservação dos solos**. 2 ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2010, 216p.

LIBARDI, P.L. Água no solo. In:_____ **Física do Solo**. LIER, Q.J.van (Editor). Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 103-152, 2010.

MACHADO, M.A. **Caracterização dos movimentos de massa por técnicas mineralógicas no bairro Belchior Baixo, Gaspar, Santa Catarina**. 2013. 126 p. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal de Santa Catarina. SC. 2013.

MARCOLIN, C.D. 2006. **Propriedades físicas de Nitossolo e Latossolos argilosos sobre plantio direto**. Dissertação de Mestrado. – Faculdade de Agronomia e Medicina Veterinária, Pós-Graduação em Agronomia, Universidade de Passo Fundo. Rio Grande do Sul, 110p.

MENDES, J.C.; WIEDEMANN, C. M.; MCREATH, I. Norito e charnoenderbitos da borda do Maciço Intrusivo Venda Nova, Espírito Santo. **Anuário do Instituto de Geociências** – UFRJ, v. 25, 2002.

MONECHE, M.S.F. **Análise da distribuição dos fatos geomorfodinâmicos para identificação de zonas de perigos naturais**. 2012, 115p. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2012.

MOURA, J. R. da S.; SILVA, T. M. da. Complexo de rampas de colúvio. In:_____ CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (org). **Geomorfologia do Brasil**. 8 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2012, 390p.

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 - médio vale do rio Paraíba do Sul. **Revista Brasileira de Geociências**. v. 21, n. 3, p. 255-265, 1991.

OLIVEIRA, L. A.; GONÇALVES, R.M.; MARTINS, F.P. Contraste de condutividade hidráulica em solos de textura arenosa e argilosa encontrados nos tributários da margem esquerda do rio Tijuco, município de Ituiutaba, Estado de Minas Gerais, Brasil. **Revista Caminhos de Geografia**. v. 11, p. 230-243, n. 33. 2010.

ORTIGÃO, J. A. R. **Introdução à mecânica dos solos dos estados críticos**. 3 ed. Rio de Janeiro: Terratek, 2007. Disponível em: <http://www.terratek.com.br/pt/downloads/cat_view/21-books.html>. Acesso em: Março de 2014.

PACHECO, F.B.P; REICHARDT, K.; TUON, R.L. Variabilidade espacial e temporal do potencial mátrico da água em terra roxa estruturada. **Revista Scientia Agrícola**. Piracicaba, 51 (2): 327-334, 1994.

PERAZZOLO, L. **Estudo geotécnico de dois taludes da formação Serra Geral, Rio Grande do Sul**. 2003. 170p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – Escola de Engenharia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2013.

PEREIRA, T. S. **Avaliação do desempenho de diferentes métodos de análise de estabilidade de taludes em barragens de terra**. 2013. 78 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola). Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, RS, 2013.

PEREIRA, T.T.C.; KER, J. C.; SCHAEFER, E.G.R; BARROS, N. F.; NEVES, J.C.L., ALMEIDA, C.C. Gênese de Latossolos e Cambissolos desenvolvidos de rochas pelíticas do Grupo Bambuí-Minas Gerais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v. 34, p. 1283-1295, 2010.

PINTO, C. de. S. **Curso Básico de Mecânica dos Solos**. 3ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2006, 363p.

PLOEY, J. D. O estudo de processos geomorfológicos e a interpretação dos depósitos quaternários. **Revista do Instituto Geológico de São Paulo**. v. 6, n. 1-2, p. 7-13, 1985.

POLIVANOV, H.; BARROSO, E. V. Geotecnia Urbana. In: _____ GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia Urbana**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 147-187, 2011.

PROJETO RADAMBRASIL - Levantamento de Recursos Naturais. **Geologia, Geomorfologia, Solos, Vegetação e Uso Potencial da Terra**. v. 32, Folhas SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. IBGE, 1983. 775 p.

REICHERT, J.M. et al. Mecânica do Solo. In: _____ **Física do Solo**. LIER, Q.J.van (Editor). Viçosa – MG: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, p. 29-102, 2010.

ROLIM, G.S.; SENTELHAS, P.C.; BARBIERI, V. (1998). Planilhas no ambiente EXCEL para os cálculos de balanços hídricos: normal, decendial, sequencial, cultura e produção real e produção potencial. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 6, p. 133-137.

RUIZ, H. A.; FERREIRA, G. B.; PEREIRA, J. B. M. Estimativa da capacidade de campo de latossolos e neossolos quartzarênicos pela determinação do equivalente de umidade. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**. v.27, p. 389- 393, 2003.

SANT'ANNA NETO, J. L. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Climatologia**. v. 1, n. 1. Dezembro de 2005.

SANTOS, A. H. B. dos. Análise de magnitude-frequência de eventos pluviométricos na região de Parelheiros (São Paulo – SP). **Revista Geonorte**: Ed. Especial, v. 1, n. 4, 2012, p. 399-411.

SANTOS, R. D. dos; LEMOS, R. C. de; SANTOS, H. G. dos; KER, J. C.; ANJOS, L. H. C. dos. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. Viçosa, Sociedade

Brasileira de Ciência do Solo e Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos e Centro Nacional de Pesquisa de Solos – Embrapa, 100p, 2005.

SIGNORELLI, N. et al. 1993. Folha Afonso Cláudio - SF24-V-A-II. **Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. DNPM/CPRM, escala 1:100000.

SILVA NETO, J.C.A.da. Avaliação da vulnerabilidade à perda de solos na bacia do rio Salobra, MS, com base nas formas do terreno. **Revista Geografia**. v. 22, n. 1. Londrina, p. 5-25, 2013.

SILVA, J. P. M. **Os métodos de equilíbrio limite dos elementos finitos na análise de estabilidade de taludes**. 2011. 173 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Faculdade de Engenharia. Universidade do Porto. Porto, Portugal, 2011.

SILVA, M.J.F. **Análise de estabilidade de taludes pelo método de equilíbrio limite geral**. 2013. 109 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil). Faculdade de Engenharia. Universidade do Porto. Porto, Portugal, 2013.

SOUZA, S. O; CÔRREA, W.S.C; FILETI, R.B; VALE, C.C. Balanço hídrico da bacia do rio Caravelas (BA) como subsídio ao planejamento agrícola. **Revista Brasileira de Geografia Física**. v.7, p.83-92, 2014.

SOUZA, C.M.A de.; RAFULL, L.Z.L; VIEIRA, L.B. Determinação do limite de liquidez em dois tipos de solo utilizando-se diferentes metodologias. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. v. 4, n. 3,p. 460-464, 2000.

TABALIPA, N. L.; FIORI, A. P. Influência da vegetação na estabilidade de taludes na bacia do rio Ligeiro (PR). **Rev. Geociências** - UNESP, v. 27, n. 3, p. 387-399, 2008.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J. R. The water balance. **Publications in Climatology**. New Jersey: Drexel Institute of Technology, 1955, 104p.

TOMINAGA, L. K. **Avaliação de Metodologias de Análise de Risco a Escorregamentos**: Aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP. Tese (Doutorado em

Geografia Física). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo. São Paulo, 2007, 240p.

TOMINAGA, L. K. Escorregamentos. In:_____ TOMINAGA, L. K. et al. (orgs). **Desastres Naturais** – Conhecer para prevenir. 1ª ed. São Paulo: Instituto Geológico, p. 25-38, 2009.

VALERIANO, M. M. **Topodata**: guia para utilização de dados geomorfológicos locais. São José dos Campos: INPE, 2008, p.72.

VITTE, A.C. A construção da Geomorfologia no Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 91-108, 2011.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C.M.; LUDKA, I.P., MEDEIROS, S.R. de.; MENDES, J.C. Arquitetura de plutons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira. **Geonomos**, v. 8, p. 25-38, 2000.

YIN, M. F.; DIAS, N.A. **Estabilização de taludes por meio de utilização de misturas de solo com resíduo de beneficiamento de rochas ornamentais estabilizadas quimicamente**. 2014. Projeto de Graduação do curso de Engenharia Civil da Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória.